Commissione Centrale CAI per la Speleologia e il Torrentismo

Centro Escursionistico Naturalistico Speleologico

# Speleogenesi

# Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

# Francesco Salvatori

Istruttore Nazionale SNS CAI GS Valtiberino CAI Sansepolcro CENS Costacciaro

### 445 figure

© Copyright 2016 - CENS (PG) ISBN 978-88-941344-1-4

Seconda edizione corretta, riveduta e integrata

Quarta ristampa (ottobre 2019) con il contributo della Scuola Nazionale di Speleologia del Club Alpino Italiano

Sne	leogenesi
She	leogenesi

43

Prefazioni alla Prima Edizione	19
Prefazione alla Seconda Edizione	20
Guida alla lettura	21

# Premessa I: evoluzione delle ricerche sull'origine delle grotte

01	Le teorie sp	eleogenetiche	23	
	01.a	I primordi e la Teoria del Boegli	23	
	01.b	Le ricerche empiriche del Laboratorio Sotterraneo di Moulis e le elaborazioni teoriche degli speleologi perugini	24	
	01.c	Le ricerche empiriche dei carsologi americani ed europei	25	

### Premessa II: i fenomeni carsici e i Principi della Termodinamica – l'evidenza della corrosione del calcare

01	La formazio	one dei sistemi carsici, l'energia necessaria e i Principi della Termodinamica	28
	01.a	Primo e Secondo Principio della Termodinamica	28
	01.b	Il Terzo Principio della Termodinamica	28
	01.c	L'entropia e la probabilità d'esistenza di uno stato del sistema	29
	01.d	I Principi della Termodinamica, l'entropia e il carsismo: l'esempio della Grotta del Chiocchio (Spoleto – Umbria – Italia)	30
	01.e	I Principi della Termodinamica, l'entropia e il carsismo: la degradazione differenziata dell'energia libera come fattore fondamentale per la formazione dei sistemi carsici	34
	01.f	L'energia libera di un flusso in movimento, l'entropia e la corrosione omogenea	35
02	L'evidenza	della formazione dei fenomeni carsici attraverso la corrosione del calcare	36
	02.a	Valutazione sperimentale della corrosione in grotta: la Sorgente Scirca e il sistema sotterraneo della Grotta di Monte Cucco	36
03	Propedeuti	ca alla lettura delle Parti che seguono	37
	03.a	Impostazioni	37
	03.b	Definizioni e correlazioni	38
Pa	rte I: <i>i p</i>	rincipi generali	
I.01	Caratte	ristiche e definizione di un sistema carsico	40
	I.01.a.	Un sistema carsico ipogeo è un traforo idrogeologico naturale	40
	I.01.b.	Le discontinuità della roccia	40
	I.01.c.	Caratteristiche dei sistemi c <b>arsici</b>	40

I.01.d. Terreni carsificabili

Spel	eogenes	i	Sommario	Ш
1.02.	L'an	alisi speleo	ogenetica	43
	I.02.a.	La spele	eogenesi come disciplina scientifica	43
	I.02.b.	ll contr	ibuto della chimica nella formazione dei sistemi carsici	44
	I.02.c.	La spele	eogenesi è un disciplina di ricerca multidisciplinare	44
	I.02.d.	ll contr	ibuto della chimica nella fase embrionale	44
	I.02.e.	La chim	nica e l'ampliamento dei condotti drenanti in fase embrionale	44
	I.02.f.	Le leggi	i della chimica e l'idraulica	44
1.03.	La s	peleogene	si e il metodo scientifico	44
	I.03.a.	La disci	plina scientifica "Speleogenesi" e la fase sperimentale	44
	I.03.b.	Gli stru speleog	imenti analitici che possono sostituire la fase sperimentale della ricerca genetica	45
	I.03.c.	l gusci v	vuoti nella speleologia	45
1.04.	l sis	temi carsic	i sono entità dinamiche	45
	I.04.a.	l sistem	ni carsici sono in continua evoluzione	45
	I.04.b.	Le caus	e che producono l'evoluzione dei sistemi carsici	45
	I.04.c.	II dinan	nismo dei sistemi carsici e i parametri geologici che lo determinano	46
1.05.	La ri	costruzion	e dell'origine e dell'evoluzione di un sistema carsico	46
	I.05.a.	Premes	ssa e richiami	46
	I.05.b.	Le fasi o	della carsificazione di un ipotetico sistema carsico epigenico	46
		I.05.b.1.	Fase 01	46
		I.05.b.2.	Fase 02	47
		I.05.b.3.	Fase 03	47
		I.05.b.4.	Fase 04	47
		I.05.b.5.	Fase 05	48
		I.05.b.6.	Fase 06	49
		I.05.b.7.	Fase 07	49
1.06.	l sist	temi carsic	i sono entità complesse	51
	I.06.a.	Moltep	lici fattori disegnano la complessità del sistema carsico	51
	I.06.b.	Le dive	rsità che concorrono alla peculiarità di un sistema carsico	52
	I.06.c.	ll probl	ema della modellizzazione dei sistemi carsici	52
1.07.	l flu	idi carsici a	ngiscono in condizioni dinamiche	52
	I.07.a.	La nece	essità del moto dei fluidi carsificanti	52
	I.07.b.	Il condi	zionamento della geometria dei condotti drenanti	52
1.08.	L'ef	etto temp	0	52
	I.08.a.	l tempi	di realizzazione dei fenomeni carsici	52
	I.08.b.	Il ruolo	degli agenti "trascurabili" nella formazione dei sistemi carsici	52

Sommario

# Parte II: le nozioni idrauliche e la dissipazione localizzata dell'energia potenziale in energia interna

II.01.	L'idrau	Ilica, le forme d'energia e i sistemi carsici	54
	II.01.a.	l sistemi carsici in sintesi	54
	II.01.b.	Sistemi carsici, idraulica e reazioni chimiche	54
II.02.	L'idrau deform	ilica epigenica nei condotti freatici (chiusi) con pareti non calcaree e non nabili	55
	II.02.a.	Caratteristiche e dimensioni del condotto di drenaggio	55
	II.02.b.	Flusso laminare ideale: definizione	55
	II.02.c.	Flusso laminare ideale: calcolo dell'energia potenziale e sue trasformazioni	55
	II.02.d.	Flusso laminare reale: forza d'attrito ed energia interna	56
	II.02.e.	Flusso laminare reale: descrizione delle caratteristiche	59
	II.02.f.	Flusso laminare reale: lo strato limite	60
	II.02.g.	La velocità critica del passaggio dal moto laminare a quello turbolento	61
	II.02.h.	ll moto turbolento	61
	II.02.i.	Il profilo d'avanzamento del moto turbolento	62
	II.02.I.	Moto turbolento e rugosità delle pareti del condotto	62
	II.02.m.	Moto turbolento, portata, forza d'attrito complessiva e incremento dell'energia interna	62
	II.02.n.	La diffusività	62
	II.02.o.	Variazioni della turbolenza e della reattività chimica	63
II.03.	L'idrau deform	ilica epigenica nei canali vadosi (a pelo libero) con pareti non calcaree e non nabili	63
	II.03.a.	Premessa	63
	II.03.b.	Definizione delle caratteristiche di un canale a pelo libero	63
	II.03.c.	Calcolo delle forze d'attrito	64
II.04.	Relazio nei car	one fra cadente piezometrica $J$ ed energia potenziale $E_p$ nei condotti freatici e nali vadosi	65
	II.04.a.	L'energia potenziale per unità di misura e cadente piezometrica	65
II.05.	Dissipa e nei c	azione localizzata dell'energia potenziale in energia interna nei condotti freatici anali vadosi con pareti non calcaree e non deformabili	67
	II.05.a.	Premessa e richiami	67
	II.05.b.	Condotti freatici: gradualità del passaggio da moto laminare a turbolento (e viceversa)	67
	II.05.c.	Condotti freatici: geometria dei condotti drenanti e combinazione di regimi di flusso all'interno dello stesso condotto	67
	II.05.d.	Condotti freatici: esempi di difformità localizzate nel regime del flusso freatico	68
	II.05.e.	Canali vadosi: coesistenza di regime laminare e turbolento	73

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

IV

Spel	eogenesi	Sommario	V
	II.05.f.	Canali vadosi: cambiamenti di regime e della loro intensità	73
	II.05.g.	Canali vadosi: esempi di difformità localizzate nel regime del flusso vadoso	73
II.06	. La Leg definir	ge di Poiseuille e il Principio di Bernouilli: due relazioni fondamentali per re l'interazione fra idraulica e genesi dei sistemi carsici	73
	II.06.a.	Premessa	73
	II.06.b.	La Legge di Poiseuille nelle sue diverse espressioni	74
	II.06.c.	Relazioni fra portata $Q$ e velocità media del flusso $V_m$	75
	II.06.d.	La velocità media $V_m$ di un flusso carsico sulla base della Legge di Poiseuille	75
	II.06.e.	Il Teorema di Bernouilli	76
II.07	. Condiz canale	ioni per ottenere la maggior portata possibile in un condotto freatico e in un vadoso con pareti non calcaree e non deformabili in condizioni epigeniche	77
	II.07.a.	Elenco delle condizioni	77
	II.07.b.	Correlazioni fra canali e condotti con pareti indeformabili e pareti calcaree corrodibili	78
	II.07.c.	Impossibilità, in condizioni vadose, di raggiungere una sezione trasversale circolare	78

# Parte III: le nozioni della chimica e i principi dell'analisi cinetica chimica

111.01	. Caratte	eristiche dinamiche dell'equilibrio chimico	81
	III.01.a.	La natura dinamica dell'equilibrio chimico	81
	III.01.b.	L'equilibrio chimico è dinamico	82
	III.01.c.	Soprasaturazione del sistema lodio	83
	III.01.d.	Sottosaturazione del sistema Iodio	83
	III.01.e.	L'equilibrio chimico della dissoluzione del CaCO <sub>3</sub>	83
	III.01.f.	Soprasaturazione del sistema calcare	84
	III.01.g.	Sottosaturazione del sistema calcare	84
111.02	. Reazio	ni chimiche, urti efficaci, energia d'attivazione, agitazione termica	84
	III.02.a.	Urti efficaci	84
	III.02.b.	Distribuzione delle cariche negative e positive negli atomi, nelle molecole e negli ioni	84
	III.02.c.	Energia di attivazione	85
	III.02.d.	Reazioni esotermiche	85
	III.02.e.	Energia di attivazione, velocità delle specie chimiche reagenti e urti efficaci	85
	III.02.f.	Numero di particelle e probabilità di urti efficaci	86
	III.02.g.	Distribuzione statistica delle velocità delle particelle	86
	III.02.h.	Numero di molecole con energia superiore a quella d'attivazione	86
	III.02.i.	Variazione del numero di particelle con energia superiore a quella d'attivazione in funzione della temperatura	86
	III.02.I.	Energia d'attivazione dello stato solido	86

VI		Sommario Speleogenesi	
	III.02.m.	L'agitazione termica	87
	III.02.n.	l parametri per incrementare gli urti efficaci	87
III.03	3. I mec	canismi delle cinetiche chimiche	87
	III.01.a.	L'analisi delle cinetiche chimiche	87
	III.01.b.	Numero di particelle coinvolte nell'urto efficace e ordine di reazione	87
	III.01.c.	Velocità di reazione	87
	III.01.d.	Esempi di reazioni chimiche, ordine di reazione, equazione di velocità, costante di velocità e grafici rappresentativi	87
	III.01.e.	Ricostruzione empirica dell'equazione di velocità, della costante di velocità e dell'ordine di una reazione	89
	III.01.f.	Il calcolo delle concentrazioni del calcare all'equilibrio	92
	III.01.g.	Il principio dello stadio lento	93
111.04	I. Le cir	netiche chimiche della corrosione del calcare	93
	III.04.a.	Premessa e richiami	93
	III.04.b.	Le equazioni fondamentali della velocità di dissoluzione del calcare	94
	III.04.c.	Le ricerche empiriche sulle cinetiche della corrosione del calcare	95
Par	te IV: /	lo studio dei modelli di sistemi carsici	
IV.0:	L. L'uso e frea	di modelli per l'analisi speleogenetica di sistemi carsici in condizioni epigeniche tiche	97
	IV.01.a.	Le ricerche empiriche e la modellizzazione dei sistemi carsici	97

IV.01.b.	l modelli bidimensionali di sistemi carsici	97
IV.01.c.	Modelli bidimensionali di sistemi carsici: la frattura standard	98
IV.01.d.	Frattura standard: evoluzione nello spazio e nel tempo	99
IV.01.e.	Frattura standard: dal flusso laminare a turbolento	99
IV.01.f.	Frattura standard: "breakthrough time" (tempo di penetrazione)	99
IV.01.g.	Frattura standard: "bottleneck" (collo di bottiglia)	100
IV.01.h.	Frattura standard: sintesi della sua evoluzione in sei immagini	100
IV.01.i.	Frattura standard: considerazioni in relazione ai sistemi carsici reali	102
IV.01.j.	Frattura standard: distanza dall'ingresso e apertura	102
IV.01.k.	Frattura standard: distanza dall'ingresso e velocità d'ampliamento della frattura	102
IV.01.I.	Frattura standard: distanza dall'ingresso e rapporto di saturazione	103
IV.01.m.	Frattura standard: distanza dall'ingresso e carico idraulico	103
IV.01.n.	Frattura standard: tempo, portata e rapporto di saturazione iniziale	104
IV.01.o.	Frattura standard ma con L = 100 m (anziché L = 1000 m): carsificazione con cinetiche lineari	105
IV.01.p.	Frattura standard ma con L = 4000 m (anziché L = 1000 m) e parete superiore non levigata: influenza della rugosità (scabrezza)	106
IV.01.q.	Frattura standard: influenza delle variazioni litologiche del calcare	107

Speleogenesi	Sommario	VII
IV.01.r.	Frattura standard: immissione di CO <sub>2</sub>	111
IV.01.s.	Frattura standard: immissione puntiforme di CO <sub>2</sub>	112
IV.01.t.	Frattura standard: immissione diffusa di $CO_2$	113
IV.01.u.	Conclusioni sull'effetto prodotto dall'immissione di $CO_2$ nella frattura standard	114
IV.01.v.	"Corrosione " per miscela d'acque sature	114
IV.01.w.	Limiti delle ricerche sui modelli carsici	115

# Parte V: l'energia nei sistemi carsici calcarei d'origine epigenica e ipogenica

V.01	. Le forr d'attua	me d'energia che concorrono alla creazione di un sistema carsico: modi e tempi azione	118
	V.01.a.	Fenomeni naturali ed energia	118
	V.01.b.	Dissipazione irreversibile in energia termica	118
	V.01.c.	Fonti energetiche e modi di utilizzo	118
	V.01.d.	L'energia solare e la formazione delle stratificazioni calcaree, marnose e bituminose	119
	V.01.e.	L'energia geotermica e l'emersione delle stratificazioni calcaree	119
	V.01.f.	L'energia endogena è il motore dei flussi che risalgono dal basso e che portano alla formazione dei sistemi carsici ipogenici	120
	V.01.g.	Il Sole è il motore del ciclo dell'acqua che fornisce l'energia alla componente epigenica dei sistemi carsici	120
	V.01.h.	I tempi d'azione delle componenti energetiche del carsismo	121
V.02	. Le con	dizioni indispensabili per la formazione di un sistema carsico	121
	V.02.a.	Premessa	121
	V.02.b.	La necessità del moto dei fluidi	121
	V.02.c.	La necessità di un insieme di canalizzazioni interconnesse che uniscano un ingresso a un'uscita	121
	V.02.d.	Le condizioni per provocare il movimento del flusso	121
V.03	. L'origi	ne, le caratteristiche e gli attriti nel moto dei fluidi in un sistema epigenico	122
	V.03.a.	Richiami	122
	V.03.b.	Gli attriti interni ed esterni che si oppongono al drenaggio in condizioni freatiche e in regime laminare	122
	V.03.c.	La Legge di Poiseuille e la misura delle forze d'attrito	122
	V.03.d.	Relazione fondamentale fra l'energia potenziale, l'energia interna e l'energia cinetica	123
	V.03.e.	La dissipazione dell'energia potenziale	124
	V.03.f.	Calcolo dell'energia interna immessa nel sistema carsico	124
V.04	. La dist	ribuzione dell'energia interna fra le componenti di un sistema carsico epigenico	124
	V.04.a.	Le componenti dei sistemi carsici	124

VIII		Sommario Speleogenesi	
	V.04.b.	L'agitazione termica, la reattività chimica e la pressione nello stato gassoso	125
	V.04.c.	Il trasferimento dell'energia interna nel sistema carsico e nella massa rocciosa che lo contiene	125
V.05.	La dis creazi	ssipazione localizzata d'energia potenziale in un sistema carsico epigenico: la ione della multiforme morfologia carsica ipogea	126
	V.05.a.	La dissipazione differenziata dell'energia potenziale	126
	V.05.b.	Condotti e canali con pareti indeformabile e con pareti calcaree	126
V.06.	. Le ac quant	que meteoriche, la forza di gravità, l'energia potenziale prodotta: valutazioni titative su sistemi carsici epigenici	126
	V.06.a.	Ciclo dell'acqua, precipitazioni e forza di gravità	126
	V.06.b.	La penetrazione delle precipitazioni nella massa calcarea e l'individuazione del percorso sotterraneo che porta alla risorgenza	127
	V.06.c.	Valutazione quantitativa dell'energia interna in funzione delle caratteristiche geometriche del sistema carsico	127
	V.06.d.	Tabella esemplificativa della "potenza" di un sistema carsico schematico	127
	V.06.e.	Esempio di dissipazione dell'energia potenziale in energia interna: superficie dell'area carsica di 1 km <sup>2</sup> con dislivello di 200 m fra ingresso e uscita	128
	V.06.f.	Esempio di dissipazione d'energia potenziale in energia interna: l'area carsica del Pian Grande, Monte Vettore, Norcia (Umbria – Italia)	128
V.07.	L'orig	ine, le caratteristiche e gli attriti nel moto dei fluidi in un sistema ipogenico	129
	V.07.a.	Differenze fra sistemi carsici epigenici e ipogenici	129
	V.07.b.	Gli attriti che si oppongono al drenaggio	130
	V.07.c.	La pressione idrostatica che si oppone al drenaggio	130
	V.07.d.	La misura delle forze d'attrito	131
V.08.	. Le pre	essioni endogene e il potenziale chimico nei sistemi carsici ipogenici	132
	V.08.a.	Il contributo delle pressioni endogene e del potenziale chimico degli agenti acidificanti nella carsificazione ipogenica	132
_	V.08.b.	La portata del flusso e l'evacuazione del calcare solubilizzato	132

### Parte VI: i sistemi carsici calcarei epigenici e ipogenici: gli elementi stratigrafici, tettonici, orografici e idraulici che ne definiscono la struttura

VI.01. La sce	lta delle vie di drenaggio in condizioni epigeniche	134
VI.01.a.	La ricerca del percorso fra punto (o area) d'ingresso e punto (o area) d'uscita	134
VI.01.b.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: faglie, diaclasi, leptoclasi, interstrati, livelli porosi	134
VI.01.c.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: i livelli impermeabili inferiori	135
VI.01.d.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le falde freatiche	137
VI.01.e.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: la falda freatica statica contenuta in un terreno	138

Speleogenesi	Sommario	IX
VI.01.f.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: cambio di forma della superficie piezometrica per l'immissione di un flusso affluente	140
VI.01.g.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: cambio di forma della superficie piezometrica per la sottrazione di un flusso confinante	141
VI.01.h.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le stratificazioni porose (rocce non fratturate)	142
VI.02. La sce	lta delle vie di drenaggio in condizioni ipogeniche	144
VI.02.a.	Premessa	144
VI.02.b.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: la relazione di base	145
VI.02.c.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: faglie, diaclasi, leptoclasi, interstrati e orizzonti porosi	147
VI.02.d.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: i livelli impermeabili superiori e laterali	148
VI.02.e.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le falde freatiche con flusso endogeno originato al loro esterno	153
VI.02.f.	Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le falde freatiche con flusso endogeno originato al loro interno	157
VI.03. La sce in asse	lta delle vie di drenaggio: la ricerca del percorso nelle rocce calcaree fratturate enza di elementi confinanti	158
VI.03.a.	Premessa	158
VI.03.b.	La carsificazione lungo la superficie piezometrica: rete di fratture a maglie piccole e scelta del percorso di drenaggio	159
VI.03.c.	La carsificazione lungo la superficie piezometrica: la scelta della via di drenaggio negli orizzonti porosi	161
VI.03.d.	La carsificazione lungo la superficie piezometrica: la scelta della via di drenaggio in una rete di fratture a maglie grandi	162
VI.03.e.	La Fontaine de Vaucluse: un esempio di estrema incertezza nella formazione delle vie di drenaggio in rocce calcaree fratturate a maglie molto grandi	163
VI.03.f.	La Fontaine de Vaucluse: il confinamento superiore imposto dalla superficie piezometrica	164
VI.03.g.	La Fontaine de Vaucluse: i fattori che determinano la scelta della via di carsificazione in una rete di fratture a maglie grandi	165
VI.03.h.	Pozu Cabeza Muxa (Picos de Europa – Asturias – Spagna): confronto fra fattori che determinano la scelta della via di carsificazione in una roccia fratturata	165
VI.03.i.	Le falde freatiche nelle rocce fratturate con confinamento inferiore: le variazioni di carico idraulico (in funzione delle precipitazioni meteoriche) nella scelta delle vie di drenaggio che alimentano le sorgenti temporanee	168
VI.03.I.	Le sorgenti intermittenti: un prodotto dell'incertezza nella fratturazione delle rocce calcaree	169

### Parte VII: la chimica della corrosione del calcare

#### VII.01. Le componenti e i meccanismi della corrosione in soluzioni immobili

173

Χ		Sommario	Speleogenesi	
VII	l.01.a.	Le componenti della corrosione del calcare: il dipolo acqua		173
VII	l.01.b.	Le componenti della corrosione del calcare: il reticolo cristallino (CaCO <sub>3</sub> )	o del calcare	173
VII	.01.c.	Le componenti della corrosione del calcare: idrolisi dell'acqua		173
VII	l.01.d.	Le componenti della corrosione del calcare: l'idratazione degli ioni		174
VII	l.01.e.	Le componenti della corrosione del calcare: l'attraversamento limite	dello strato	174
VII	l.01.f.	Le componenti della corrosione del calcare: il distacco degli ioni dal o	calcare solido	175
VII.02.	La velo (immol	ocità di corrosione del calcare e il grado di saturazione del bile)	la soluzione	175
VII	.02.a.	La concentrazione all'equilibrio		175
VII	l.02.b.	Il grado di aggressività (o saturazione)		176
VI	l.02.c.	Velocità di dissoluzione del calcare e grado di saturazione		176
VII.03.	La chin con flu	nica della corrosione del calcare: sistemi epigenici in regime frea sso saturo o quasi-saturo in movimento in un condotto	atico (chiusi)	178
VII	l.03.a.	Richiami e premesse		178
VII	l.03.b.	Le cinetiche della dissoluzione del $CaCO_3$ in un condotto calcareo un flusso freatico quasi-saturo o saturo	dove scorre	178
VII	l.03.c.	L'equazione d'equilibrio del sistema $CaCO_3 - H_2O$ e la definizione o saturazione	dello stato di	180
VII	l.03.d.	I fattori che influenzano le variabili dell'equazione d'equilibrio: l velocità	e costanti di	181
VII	l.03.e.	I fattori che influenzano le variabili dell'equazione d'ec concentrazioni delle specie ioniche e molecolari in soluzione	quilibrio: le	181
VII	l.03.f.	I fattori che influenzano le variabili dell'equazione d'equilibrio: la p germi cristallini nel corpo della soluzione	oroduzione di	182
VII.04.	La chin con flu	nica della corrosione del calcare: sistemi epigenici in regime vac sso aggressivo in movimento in un canale	doso (aperti)	183
VI	l.04.a.	Fase post embrionale, regime freatico e vadoso		183
VI	l.04.b.	Caratteristiche di un sistema epigenico vadoso		184
VI	l.04.c.	L'anidride carbonica nell'atmosfera e nel terreno		185
VI	l.04.d.	La forza di gravità e il regime vadoso		185
VI	l.04.e.	Le cinetiche della dissoluzione del $CaCO_3$ in un canale calcareo d pelo libero un flusso costantemente non saturo	ove scorre a	186
VII	l.04.f.	La velocità di solubilizzazione del calcare in fase vadosa con flus l'equazione fondamentale	si aggressivi:	187
VII	l.04.g.	I fattori che influenzano le variabili dell'equazione della solubilizzazione del calcare in fase vadosa con flussi aggressivi	velocità di	188
VII.05.	La chim movime	nica della corrosione del calcare: sistemi ipogenici con flusso sempre ento	aggressivo in	189
VII	.05.a.	Condizioni in cui si svolge la corrosione del calcare nei sistemi ipoge	enici	189

Speleogenesi	Sommario	XI
VII.05.b.	La velocità di solubilizzazione del calcare in condizioni ipogeniche con flussi sempre aggressivi	190
VII.06. L'elimi	nazione dei prodotti solubilizzati	192
VII.06.a.	L'evacuazione del calcare disciolto	192
Parte VIII:	la speleogenesi embrionale nei sistemi carsici	
calcarei f	reatici epiaenici: la corrosione omoaenea e	
differenzia	nta con flussi saturi o quasi-saturi	
VIII.01. Richiar	ni e premesse	194
VIII.01.a.	Riferimenti ai contenuti e alle finalità delle Parti precedenti	194
VIII.01.b.	La fase embrionale freatica con flusso saturo o quasi-saturo: caratteristiche del sistema carsico	195
VIII.01.c.	La fase embrionale freatica con flusso saturo o quasi-saturo: l'eliminazione del soluto	195
VIII.01.d.	La fase embrionale freatica con flusso saturo o quasi-saturo: la rapida saturazione del flusso idrico	195
VIII.01.e.	La fase embrionale freatica con flusso saturo o quasi-saturo: l'apparente impossibilità di evolversi in sistemi carsici maturi	196
VIII.02. I fatto corrosi	ri speleogenetici in fase embrionale con flusso saturo o quasi-saturo: la one omogenea	196
VIII.02.a.	L'equilibrio chimico, la produzione di germi cristallini, il trasporto del soluto verso valle per mezzo dei moti convettivi	196
VIII.02.b.	Il meccanismo di base	197
VIII.02.c.	L'elaborazione teorica dell'evoluzione del condotto cilindrico iniziale	198
VIII.02.d.	Considerazioni conclusive e analogie	198
VIII.03. I fatto elemei	ri speleogenetici in fase embrionale con flusso saturo o quasi-saturo: gli nti costitutivi della corrosione differenziata	199
VIII.03.a.	Premessa	199
VIII.03.b.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati alle cinetiche chimiche e alla termodinamica: l'equazione della dissoluzione del calcare, l'influenza della temperatura, del rapporto superficie/volume $S/\tau$ e del raggio $r$ dei condotti	200
VIII.03.c.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: la dissipazione d'energia potenziale in energia interna in funzione del raggio e della pendenza del condotto, il ruolo della portata	201
VIII.03.d.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: il passaggio da un regime laminare a un regime turbolento	201
VIII.03.e.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati alle cinetiche chimiche: ottimizzazione dei volumi dei cristalli di calcite	203
VIII.03.f.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica: Effetto Venturi	204
VIII.03.g.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica: la diffusione da flusso	205

2	XII	Sommario Speleogenesi	
	VIII.03.h.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati alle cinetiche chimiche: la nucleazione eterogenea dei germi cristallini	205
	VIII.03.i.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: effetto strozzatura	206
	VIII.03.I.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: effetto brusco restringimento	210
	VIII.03.m.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: effetto brusco ampliamento	210
	VIII.03.n.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: effetto ostacolo	211
	VIII.03.o.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: la produzione di germi cristallini soprasaturi nel corpo della soluzione	212
	VIII.03.p.	Elementi costitutivi della corrosione differenziata: conclusioni generali	213
1	/III.04. I fatto corros	ori speleogenetici in fase embrionale con flusso saturo o quasi-saturo: la sione differenziata	214
	VIII.04.a.	Premessa	214
	VIII.04.b.	Un esempio di corrosione differenziata: eliminazione di una strozzatura per riempimento con germi cristallini di canalizzazioni cieche	214
	VIII.04.c.	Un esempio di corrosione differenziata: eliminazione di un ostacolo con trasferimento di soluto e germi cristallini in canalizzazioni secondarie	217
	VIII.04.d.	Un esempio di corrosione differenziata: evoluzione delle sezioni trasversali non- circolari (ellittiche) dei condotti carsici	218
	VIII.04.e.	Un esempio di corrosione differenziata: anastomosi di condotti drenanti adiacenti	220
	VIII.04.f.	Un esempio di corrosione differenziata: modellamento ed eliminazione di diaframmi rocciosi	224
	VIII.04.g.	Un esempio di corrosione differenziata: effetto concatenato "parete porosa del condotto"/"strozzatura"	228
	VIII.04.h.	Un esempio di corrosione differenziata: effetto concatenato "calcare saccaroide"/"strozzatura"	229
	VIII.04.i.	Un esempio di corrosione differenziata: effetto concatenato "corpi non solubili/turbolenza/diffusione da flusso"	230
	VIII.04.I.	Un esempio di corrosione differenziata: effetto foro sulla parete, modellamento delle pareti e ampliamento dei condotti	231
	VIII.04.m.	Un esempio di corrosione differenziata: effetto confluenza, modellamento delle pareti e ampliamento dei condotti	233
	VIII.04.n.	Un esempio di corrosione differenziata: la rettificazione dei condotti drenanti	234
١	/III.05. Corros	sione omogenea e differenziata: conclusioni	237
	VIII.05.a.	I principi e le leggi dell'idraulica, i Principi della Termodinamica, i meccanismi delle cinetiche chimiche e la speleogenesi	237
	VIII.05.b.	La complessità dei fenomeni propri dell'idrodinamica e le limitazioni quantitative dei principi e delle leggi dell'idrodinamica	237
		quantitative dei principi e dene leggi den lurodinamica	

XIII Speleogenesi Sommario VIII.05.c. L'analisi speleomorfologica come elemento di conferma sperimentale e punto 237 di partenza per un processo di conoscenza deduttivo VIII.05.d. La corrosione omogenea e differenziata come elementi indispensabili per la 237 formazione di un sistema carsico Parte IX: la speleogenesi nei sistemi carsici calcarei epigenici: la transizione dalla fase embrionale freatica satura alla fase matura vadosa aggressiva La corrosione omogenea (freatica): il passaggio dallo stato di saturazione a quello IX.01. 239 aggressivo, il graduale avanzamento del confine "non-saturo/saturo" e l'eliminazione della strozzatura finale IX.01.a. Richiami e premesse 239 IX.01.b. 240 La corrosione omogenea in presenza di CO<sub>2</sub> atmosferica all'ingresso del sistema sotterraneo: elaborazione teorica dell'evoluzione del condotto cilindrico iniziale IX.01.c. Trasformazione della corrosione omogenea in presenza di CO<sub>2</sub> atmosferica 240 all'ingresso del sistema sotterraneo: analisi delle relazioni di base e dei parametri IX.01.d. La corrosione omogenea e in presenza di CO<sub>2</sub> atmosferica all'ingresso del sistema 242 sotterraneo: successione delle fasi della carsificazione e passaggio dallo stato freatico saturo a quello freatico aggressivo IX.02. Le morfologie di base della transizione freatico/vadosa: premesse e richiami 244 Caratteristiche della transizione freatico/vadoso: la coesistenza di condizioni IX.02.a. 244 diverse IX.02.b. Caratteristiche della transizione freatico/vadoso: flussi laminari e turbolenti 245 IX.02.c. Caratteristiche della transizione freatico/vadoso: l'esempio del Pozo Cobaltain 245 I fattori chimici e termodinamici della corrosione del calcare nella transizione freatico IX.03. 247 satura/vadosa aggressiva IX.03.a. 247 Premesse e richiami IX.03.b. Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura 248 vadosa aggressiva": l'equazione di velocità delle reazioni della dissoluzione del calcare in condizioni freatiche con flussi saturi IX.03.c. Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura 248 vadosa aggressiva": l'equazione di velocità delle reazioni della dissoluzione del calcare in condizioni freatiche e vadose con flusso aggressivo IX.03.d. Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura 250 vadosa aggressiva": lo scorrimento a pelo libero in un canale, le relazioni che ne definiscono le forze d'attrito che si oppongono al moto e la produzione d'energia interna IX.03.e. Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura vadosa 251 aggressiva": la resistenza per unità di superficie opposta al moto del flusso, la produzione d'energia interna, la corrosione differenziata "gravitazionale" in un canale con scorrimento a pelo libero IX.03.f. Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura vadosa 251 aggressiva": la dipendenza dell'ampiezza dei canali dalla portata del flusso, il

*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

caso dei meandri

XIV		Sommario Speleogenesi	
	IX.03.g.	Caratteristiche della transizione freatico/vadoso: sintesi degli effetti prodotti dai fattori chimici e termodinamici nella corrosione del calcare durante la transizione freatico/vadoso	252
IX.04	. Le mo retrov	orfologie di base della transizione freatico/vadosa: i pozzi-cascata, le ersioni, le catture	253
	IX.04.a.	La formazione dei pozzi cascata	253
	IX.04.b.	La modellazione della parte superiore dei pozzi-cascata	256
	IX.04.c.	L'ampliamento dei pozzi-cascata	256
	IX.04.d.	L'anastomosi dei pozzi-cascata	258
	IX.04.e.	Le retroversioni	260
	IX.04.f.	La catture di un corso d'acqua in una retroversione	262
	IX.04.g.	La cattura di un corso d'acqua in un pozzo-cascata	263
	IX.04.h.	L'esempio della Grotta del Chiocchio	263
	IX.04.i.	I canali di volta partendo da condizioni freatiche	265
	IX.04.j.	I canali di volta partendo da condizioni vadose	266
IX.05	. Le mo	rfologie di base della transizione freatico/vadosa: i meandri	267
	IX.05.a.	Premesse e richiami	267
	IX.05.b.	Evoluzione di un meandro con condotto freatico d'origine su interstrato: la Rivière Serpentine nel sistema sotterraneo de la Dent de Crolles (Isère – Francia)	268
	IX.05.c.	La Rivière Serpentine: le fasi dell'evoluzione	269
	IX.05.d.	Meccanismi chimici e termodinamici che concorrono alla formazione delle anse dei meandri	272
	IX.05.e.	Evoluzione di un meandro con condotto freatico d'origine su frattura verticale: il Meandrino nella Grotta di Monte Cucco (Umbria – Italia)	274
	IX.05.f.	La cadente piezometrica e la portata del flusso sono fattori discriminanti nella genesi dei diversi tipi di meandro	275
	IX.05.g.	Evoluzione di un meandro su rocce non solubili	279
IX.06	5. Le mo analis	orfologie di base della transizione freatico/vadosa: schemi evolutivi sintetici e i di un sistema carsico	279
	IX.06.a.	Schemi generali di carsificazione a confronto: primo esempio	279
	IX.06.b.	Schemi generali di carsificazione a confronto: secondo esempio	280
	IX.06.c.	L'analisi speleogenetica di un sistema carsico reale: Torca de Cabeza Llambrera (Picos de Europa - Asturias - Spagna)	281
IX.07	. I fatto	pri speleogenetici della transizione freatico/vadosa: il ruolo dell'erosione	283
	IX.07.a.	L'erosione come la corrosione, ma mossa dall'energia cinetica	283
	IX.07.b.	La deposizione dei residui insolubili: analisi pedologica e granulometrica	284
	IX.07.c.	La deposizione dei residui insolubili: l'analisi palinologica	285
IX.08	. La mo	orfogenesi è equivalente alla speleogenesi	285
	IX.08.a.	Speleogenesi e morfogenesi	285

#### Sommario

### Parte X: la speleogenesi nei sistemi carsici calcarei epiipogenici: gli acidificanti d'origine endogena

X.01	. Nuov	ri fattori speleogenetici: gli agenti acidificanti d'origine endogena (ipogenica)	287
	X.01.a.	Richiami e premesse	287
	X.01.b.	Gli agenti acidificanti ipogenici come nuovi fattori carsogeni	287
	X.01.c.	L'origine endogena degli agenti acidificanti e la definizione dei sistemi carsici epi-ipogenici	289
X.02	. L'acio	dificante CO <sub>2</sub> d'origine endogena	289
	X.02.a.	Origine e diffusione	289
	X.02.b.	L'effetto speleogenetico dell'anidride carbonica endogena: l'immissione in un sistema carsico freatico	289
	X.02.c.	L'effetto speleogenetico dell'anidride carbonica endogena: l'immissione in un sistema carsico vadoso	290
	X.02.d.	L'effetto carsificante dell'anidride carbonica endogena: l'immissione nell'Abisso Il di Monticelli, un sistema carsico vadoso	291
	X.02.e.	L'effetto carsificante dell'anidride carbonica endogena: la Polla di Umbertide, un sistema carsico epi-ipogenico senza flusso idrico in movimento e confinato da una falda freatica	294
	X.02.f.	L'effetto carsificante dell'anidride carbonica endogena: le caratteristiche del sistema carsico epi-ipogenico della Polla di Umbertide	294
X.03	. L'acio Satur	dificante H2S d'origine endogena: il sistema epi-ipogenico della Sorgente di mia	298
	X.03.a.	Le caratteristiche peculiari e l'idrogeologia	298
	X.03.b.	La situazione all'origine della formazione del sistema carsico	299
	X.03.c.	Le ipotesi evolutive del sistema carsico	302
	X.03.d.	L' influenza dell'orogenesi nella progressione della speleogenesi	303
X.04	. L'acio di Fra	dificante H <sub>2</sub> S (e H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) d'origine endogena: il sistema epi-ipogenico delle Grotte asassi	305
	X.04.a.	L'analisi morfologica, l'idrogeologia e i fattori speleogenetici	305
	X.04.b.	Il ruolo delle Anidriti e delle marne bituminose	309
	X.04.c.	La carsificazione dei condotti verticali freatici all'interno della falda	310
	X.04.d.	La corrosione lungo la superficie piezometrica	311
X.05	. L'acidi	ficante $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) d'origine endogena: la deposizione del gesso	313
	X.05.a.	Le caratteristiche cristallografiche e la localizzazione dei sedimenti	313
	X.05.b.	Le ipotesi sulla deposizione del gesso	315
	X.05.c.	Le cinetiche che correlano la corrosione del calcare con la precipitazione del gesso per mezzo dell'acidificante $H_2SO_4$	318
	X.05.d.	La sedimentazione del gesso: le condizioni e i limiti entro i quali può avvenire	319
	X.05.e.	La sedimentazione differenziata del gesso: l'influenza determinante della velocità media del flusso	320

XVI		Sommario Speleogenesi	
	X.05.f.	Un esempio di deposizione differenziata: l'effetto "allargamento delle sezioni trasversali" nel Ramo Solfureo della Grotta del Fiume a Frasassi	321
	X.05.g.	Un esempio di deposizione differenziata: l'effetto "diffluenza" nel Ramo Solfureo della Grotta del Fiume a Frasassi	322
	X.05.h.	Un esempio di deposizione differenziata: l'effetto "curva" nel Ramo Solfureo della Grotta del Fiume a Frasassi	323
	X.05.i.	La deposizione del gesso: gli accumuli nei vari livelli superiori della Grotta Grande del Vento a Frasassi	324
	X.05.I.	La deposizione del gesso: il ruolo della turbolenza	325
X.06	. L'acidi spazio	ficante H <sub>2</sub> S (e H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) d'origine endogena: l'orogenesi e l'evoluzione nello e nel tempo del sistema epi-ipogenico delle Grotte di Frasassi	325
	X.06.a.	Richiami e premesse	325
	X.06.b.	Le fasi della speleogenesi	326
X.07	L'acidi Piana, carsific	ficante H <sub>2</sub> S (e H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) d'origine endogena: lo straordinario caso dei Pozzi della dove il flusso endogeno ha prodotto tanto la roccia incassante quanto la cazione	328
	X.07.a.	Premessa e richiami	328
	X.07.b.	I Pozzi della Piana: la situazione geografica e geologica	329
	X.07.c.	I Pozzi della Piana: l'analisi speleo morfologica	330
	X.07.d.	I Pozzi della Piana: origine della roccia incassante e speleogenesi	332
X.08	L'acidi della L	ficante H <sub>2</sub> S (e H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) d'origine endogena: la genesi del sistema epi-ipogenico echuguilla Cave	335
	X.08.a.	Lechuguilla Cave: la situazione geografica, geologica, la morfologia e gli agenti acidificanti	335
	X.08.b.	Lechuguilla Cave: le fasi della speleogenesi	338
X.09	L'acidi sommi	ficante $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) d'origine endogena: il caso anomalo della parte itale della Grotta di Monte Cucco	342
	X.09.a.	Premessa	342
	X.09.b.	La situazione attuale	343
	X.09.c.	La carsificazione nella fase iniziale	344
	X.09.d.	L'anomala situazione della successiva fase della carsificazione	345
	X.09.e.	L'evoluzione del "Tratto Turistico"	346
X.10	L'acidif	icante $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) d'origine endogena: il caso anomalo della Grotta di Cittareale	348
	X.10.a.	Descrizione topografica, geologica e speleo morfologica	348
	X.10.b.	Le fasi dell'evoluzione speleogenetica	350
X.11	L'acidi superi	ficante H <sub>2</sub> S (e H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) d'origine endogena e i sistemi carsici confinati ormente da uno strato impermeabile: la Buca di Faggeto Tondo	353
	X.11.a.	Premessa e richiami	353
	X.11.b.	Descrizione topografica, geologica e speleomorfologica	353
	X.11.c.	La fase iniziale della speleogenesi della Buca di Faggeto Tondo	354

Spel	eogenesi	Sommario	XVII
	X.11.d.	Il ruolo anomalo di confinamento superiore del mantello impermeabile	355
	X.11.e.	La seconda fase dell'evoluzione della Buca di Faggeto Tondo e la sedimentazione del gesso	356
	X.11.f.	La terza fase dell'evoluzione della Buca di Faggeto Tondo	358
	X.11.g.	La quarta e ultima fase dell'evoluzione della Buca di Faggeto Tondo	359
X.12.	L'acidi	ficante HF d'origine endogena nella Buca di Faggeto Tondo	360
	X.12.a.	Premessa, richiami e considerazioni preliminari	360
	X.12.b.	L'acido fluoridrico	361
	X.12.c.	La corrosione del calcare e la deposizione di fluorite	361
	X.12.d.	La Fluorite e la Buca di Faggeto Tondo	363
	X.12.e.	Le variazioni delle caratteristiche chimiche e fisiche dei flussi ipogenici nella Buca di Faggeto Tondo	365
X.13	. L'acidi superi	ficante $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) d'origine endogena e i sistemi carsici confinati ormente da uno strato impermeabile: la Grotta delle Tassare	367
	X.13.a.	Premessa e richiami	367
	X.13.b.	Descrizione topografica, geologica e speleomorfologica	368
	X.13.c.	Le fasi della carsificazione	369
X.14	. Diffusi	ione dei sistemi a componente ipogenica	372
	X.14.a.	Premessa e richiami	372
	X.14.b.	ll Pozzo del Merro	373
	X.14.c.	La Grotta dei Cervi	374
	X.14.d.	Il sistema sotterraneo di Su Palu	374
	X.14.e.	Cala Gonone e la Grotta del Bue Marino	374
	X.14.f.	La Grotte de Saint Marcel	375
	X.14.g.	L'Antro del Corchia	375
	X.14.h.	Miniere di Masua	375

### Parte XI: i sistemi carsici calcarei epigenici ed epiipogenici: caratteristiche e fasi speleogenetiche in alternanza

XI.01.	l sistem	ni carsici complessi	377
XI	I.01.a.	Premessa e richiami	377
XI	I.01.b.	Ordine di successione delle fasi speleogenetiche in funzione dei confinamenti imposti dalle superfici piezometriche	378
XI	l.01.c.	Il sistema sotterraneo di Monte Cucco: un esempio indicativo di fenomeno carsico "complesso"	379
XI	I.01.d.	Il sistema sotterraneo di Monte Cucco: l'alimentazione dei flussi idrici epigenici	380
XI	l.01.e.	Il sistema sotterraneo di Monte Cucco: le misure dei flussi idrici epigenici e la Sorgente Scirca	381

XVIII	Sommario Speleogenesi	
XI.02. L'influ	ienza del vulcanismo sulla genesi dei sistemi carsici "complessi"	382
XI.02.a.	L'attività vulcanica umbro-tosco-laziale e le correlazioni con gli apparati magmatici presenti nell'Appennino centrale	382
XI.02.b.	Le fasi del vulcanismo umbro-tosco-laziale e in correlazione con la genesi dei sistemi carsici dell'Appennino umbro - marchigiano	383
XI.03. La rico Monte	ostruzione dell'evoluzione di un sistema "complesso": l'esempio della Grotta di e Cucco	386
XI.03.a.	Premessa e richiami	386
XI.03.b.	La fase embrionale della speleogenesi	387
XI.03.c.	L'evoluzione della speleogenesi: iniziano le condizioni epi-ipogeniche	388
XI.03.d.	L'evoluzione della speleogenesi: riprende l'attività ipogenica	389
XI.03.e.	L'evoluzione della speleogenesi: l'attività ipogenica fuoriesce dal versante Est	390
XI.03.f.	L'evoluzione della speleogenesi: il raggiungimento della situazione attuale	391
XI.03.g.	L'evoluzione della speleogenesi: un dato discordante con la ricostruzione presentata	393
XI.03.h.	Le ricerche sull'origine e l'evoluzione delle grotte: le future necessarie indagini	394
Bibliografia		395

### Prefazione alla prima edizione

Questo lavoro è al tempo stesso una comunicazione scientifica e uno strumento didattico e divulgativo.

Le parti contenenti le comunicazioni scientifiche, con elaborazioni originali mai presentate in precedenza, sono il frutto di ricerche speleologiche iniziate nei primi anni settanta del secolo scorso e proseguite senza interruzioni fino al 2015. Le conclusioni che è stato possibile trarre da queste indagini - che si basano sull'organica interconnessione fra la chimica, l'idraulica, la termodinamica, la geologia e la biologia - danno una risposta completa alla comprensione dei meccanismi, di varia natura, che portano alla formazione dei sistemi carsici. Tuttavia la certezza scientifica dei risultati presentati è limitata dal fatto che, di fronte all'impossibilità di attuare una sistematica fase sperimentale di verifica, è stata l'analisi speomorfologica a dare il sostegno "sperimentale" a quanto esposto.

Hanno contribuito alle ricerche - così a lungo protrattesi - persone, associazioni, enti e istituti, garantendo con un contributo materiale, strumentale e intellettuale l'attuazione degli studi, la raccolta e la conservazione dei dati, la loro elaborazione analitica. Questo insieme di partecipanti gravitava e gravita a ridosso dell'Appennino umbro, comprendendo gli speleologi di Perugia e Gubbio, il CENS di Costacciaro, le realtà accademiche universitarie di Urbino e Perugia, la Regione dell'Umbria e il Comune di Costacciaro. Strutture come il Centro Nazionale di Speleologia "Monte Cucco" hanno favorito l'incontro di esperienze internazionali, producendo confronti critici, spunti per nuove ricerche, conferme. Anche la Scuola Nazionale di Speleologia del Club Alpino Italiano è stata fondamentale nel sostenere le indagini e gli studi che hanno reso possibile questa pubblicazione, creando occasioni per coinvolgere i suoi istruttori tanto in attività esplorative quanto nella raccolta della documentazione come nell'interpretazione dei dati raccolti. La SNS-CAI ha inoltre permesso ai ricercatori di ampliare le conoscenze sui fenomeni carsici, organizzando occasioni che hanno li portato a discendere, con spirito speculativo, nelle cavità dei principali massicci carsici europei. La Scuola del CAI ha anche sostenuto l'onere economico di questa pubblicazione.

Un apporto determinante alle esplorazioni e agli studi speleologici che hanno permesso questo lavoro lo ha dato Marco Menichetti. Senza il suo impegno non sarebbe stato possibile scrivere molti dei capitoli qui contenuti; e dei rimanenti molte parti sarebbero risultate gravemente carenti. Gran parte della documentazione qui inserita è il frutto di sue ricerche ed elaborazioni.

Ma questa pubblicazione non avrebbe mai potuto vedere la luce (e neanche pensare) se il consorzio di speleologi, associazioni ed enti prima menzionato non avesse potuto svolgere l'attività esplorativa e di ricerca sul carsismo dell'Appennino umbro e marchigiano. Solo con le suggestioni scientifiche, uniche al mondo, di questo territorio carsico è stato possibile ipotizzare meccanismi genetici mai pensati in precedenza, che poi si sono rivelati gli unici capaci di dare risposte esaurienti ai tanti interrogativi che la ricerca speleogenetica ha da sempre lasciato in sospeso. Basti pensare alla scoperta della Buca di Faggeto Tondo, fatta nel 1985, e agli studi che ne sono seguiti. Scoperta e studi che hanno dato inizio, a livello mondiale, all'interesse per i sistemi carsici ipogenici, prima sconosciuti o ritenuti estremamente improbabili. Anche in questa occasione Marco Menichetti è stato il principale artefice della corretta interpretazione del fenomeno e della diffusione internazionale della sua straordinaria importanza scientifica.

Lo scopo di questa pubblicazione è anche didattico e divulgativo. Pertanto la sua strutturazione e i modi espositivi si adattano a queste finalità, evitando per quanto possibile la razionalizzazione e il rigore formale propri dell'esposizione di comunicazioni scientifiche. Per contro ho preferito, ad esempio, ripetere l'esposizione di formule e d'immagini piuttosto che rinviare, tramite codificazioni, a quanto espresso in precedenza e successivamente (codificazioni che comunque non è stato possibile evitare completamente). Le immagini sono di grandi dimensioni, con colorazioni omogenee e ripetitive che possono creare una consuetudine interpretativa. L'esposizione scritta è costruita in modo da separare fisicamente la successione delle argomentazioni, dando a ogni capoverso un contenuto il più possibile monotematico. Alcuni argomenti sono stati trattati più volte in sezioni diverse di questa pubblicazione, ma con modalità differenti, adattate al contesto in cui sono state di volta in volta inserite. Questa ripetitività se da un lato ha appesantito il volume dall'altro ha anche contribuito ad una lettura semplificata e alla visione dello stesso argomento da ottiche diverse.

L'uso di esempi tratti da sistemi sotterranei esistenti vuole rendere l'esposizione ancorata alla realtà carsica e quindi più accattivante rispetto alla scarna presentazione delle comunicazioni prettamente scientifiche, dove si ricorre a modellizzazioni che tentano di superare l'interpretazione analitica della complessa morfologia dei sistemi carsici.

Costacciaro 4 novembre 2015

Francesco Salvatori

## Prefazione alla seconda edizione

La necessità di completare la pubblicazione della prima edizione in tempo per il Corso Nazionale che si è tenuto dal 26 al 29 novembre 2015 ha imposto tempi stretti per la correzione e il controllo dell'esposizione degli argomenti trattati.

Pertanto si è resa necessaria una nuova rilettura che ha portato a non poche correzioni ortografiche e grammaticali, nonché a una esposizione più semplificata. Diverse ripetizioni sono state eliminate e corretti alcuni riferimenti e collegamenti. Alcune figure sono state ridisegnate e rese più esplicite.

Sono state inoltre inserite due premesse: una sulla storia delle ricerche speleogenetiche e una seconda per inquadrare il carsismo nell'ambito dei grandi principi che regolano i fenomeni naturali in genere, nel caso specifico i Principi della Termodinamica.

Resta interamente valido quanto scritto nella prefazione alla prima edizione.

Costacciaro 25 aprile 2016

Francesco Salvatori

# Guida alla lettura

Lo scopo anche didattico e divulgativo di questo lavoro ha imposto l'inserimento di Premesse e Parti per riassumere, in modo selettivo e sintetico, alcune discipline scientifiche su cui si basano le elaborazioni originali sulla speleogenesi. Di fatto due Premesse e le prime sette Parti contengono l'esposizione di conoscenze consolidate del patrimonio scientifico acquisito nel tempo, mentre le successive quattro Parti contengono le comunicazioni originali.

Per chi ha le conoscenze necessarie di chimica, idraulica, termodinamica, biologia e geologia le sezioni:

Premessa I: evoluzione delle ricerche speleologiche Premessa II: *i fenomeni carsici e i Principi della Termodinamica* Parte I: *i principi generali* Parte II: *le nozioni idrauliche e la dissipazione localizzata dell'energia potenziale in energia interna* Parte III: *le nozioni di base della chimica e dell'analisi cinetica* Parte IV: *lo studio dei modelli di sistemi carsici* Parte V: *l'energia nei sistemi carsici calcarei d'origine epigenica e ipogenica* Parte VI: *i sistemi carsici calcarei epigenici e ipogenici: gli elementi stratigrafici, tettonici, orografici e idraulici che ne definiscono la struttura* Parte VII: *la chimica della corrosione del calcare* 

possono essere anche tralasciate, salvo consultarle seguendo le indicazioni di riferimenti specifici, sempre presenti nelle successive quattro Parti.

Riportando relazioni o immagini, si abbina il riferimento alla fonte bibliografica o all'indicazione dove in questo lavoro (Parte, capitolo e paragrafo) sono state presentate e descritte compiutamente.

I riferimenti a trattazioni precedenti e successive sono numerosi e spesso ripetitivi (tanto da sembrare non necessari). Ma lo scopo è di rendere più spedita e meno faticosa la lettura, evitando un succedersi di laboriose ricerche per ricordare il significato dei simboli inseriti nelle espressioni e nelle figure, nonché le basi scientifiche, sperimentali e/o teoriche, che hanno portato alla loro composizioni.

Con l'avanzare della lettura molte di queste simbologie e trattazioni diverranno familiari, rendendo non necessario il ritornare alle origini delle questioni.

La bibliografia allegata riporta in modo completo il quadro delle conoscenze che sono alla base di questo lavoro. Argomenti specifici possono essere approfonditi consultando direttamente la fonte dei dati utilizzati.

Rilevando errori di qualsiasi genere o volendo interloquire su argomenti specifici si prega di fare riferimento a:

francesco.salvatori@sns-cai.it

francesco.salvatori@cens.it

Fotografia prima di copertina: P 98 nella Voragine Vorgozzino (Orvieto – Umbria – Italia) F. Palazzoli

Immagine quarta di copertina: Origine di un meandro F. Salvatori

# Premessa I

*Evoluzione delle ricerche sull'origine delle grotte* 

### 01. Le teorie speleogenetiche

**a)** I primordi e la Teoria del Boegli - Lo studio dell'origine e dell'evoluzione dei fenomeni carsici profondi (speleogenesi) è una delle discipline più interessanti, che, come si è detto più volte in precedenza, coinvolge numerosi settori della ricerca scientifica. Sin dagli albori dell'esplorazione in grotta vari ricercatori si sono cimentati in ipotesi sulla loro formazione: l'elenco sulla base di quanto riportato dal *Manuale di Speleologia della SSI (Longanesi, 1978*): Cvijic (1893), Grund (1903), Davis (1930), Swinnerton (1932), Piper (1932), Gardener (1935), Mallot (1937), Rhoades e Sinocori (1941), Bretz (1942), Maucci (1951), Dematteis (1963), Pasini (1968), Boegli (1965). In realtà ne esistono molte altre di queste "teorie speleogenetiche", alcune, molto fantasiose, risalgono addirittura al 16<sup>mo</sup> e 17<sup>mo</sup> secolo.

Una proposta speleogenetica di un certo interesse è dell'americano *Woodward* (1963) *"Formazione delle grotte per cattura dei corsi d'acqua"*, che mette in relazione il drenaggio sotterraneo delle precipitazioni meteorologiche con la presenza collaterale di canyon: per la prima volta si dava accento all'azione dei flussi idrici in condizioni dinamiche.

Comunque tutte queste ipotesi non sono state in grado di spiegare la grande del fenomeno complessità carsico profondo e soprattutto non danno alcuna spiegazione in merito al problema, di fondamentale importanza, della corrosione calcare fase del nella embrionale, quando, in teoria, i flussi carsici sono quasi immobili e incapaci di corrodere perché saturi. In questi tentativi d'interpretazione dell'origine delle grotte nulla è detto su come possano nascere complessi sotterranei (lunghi decine di chilometri e profondi svariate centinaia di metri) quando è noto che le acque meteoriche, sia pur cariche di CO<sub>2</sub> esogena disciolta in soluzione, dopo poche decine



di centimetri di percorso all'interno di una discontinuità delle massa calcarea perdono il loro potere corrosivo e diventano sature (*Parte III, capitolo 03, paragrafi d ed e, Figure 48 e 49*).

La teoria dello svizzero Boegli (1965) ("La corrosione per miscela d'acque sature") è la prima che cerca di

spiegare come delle acque sature, e quindi non aggressive, possano comunque produrre la creazione e l'allargamento di condotti freatici (Figura A, con il relativo schema chimico tratto dal "Manuale di Speleologia" della SSI del 1978). Quando fu presentata alla fine degli anni '60 assurse a chiave di volta dei meccanismi speleogenetici, ma in realtà non dà alcuna spiegazione plausibile ed è contestabile in ogni suo aspetto chimico e morfologico.

L'assunto di Boegli, nella realtà delle genesi dei fenomeni carsici, non trova alcuna possibilità di giustificare chimicamente qualsivoglia morfologia freatica. Alla stessa conclusione sono giunti diversi altri ricercatori.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Premessa I

In laboratorio, con due soluzioni diversamente sature di carbonato di calcio - immobili in due recepimenti – è possibile, mescolandole in uno stesso contenitore, che si ottenga una soluzione non satura. Ma tutt'altra cosa è il confluire di due flussi provenienti da due condotti diversi: al loro interno i filetti fluidi si muovono con velocità diverse, più veloci al centro immobili a contatto con la superficie del condotto (strato limite). In queste condizioni dinamiche la concentrazione varia in funzione degli attriti fra filetti e, pertanto, alcuni filetti possono essere saturi ma altri possono non esserlo. Com'è possibile pensare a una corrosione per miscela d'acque in queste condizioni così differenziate? Quali sono i filetti saturi che concorrono alla carsificazione di condotte forzate con aperture anche di diversi metri? (*Figura B*).

Anche dal punto di vista dell'analisi speleomorfologica la teoria non trova riscontri e non abbiamo mai potuto osserva nella grotte da noi conosciute una qualsivoglia forma che possa richiamare una "corrosione in condizioni freatiche per miscela di flussi a diverso grado di saturazione". Boegli condusse le sue ricerche nella grotta Hölloch in Svizzera che nella zona freatica è costituita da una rete tridimensionale di "condotte forzate" di grandi dimensioni con le pareti modellate dagli "scallops" (*Parte VIII, capitolo 04, paragrafo I, Figure 167 e 168*). La grotta è dunque di chiare origine epigeniche. I suoi condotti più in quota, pozzi cascata formatisi in condizioni vadose, sono posizionati immediatamente sotto un ghiacciaio che appoggia su un tavolato calcareo. Nella zona freatica è molto frequente che le pareti siano modellate da scallops (*Allen, 1972*), il che è una prova certa di un flusso freatico che scende dall'alto (l'asimmetria della sezione longitudinale degli scallops indica la direzione del moto del fluido) (*Figura 167*).

Per contro potrebbe avere un significato di un certo rilievo nella speleogenesi embrionale (*Dreybrodt*, *Gabrovšek*, *Romanov*, 2005), visto che in questa fase iniziale le vie drenanti sono di piccole dimensioni e un punto qualsiasi delle loro sezioni trasversali può, grossomodo, contenere uno stato chimico rappresentativo di tutto il flusso. Ma anche in questo caso l'effetto prodotto sull'ampliamento delle soluzioni di continuità della roccia sarebbe trascurabile rispetto agli altri meccanismi d'ampliamento (*Parte VIII e Parte IX*).

**b)** Le ricerche empiriche del Laboratorio Sotterraneo di Moulis e le elaborazioni teoriche degli speleologi perugini - Ma una svolta, decisiva, si è verificata verso la fine degli anni '50 intorno alla scuola francese di Henry Roques, che faceva perno nel Laboratorio Sotterraneo di Moulis (*Ariege - Pirenei*) e sulla rivista Annales de Spéléologie. Per la prima volta è stato affrontato il problema della corrosione del calcare sulla base dello studio delle cinetiche chimiche, che superano le classiche formulazioni per andare a disegnare il comportamento reale delle singole specie chimiche, gli urti fra di queste che portano a trasformazioni e dissociazioni, gli effetti dei contenuti energetici immessi o sottratti.

Grande importanza furono le conclusioni tratte sulla formazione dei germi cristalli di calcite, che portano a far precipitare nel corpo della soluzione una quantità consistente di "solido in balia dei moti convettivi del flusso carsico". Queste ricerche hanno aperto le porte all'elaborazione dei principi e delle leggi della corrosione omogena e differenziata (*Parte VIII*).

Per la prima volta, sia pur timidamente, è stata presa in considerazione l'influenza dell'idrodinamica sulla velocità di corrosione, soprattutto del ruolo condizionante dello strato limite.

Ma le ricerche di Roques e collaboratori terminarono intorno alla fine degli anni '70, senza che fossero utilizzate dagli stessi ricercatori di Moulis per definire degli schemi da applicare concretamente alla corrosione embrionale (e non solo). Il laboratorio esiste ancora ma s'interessa di grotte turistiche.

Gli speleologi di Perugia, a seguito delle scoperte delle grotte nel Monte Cucco e di fronte all'impossibilità di giustificarne l'origine con le teorie in quel momento note (soprattutto con quella del Boegli), iniziarono ad elaborare e proporre nuovi schemi per la corrosione del calcare. Ancora nulla si ipotizzava sull'origine ipogenica delle cavità del Monte Cucco, che iniziò a prendere piede solo dopo la scoperta della Buca di Faggeto Tondo, avvenuta nel 1985.

Nelle elaborazioni degli speleologi di Perugia, utilizzando soprattutto le ricerche di Roques e collaboratori, per la prima volta fu messo in evidenza (*Salvatori, 1972; Salvatori, 1978*):

 che nella fase embrionale della formazione di un sistema carsico debba esserci continuità di comunicazione fra punto (o area) di assorbimento in superficie e punto (o un'area) di risorgenza; continuità tale da permettere il movimento di un flusso dall'inghiottimento alla risorgenza;

#### Speleogenesi

#### Premessa I

- 2. che i flussi carsici debbono essere considerati in movimento, quindi soggiacenti alle leggi dell'idrodinamica, le quali a loro volta influenzano le cinetiche chimiche;
- 3. che l'energia per le trasformazioni chimiche e quindi per la creazione del sistema sotterraneo provenga dalla perdita\_di energia potenziale legata alla discesa delle masse idriche verso la risorgente;
- 4. che l'equilibrio chimico nella fase embrionale, con molti fattori ad influenzarlo, sia estremamente complesso e di fatto uno stato praticamente irrealizzabile;
- 5. che, per contro, sia estremamente più probabile che si verifichino stati di soprasaturazione e sottosaturazione;
- che il flusso, se in movimento, possa comunque portare alla formazione di un sistema carsico, anche in condizione di completa saturazione, attraverso la corrosione omogenea e la corrosione differenziata, tanto in condizioni freatiche embrionale che vadose mature (*Parte VIII, capitoli 02, 03, 04*);
- che tutte le trasformazioni in fase embrionale e in condizioni di saturazione portino dunque a creare dei condotti drenanti dove il flusso incontri l'attrito più ridotto possibile, con il minor dispendio possibile di energia potenziale e con portate sempre più consistenti (rettilineo, a sezione trasversale circolare con diametri sempre più grandi e con pareti levigate);
- 8. che questa azione corrosiva di trasformazione dei condotti permetta al flusso sotterraneo di aumentare la portata e spostare il confine fra fluido sottosaturo e fluido saturo sempre più vicino all'uscita del sistema;
- 9. che questo stato di sottosaturazione, come accade per i flussi saturi, modifichi con la corrosione i condotti drenanti portandoli ad ampliarsi e ad assumere una geometria che favorisce un ulteriore aumento delle portate;
- 10. che quest'insieme d'ampliamenti e di modificazioni dei condotti drenanti crei le condizioni per un più diffuso stato vadoso dove la corrosione è promossa dalla presenza costante di CO<sub>2</sub> (che mantiene anche in profondità le capacità corrosive dei flussi idrici carsici);
- 11. che, raggiunto un regime vadoso e una condizione costantemente aggressiva, il flusso carsico inizi il modellamento dei condotti sulla base delle condizioni poste dalla forza di gravità, condizioni che impongono alle acque sotterranee di raggiungere la massima profondità con la minor perdita possibile di energia potenziale e lungo la via più verticale possibile (pozzi cascata, retroversioni, meandrificazioni, ecc.);
- 12. che, con condotti sempre più ampi, possa agire non solo la corrosione ma anche l'erosione.

Quanto qui sopra elencato richiede che le precipitazioni sulle aree assorbenti siano tali da mantenere idrologicamente attivo il sistema. Se ciò non accadesse la carsificazione abortirebbe e il sistema in formazione diverrebbe fossile.

Ma come già descritto nella *Parte I* (*capitolo 05*) l'evoluzione dei sistemi carsici può essere anche molto complessa con trasformazione delle vie di drenaggio legate all'orogenesi e all'erosione interna ed esterna delle stratificazioni impermeabili. E l'interruzione delle precipitazioni è uno dei tanti aspetti che condizionano lo sviluppo di un sistema carsico unico, inteso come insieme di vie di drenaggio intercomunicanti dei flussi carsici che collegano un ingresso e un'uscita.

E' sufficiente, ad esempio, che sia smantellata una copertura impermeabile perché un sistema carsico in formazione sia abbandonato dal flusso idrico e un nuovo sistema di drenaggio sotterraneo inizi a formarsi. E in questo caso tutto ricomincia dall'inizio.

**c)** Le ricerche empiriche dei carsologi americani ed europei - Dopo la conclusione dei lavori del gruppo del francese Roques, la storia delle ricerche empiriche sulla chimica della corrosione del calcare riprende verso la fine degli anni '70, quando alcuni ricercatori americani - *Plummer, Wigley and Parkhurst (1978)*, PWP in acronimo - pubblicarono i risultati delle loro indagini sulle cinetiche della dissoluzione di CaCO<sub>3</sub>. Ricavarono empiricamente la velocità di dissoluzione del calcare in acqua, ma con il limite che la relativa equazione di velocità è valida solo per concentrazioni lontane dalla saturazione.

Nuove ricerche empiriche (*Palmer, 1991*) hanno concluso che l'equazione di velocità ricavata da PWP deve essere modificata quando le concentrazioni sono prossime alla saturazione, e per la prima volta è stato introdotto il concetto che l'equazione di velocità della dissoluzione del calcare cambia quando si supera una certa concentrazione di  $Ca^{+2}$ . Questa concentrazione "di cambio"  $c_s$  è stata chiamata "concentrazione switch" e il suo valore è stato calcolato da Palmer pari all'80 % della concentrazione [ $Ca^{+2}$ ]<sub>eq</sub>.

#### Premessa I

Nelle equazioni di velocità s'introdusse la variabile indipendente  $c/c_{eq}$ , detto "rapporto di saturazione", che nella Parte IV esprimerà il grado di saturazione delle soluzioni.

Un'altra risoluzione importante fu la costatazione, sempre sperimentale, che superata la concentrazione "switch" l'equazione di velocità della corrosione del calcare cambiava l'ordine di reazione da n = 1 a n  $\ge$  4 e quindi passava da lineare a non lineare (*Parte III, capitolo 03, paragrafo d, Figure 46, 47, 48 e 49*). Ciò è verosimilmente dovuto al fatto che, in prossimità della saturazione, diventano fattori limitanti della velocità di reazione le interazioni con le impurezze presenti sulla superficie del calcare (soprattutto fosfati e silicati).

Dopo le ricerche di *Plummer, Wigley and Parkhurst (1978)* - che hanno aperto la strada alle cinetiche non lineari nella dissoluzione del **CaCO<sub>3</sub>** - sono stati risolutivi i lavori sperimentali di Buhmann e Dreybrodt (1985 a, b), di Dreybrodt (1988), di Palmer (1991), di Dreybrodt e Altri (1996), di Eisenlohr e Altri (1999) per definire, sempre sperimentalmente, le equazioni fondamentali della corrosione del calcare in regime laminare. Sono queste ricerche che hanno fatto fare un grande passo avanti alle conoscenze speleogenetiche, soprattutto dal punto di vista quantitativo.

I risultati di questi lavori sono ora compendiati in: "Wolfgang Dreybrodt, Franci Gabrovšek, Douchko Romanov "Processes of Speleogenesis: a modeling approach", 2005, Karst Research Institute at ZRC SAZU, Postojna, Slovenia, ZRC Publishing, Karst Research Institute at ZRC SAZU" (Dreybrodt - Istituto di Fisica Sperimentale dell'Università di Bremen-Germania; Gabrovšek - Istituto di Fisica Sperimentale dell'Università di Bremen-Germania; Romanov - Istituto di Scienze Geologiche di Berlino-Germania).

Nella *Parte IV* è esposta una sintesi di questo fondamentale lavoro, che per la prima volta calcola i tempi e i modi di realizzazione dei fenomeni carsici, sia pur partendo da modelli elementari ("frattura standard").

Le relazioni esposte nella *Parte IV* sono valide, cambiando le costanti di velocità, anche per la solubilizzazione del **CaSO**<sub>4</sub>. Pertanto ogni conclusione tratta è applicabile anche ai sistemi carsici nel gesso, compreso l'effetto dell'equilibrio dinamico (*Parte III, capitolo 01, paragrafo b, Figura 39*), della corrosione omogenea e della corrosione differenziata (*Parte VIII, capitoli 02, 03, 04*).

# Premessa II

# I fenomeni carsici e i Principi della Termodinamica

L'evidenza della corrosione del calcare

### 01. La formazione dei sistemi carsici, l'energia necessaria e i Principi della Termodinamica

a) Il Primo, Secondo e Terzo Principio della Termodinamica - Il carsismo per realizzarsi, come tutti i fenomeni naturali che costituiscono l'Universo, ha bisogno di una o più fonti d'energia, soggiacendo quindi ai tre Principi della Termodinamica.

Anche la sua evoluzione - fino alla conclusione del suo ciclo con l'eliminazione del fenomeno stesso - è determinata dai principi termodinamici che governano tutte le componenti del Cosmo, grandi, piccole, atomico-molecolari, quark e via rimpicciolendo.

E' seguito quindi il Primo Principio della Termodinamica che dice: in un sistema chiuso (che non ha scambi d'energia con l'esterno, come accade per l'intero Universo) la quantità d'energia seguita al Big Bang rimane costante, può solo trasformarsi.

E' rispettato il Secondo Principio che afferma: a seguito di una trasformazione d'energia in lavoro è inevitabile che una sua parte si trasformi in calore in un processo irreversibile. Tale componente termica ha un ruolo fondamentale nella formazione dei sistemi carsici, che di fatto consiste nel lavoro per asportare roccia fuori delle masse calcaree e crearvi dei vuoti.

Le "macchine" hanno il compito di trasformare energia in lavoro e, in genere, la migliore è quella che dissipa in calore la minor quantità d'energia.

Ma per la speleogenesi vale esattamente il contrario: la "macchina-sistema carsico" più efficiente a produrre vuoti nella roccia calcarea è quella che dissipa la maggior quantità d'energia in calore, perché questa forma d'energia, prima di disperdersi omogeneamente nella massa rocciosa, si distribuisce in modo differenziato lungo il sistema carsico. Guidano questa distribuzione differenziata di calore le geometrie dei condotti e dei canali (idrodinamica), determinando la corrosione omogenea e localizzata del calcare (*Parte VIII*), fattore indispensabile per l'attuazione dei fenomeni carsici.

A questo fattore idrodinamico della carsificazione deve sempre aggiungersi il lavoro fornito dal potenziale chimico proprio delle sostanze solubilizzate e trasportate del flusso carsificante (per esempio la **CO**<sub>2</sub> atmosferica).

**b) Il Terzo Principio della Termodinamica** – E' questo un principio fondamentale che determina a livello cosmico i limiti e gli indirizzi generali di qualsiasi fenomeno naturale e quindi anche del processo di carsificazione. A suo modo è l'elemento confinante principale, quello che fissa il punto d'inizio e finale di qualsiasi fenomeno naturale, anche della formazione dei sistemi carsici.

Quello che avviene durante la formazione di un sistema carsico - attraverso i più disparati meccanismi fisici, chimici, geologici e biologici - è soltanto la ricerca del percorso che porta dal punto iniziale a quello finale dell'evoluzione, entrambi prefissati preventivamente dal Terzo Principio della Termodinamica.

E' un principio enunciabile in molti modi, uno dei quali definisce che: "L'energia totale dell'universo è costante, mentre l'<u>entropia</u> è in continuo, irreversibile, aumento". Questa enunciazione è valida anche per i singoli sistemi isolati che compongono il Cosmo.

L'entropia, indicata con il simbolo S, è una misura del disordine di un sistema. Pertanto il Terzo Principio ci dice che la quantità d'energia in un sistema isolato rimane inalterata ma, a ogni sua trasformazione, la parte di essa che si trasforma in calore aumenta, determinando una situazione di caos crescente.

Prendendo l'esempio di un motore - a combustione interna (o a scoppio) - nel serbatoio si mette un idrocarburo che ha molecole organiche ben organizzate e contenenti l'energia prodottasi con la fotosintesi, perfettamente utilizzabile per la combustione (calore e pressioni che muovono i pistoni). Dopo che questa energia è stata utilizzata per creare movimento (energia cinetica) dal tubo di scappamento escono molecole non più organiche, con agitazione termica elevata, che distribuiscono calore nel sistema (sempre sotto forma di agitazione termica di tutti i componenti) (*Parte III, capitolo 02, paragrafo m*).

#### Speleogenesi

#### Premessa II

Questa trasformazione è irreversibile e porta soltanto a un aumento della temperatura e del disordine generale.

In modo sintetico si può scrivere che in un sistema isolato (*Glasstone, 1963*):

$$E_{tot} = E_{lib} + S$$

dove:

 $E_{Tot} = energia totale (contenuto energetico) propria del sistema = costante$  $E_{lib} = energia libera contenuta nel sistema$ S = entropia

L'energia libera  $E_{lib}$  è quella che può produrre lavoro (sole, geotermica, nucleare, ecc.) mentre S rappresenta la quantità d'energia legata alla temperatura del sistema (agitazione termica delle particelle atomico-molecolari allo stato solido, liquido e gassoso), non più utilizzabile e in continuo inevitabile aumento a scapito dell'energia "buona" utilizzabile.

Le particelle atomico-molecolari (con vibrazioni, oscillazioni e rotazioni allo stato solido e liquido; vibrazioni, oscillazioni, rotazioni e moto libero allo stato gassoso) non possono essere governate per alimentare con la loro energia una macchina, visto che (per ora?) è impossibile trovare il modo d'indirizzarle all'unisono nella direzione voluta.

Infatti queste particelle rispettano solo le leggi probabilistiche dei gran di numeri e, visto che in una pietra di calcare di 100 g di molecole da mettere d'accordo ce ne sono  $6 \times 10^{23}$ , la probabilità che si organizzino per andare tutte nella stessa direzione è molto bassa. Facendo i dovuti conti, perché si possa vedere un sasso saltare in alto da solo occorre aspettare 100.000.000.000.000.000.000.000.000 anni ( $10^{26}$ ).

Il sistema isolato Universo (e come lui tutti gli altri sistemi isolati che lo compongono) ha iniziato a esistere e a svilupparsi partendo dal Big Bang, lo stato iniziale di assoluta perfezione e nessun disordine. Con l'evoluzione che ha subito a ogni trasformazione d'energia, il suo stato di disordine è aumentato ed è aumentata di conseguenza l'entropia (rispettando la relazione **a**). Il destino finale dell'Universo è scritto: con l'energia libera tutta consumata e il totale disordine, con l'entropia massima a una temperatura limite (non definibile) uniformemente distribuita da punto a punto. E' questa la "morte calda" del Cosmo.

E' chiaro che se il sistema non è isolato ma riceve dall'esterno un contributo d'energia libera l'evoluzione riprende e con una serie di trasformazioni ritorna a un nuovo stato di totale disordine con entropia massima.

Ripetiamo: questi processi di degradazione dell'energia libera sono ineludibili e avvengono spontaneamente, tanto che si può affermare che tutti i sistemi si evolvono soltanto verso stati a maggiore entropia. Lo stato con il maggior caos è quello più probabile, verso il quale si dirigono tutti i sistemi. Questo marca anche l'evoluzione dei sistemi carsici che, in prima approssimazione, possono essere definiti "isolati" e quindi soggetti alla "morte calda" che il Terzo Principio sancisce.

**c)** L'entropia e la probabilità d'esistenza di uno stato di un sistema – Se si mette in relazione il valore dell'entropia *S* posseduta da un sistema in un dato stato con la probabilità che questo stato si realizzi vale la relazione di Boltzmann (*Glasstone, 1963*):

$$S = k \cdot ln W$$

b

dove:  $\mathbf{k} = R/N = costante di Boltzmann$   $\mathbf{R} = costante universale dei gas$   $\mathbf{N} = 6,022 \cdot 10^{23} = numero d'Avogadro$ ln W = logaritmo naturale della probabilità che uno stato con entropia**S**si realizzi

La relazione **b** ci dice che lo stato più probabile di un sistema è quello con l'entropia maggiore. Pertanto tutti i sistemi si evolvono <u>spontaneamente</u> verso lo stato con disordine più alto.

а

#### Premessa II

Da questa conclusione, tenuto conto di quanto definito dalla relazione **a**, è facile passare all'altra, fondamentale: <u>i sistemi si evolvono spontaneamente verso gli stati con contenuto d'energia libera minore, essendo questi i più probabili</u>.

d) I Principi della Termodinamica, l'entropia e il carsismo: l'esempio della Grotta del Chiocchio (Spoleto – Umbria – Italia) – Quanto verrà descritto in questo paragrafo vuol essere un'analisi dimostrativa che tutti i fenomeni naturali, compresi quelli carsici, sono soggetti ai principi universali che governano il Cosmo.

Questi grandi principi dettano i comportamenti base della nascita e dell'evoluzione di ogni elemento che compone l'Universo, individuandone il punto iniziale e stabilendone il punto finale. Ma non contemplano anche la definizione dei vari meccanismi con cui l'energia dell'Universo si degrada irreversibilmente verso stati sempre più disordinati e con maggiore entropia.

Ora, approfittando dello straordinario esempio della Grotta del Chiocchio e del massiccio calcareo che la contiene, mettiamo in evidenza come questo sistema carsico s'origini, evolva e "muoia" seguendo i Principi della Termodinamica. Sulla base di quanto determinano questi Principi viene governato l'uso del "carburante" che fa funzionare i "motori" di ogni fenomeno naturale, l'Energia.

Per semplificare l'analisi di un fenomeno complesso, con varie azioni che avvengono contemporaneamente, è possibile suddividere l'evoluzione in più semplici fasi che si succedono. L'esposizione schematica che segue è organizzata proprio secondo questo criterio. Sarà un problema successivo reintegrare le conclusioni raggiunte in un unico movimento coerente con la realtà.

**Fase 1** - Il massiccio calcareo dove si sviluppa la Grotta del Chiocchio ha iniziato a emergere circa 6 milioni di anni fa. La sua storia orogenetica e la successione stratigrafica è identica a quella di tutta la fascia appenninica umbro marchigiano. Quest'emersione continua ma con un innalzamento di circa 1 mm/anno.

Nella figura che descrive la fase iniziale (*Fase 1*) è messa in evidenza una penetrazione delle masse calcaree più rigide e resistenti (conseguenza di una spinta verso l'alto di una porzione delle rocce sedimentarie) attraverso le soprastanti rocce terrigene (formazione della marnoso-arenacea). E' intuibile che le rocce calcaree sono "penetrate" nelle rocce argillose superficiali. Le grandi faglie circostanti fanno da confine.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### 30

#### Speleogenesi

#### Premessa II

Di fatto, semplificando, la situazione geologica ed energetica si è evoluta da una pianura senza dislivelli ed energia potenziale nulla (h = 0) a un rilievo montuoso circondato da pianure con energia potenziale determinata dal dislivello h > 0.

Pertanto si è passati da una situazione di pianura definita dalle relazioni:

$$E_{lib0} = E_{p0} = 0 \qquad c$$

$$E_{tot0} = S_0 \qquad d$$

quindi senza energia libera  $E_{lib0}$  (potenziale) ed entropia  $S_0$  la massima possibile, a una situazione dove, per l'immissione d'energia libera d'origine geotermica, una porzione di rocce calcaree s'è sollevata al di sopra della pianura, determinando un dislivello  $h_1$  e quindi un'energia potenziale  $E_{p1}$ :

$$E_{p1} = h_1 \cdot m_1 \cdot g \qquad \qquad e$$

dove:

 $m_1 = massa \ solida \ coinvolta \ nel \ sollevamento$  (s'immagina concentrata nel suo baricentro)  $g = accelerazione \ di \ gravità$ 

In questa fase il sistema deve ritenersi aperto (perché riceve energia dall'esterno) e di conseguenza, per l'aumentata energia potenziale e la conseguente entropia  $S_1$ , si ha:

$$E_{tot0} < E_{tot1} \qquad f$$
$$E_{tot1} = E_{p1} + S_1 \qquad g$$

L'immissione d'energia, dopo che è terminata la sua azione e quindi con il sistema non più aperto ma isolato, ha reso questo suo nuovo stato meno disordinato e con un'entropia:

Dalla relazione **h**, tenuto conto della relazione **b**, discende che:

$$S_0 = k \cdot \ln W_0$$
  

$$S_1 = k \cdot \ln W_1$$

e quindi:

$$W_1 < W_0$$
 m

Considerando che  $S_0$  è l'entropia della pianura e  $S_1$  quella della montagna, e che la prima indica lo stato più disordinato, sembrerebbe che la *relazione h* sia errata e che il segno minore debba essere cambiato in maggiore. Ma la relazione **h** è esatta in quanto la "pianura" non possiede energia libera e tutta l'energia è degradata in calore irreversibile suddiviso in una miriade di particelle (pietre, sassi, grani, germi cristallini, molecole, atomi). Non vi possono accadere né frane né tantomeno fenomeni clastici perché non c'è dislivello fra le sue parti. Il sistema è chiuso e non può contare su immissioni d'energia. Il suo destino, non intervenendo fatti esterni, è segnato: una progressiva ulteriore suddivisione delle parti che costituiscono la "pianura" e, quindi, un incremento del disordine e dell'entropia che è la sua misura.

#### Premessa II

La montagna - dopo che, finito il sollevamento, il sistema è ritornato a essere chiuso – è più ordinata suddivisa in grandi blocchi calcare, stratificazioni, pareti ben definite che separano il vuoto dal pieno, pendii, valli, fratturazioni all'interno delle montagne. Quest'insieme di elementi costituisce una massa soggetta alla forza di gravità che produce energia libera sotto forma d'energia potenziale. Pertanto nell'insieme la situazione "montagna" è caratterizzata da un maggiore ordine con entropia  $S_1$  più bassa.

La *Relazione m*, in conclusione, ci dice che lo stato "montagna", più ordinato e con energia libera a disposizione, andrà decadendo, ineluttabilmente e irreversibilmente, nello stato "pianura", essendo il primo meno probabile e il secondo più probabile. Inoltre, essendo valida la relazione **a**, il primo stato meno probabile con contenuto d'energia libera maggiore è meno stabile dell'altro con contenuto d'energia libera minore. Da ciò discende, fra l'altro, che ì fenomeni naturali si evolvono spontaneamente da stati a maggior contenuto d'energia libera a stati con minor contenuto d'energia libera.



**Fase 2** – Nella figura della *Fase 2* è rappresentato il sistema (montuoso) generatosi con la fase precedente, ma ora isolato (senza immissioni d'energia libera dall'esterno). Ipotizziamo che <u>non vi cadano precipitazioni</u> <u>meteoriche</u> e che l'unica azione possibile sia legata alla sola forza di gravità e quindi all'energia potenziale che possiede ogni massa posta a un livello  $h_2$  superiore alla pianura circostante (all'inizio di questa fase  $h_2 = h_1$  ma con il progredire della demolizione dei rilievi montuosi  $h_2 < h_1$ ).

In questa situazione l'unica azione possibile per rispettare il Terzo Principio è il lento sgretolarsi delle pareti esterne con caduta di pezzi di roccia a formare degli accumuli di detriti di falda o coni di deiezione. A ogni sasso che cade, come descritto nei box del precedente paragrafo, l'entropia aumenta, diminuisce l'energia libera (potenziale) e si abbassa il dislivello  $h_2$ . I processi sono evidentemente irreversibili.

Quando una pietra cade dalla parete l'energia potenziale si trasforma in energia cinetica (Primo Principio) ma il rotolamento lungo il pendio rallenta fino ad annullarsi. L'energia cinetica è stata dispersa in calore per gli urti e gli attriti (Secondo Principio) e, sotto questa nuova forma va a distribuirsi irreversibilmente in agitazione termica dei componenti il sistema - grandi, piccoli e piccolissimi - senza produrre alcun effetto aggiuntivo nella demolizione dei rilievi. Aumenta soltanto la temperatura del sistema e l'energia libera si esaurisce. Impongono la loro legge soltanto il Secondo e il Terzo Principio, senza eccezioni.

#### Speleogenesi

#### Premessa II

Se questa condizione d'isolamento del sistema permanesse indefinitamente il rilievo montuoso andrebbe gradualmente scomparendo nell'uniformità della pianura, disperdendosi in uno stato assolutamente stabile senza autonome capacità di rianimarsi. E' la "morte calda e uniforme" che il Terzo Principio preconizza come punto finale dell'evoluzione (anche dell'Universo, visto che è un sistema isolato).



**Fase 3** – Volendo ipotizzare un sistema sottoposto a condizioni più realistiche, è stata presa in considerazione una successiva configurazione (*Fase 3*), dove al sistema isolato della *Fase 2* si è aggiunta un'immissione <u>costante</u> d'energia libera sotto forma di precipitazioni meteoriche (energia solare). Contribuisce all'immissione d'energia libera nel sistema il potenziale chimico di un acidificante (**CO**<sub>2</sub>), presente nell'atmosfera e disciolto nel flusso idrico.

E' una situazione che si avvicina alla realtà, sempre soggetta al Secondo e Terzo Principio (anche il Primo Principio è rispettato in quanto con un'immissione costante d'energia si ha comunque  $E_{tot3} = costante$ ). Ma con velocità di degenerazione dell'energia libera e di disgregazione delle masse solide molto accelerate a seguito dell'entrata in azione delle precipitazioni meteoriche.

Con questa immissione continua d'energia libera verrebbe da pensare che il sistema non raggiungerà mai lo stato della "morte calda" in cui:

$$E_{tot3} = S_3 \qquad \qquad n$$

$$E_{lib3} = 0 \qquad \qquad o$$

Ma occorre tenere presente che il progressivo abbassamento della dislocazione delle masse del rilievo

#### Premessa II

q

r

rispetto al livello di riferimento della Pianura annulla gradualmente il dislivello  $h_3$  e di conseguenza sarà raggiunto uno stato in cui:

$$E_{p3} = h_3 \cdot m_3 \cdot g = 0$$

$$E_{lib3} = E_{p3} = 0$$

Rimane l'energia libera del potenziale chimico, che non ha bisogno di un dislivello per svolgere la sua azione corrosiva. Ma, come sarà definito nella Parte VI, in assenza di dislivello l'afflusso di precipitazioni andrebbe a costruire un accumulo d'acqua immobile; di fatto una falda freatica statica dove il potere corrosivo dell'acidificante non potrebbe manifestarsi (è comunque fuori d'ogni dubbio che la natura troverà un meccanismo per degradare anche questo stato verso la "morte calda" dell'Universo).

Esaminando la situazione in dettaglio e valutando separatamente il contributo d'ogni singolo fattore, il sistema appare in uno stato simile a quello della *Fase 2* ma con un forte contributo degradante dovuto all'energia libera portata dalle precipitazioni meteoriche. Gli elementi aggiuntivi sono:

- 1. l'aumento della massa disponibile per generare energia potenziale, in quanto alla massa solida si somma la massa liquida;
- 2. l'azione disgregatrice delle precipitazioni sulle pareti e quindi un incremento dei fenomeni clastici;
- 3. l'azione di trascinamento erosivo (trasporto meccanico) dei flussi idrici sulle rocce marnose e, in modo meno incisivo, sulle rocce calcaree;
- 4. l'azione corrosiva dei flussi idrici sulle rocce carbonatiche (coadiuvata dal potenziale chimico degli acidificanti atmosferici), sia in superficie che al loro interno, del che è prova la presenza della Grotta del Chiocchio, uno dei percorsi dove svolge la sua azione degradante e disgregatrice il flusso idrico, inghiottito in superficie e smaltito nella sottostante falda freatica.

A proposito di quest'ultimo punto, si noti (figura della *Fase 3*) che:

- il sistema sotterraneo è un'eccezione che si è potuta realizzare perché l'orogenesi ha creato dei varchi nei due principali orizzonti impermeabili della serie stratigrafica, senza i quali nessun inghiottimento sarebbe stato possibile e tutte le precipitazioni avrebbero avuto una vita superficiale o aerea;
- 2. la Grotta del Chiocchio, e quindi il carsismo, è uno dei modi che il Secondo e il Terzo Principio mettono in atto per rispettare le leggi della natura , ma quantitativamente il meno efficace.

Dunque i fattori indicati nei due punti soprastanti concorrono nel portare a compimento il processo degradante dell'energia libera imposto dal Secondo e Terzo Principio. Ciascuno di questi agenti attua il processo di degenerazione con i meccanismi che gli sono propri; meccanismi diversi che seguono le loro diverse specifiche regole. E sono soprattutto queste regole - idrauliche, chimiche, geologiche, biologiche - a determinare il "percorso" fra il punto d'inizio e quello finale dell'evoluzione di un qualsiasi sistema ipogeo.

Il Secondo e Terzo Principio della Termodinamica si basano sul fatto che il comportamento del flusso idrico è quello di un liquido reale, con attriti fra i filetti fluidi e i filetti a contatto con la superficie dei terreni interessati allo scorrimento. Se questi attriti non si verificassero e il liquido avesse un comportamento ideale il Secondo e il Terzo Principio non avrebbero modo di manifestarsi. E le Grotte non esisterebbero perché verrebbe a mancare l'energia necessaria a produrle (il solo potenziale chimico degli acidificanti atmosferici disciolti nel flusso porterebbe soltanto a un minimo effetto corrosivo sul calcare e poi alla totale saturazione delle soluzioni).

e) I Principi della Termodinamica, l'entropia e il carsismo: la degradazione differenziata dell'energia libera come fattore fondamentale per la formazione dei sistemi carsici – E' stato affermato nei precedenti paragrafi di questa *Premessa II* che l'energia libera si degrada in calore e si disperde omogeneamente nel sistema aumentandovi, sempre omogeneamente, la temperatura. Questo comporta che tal energia non è più utilizzabile per muovere macchine e/o attuare fenomeni naturali.

#### Speleogenesi

#### Premessa II

Ma nella formazione dei sistemi carsici, dove il flusso idrico in movimento è il fattore determinante, c'è una fase dove la dissipazione d'energia libera nel sistema non è omogenea. Infatti al flusso in movimento nei condotti e nei canali carsici si oppongono ostacoli innescati dalle più variegate geometrie e gli attriti che si oppongono al flusso non sono uniformemente distribuiti lungo il percorso delle vie di drenaggio: dove l'ostacolo si oppone di più l'attrito sarà maggiore e più elevata la quantità d'energia libera che si trasforma in calore.

Di conseguenza nel flusso idrico all'interno degli stessi condotti e canali carsici si vengono a creare condizioni con grado di disordine (ad esempio moto laminare o turbolento) (*Parte II, capitolo02, paragrafi e, f, g, h*), di probabilità d'attuazione, d'energia libera e di temperatura differenziate da luogo a luogo. Questa differenziazione fa si che le masse di calcare solido si solubilizzino più velocemente in certi luoghi piuttosto che in altri dello stesso condotto o canale, perché la temperatura ha effetto sulle equazioni di velocità del CaCO<sub>3</sub>.

Questo porta all'ampiamento dei condotti anche in condizioni di saturazione, come sarà specificato nella *Parte VIII*.

In sintesi:

- 1. ripetendo anche alcuni concetti espressi precedentemente, il carsismo è uno dei modi per rispettare l'evoluzione di tutti i sistemi (isolati) in rispetto del Secondo e del Terzo Principio, quantitativamente meno importante di altri meccanismi che agiscono all'esterno;
- 2. i sistemi carsici si formano proprio in rispetto di quanto impongono il Secondo e Terzo Principio, ma facendo in modo che esista una fase di passaggio con dissipazione non omogenea e la trasformazione d'energia libera è governata dalle differenziazioni che impongono le variazioni geometriche delle vie di drenaggio, le quali, conseguentemente, definiscono, da luogo a luogo, una velocità di corrosione differenziata. Varia quello che poi nella *Parte V (capitolo03, paragrafo d)* verrà definito come  $\Delta_i$  (incremento d'energia interna del sistema).

Dopo questa fase di passaggio, fondamentale per la formazione dei sistemi carsici, l'omogeneizzazione termica prevale e tutto il sistema assume la stessa temperatura (il che accade solo se cessa il flusso delle precipitazioni meteoriche).

**f)** L'energia libera di un flusso in movimento, l'entropia e la corrosione omogenea – E' questo uno dei fattori determinanti della formazione dei sistemi carsici nella fase embrionale, quando viene definita la loro struttura di base.

Facendo l'ipotesi di un sistema carsico ideale:

- 1. costituito da un tubo calcareo a sezione circolare uniforme,
- 2. orizzontale e ostruito all'ingresso e all'uscita,
- 3. con pareti ugualmente levigate,
- 4. riempito totalmente di una soluzione acquosa immobile (ha raggiunto la saturazione),
- 5. tenendo conto di quanto definito nella *Parte III (capitolo 01, paragrafo b)*, per l'equilibrio dinamico per cui anche in condizioni di staticità della soluzione e con temperatura costante, avviene un continuo passaggio di particelle dal solido alla soluzione e viceversa,

l'energia libera  $E_{lib}$  è nulla e lo stato di disordine è misurato dall'entropia S, legata all'agitazione termica delle parti componenti il sistema.

Nel complesso si ha (dalla *Relazione a*):

$$E_{tot} = S$$

s

Di conseguenza tutta l'energia è sotto la forma degradata in calore, nessun lavoro meccanico può essere prodotto, nemmeno l'asportazione di calcare solido (corrosione). L'immobilità della soluzione sancisce lo stato di non corrosione, di non carsificazione.

Ma, appena il flusso entra in movimento, per qualsiasi motivo (per esempio spinto dalla pressione

#### Premessa II

t

esercitata dal suo stesso peso in un condotto inclinato o per forze provenienti dal profondo della crosta terrestre), nel sistema viene immessa dell'energia libera sotto forma di energia cinetica e la situazione muta in:

$$E_{tot}^* = E_{lib}^* + S^*$$

con:

$$E_{tot} < E_{tot}^* \qquad u$$
$$S > S^* \qquad v$$

Questo nuovo stato dinamico è più ordinato, con entropia più bassa, con probabilità d'esistenza minore (*Relazione b*) e quindi tendente a riassumere di nuovo lo stato precedente, più stabile. Il che può avvenire, se il flusso è mantenuto in movimento, soltanto all'uscita dal condotto, scaricando all'esterno la porzione di calcare disciolto presente all'equilibrio e ristabilendo il grado di disordine precedente.

L'effetto carsificante di questa situazione è meglio descritto se si guarda il tutto dal punto di vista probabilistico, in conseguenza del fatto che il sistema carsico in formazione è costituito da un gran numero di particelle (per la sola fase liquida ce ne sono  $6 \cdot 10^{23}$  per ogni 18 g d'acqua) (*Parte III, capitolo 01, paragrafo a*) e se il flusso è immobile (macroscopicamente) a livello ionico e molecolare c'è sempre una particella che si muove in modo diametralmente opposto ad un'altra, facendo si che la risultante complessiva delle quantità di moto sia nulla.

Se invece il flusso si nuove dall'ingresso all'uscita del condotto s'inserisce nel moto generale delle particelle una componente unidirezionale prodotta dalla spinta dei filetti fluidi. Questa spinta organizza la fuoriuscita dal sistema sotterraneo di particelle e di porzioni di solido (germi cristallini, *Parte VIII, capitolo 02, paragrafo a, Figure 142, 143 e 144*) trascinate dai moti convettivi, in flusso continuo, verso la "risorgente".

In ogni sezione trasversale <u>interna</u> al condotto le particelle che le attraversano verso l'uscita sono in numero superiore di quelle che le attraversano in direzione opposta: questo è indice di ordine perché il movimento, in parte, è non caotico.

Ma appena superata la "risorgente", usciti all'esterno, ogni sezione viene attraversata – tanto in un senso quanto in quello opposto - dallo stesso numero di particelle: questo è indice di disordine completo.

Ne segue infine che dallo stato più instabile (quello interno al condotto) si passa spontaneamente allo stato più caotico e quindi più probabile e stabile. Questo comportamento è coerente al Terzo Principio della Termodinamica, il quale, unitamente al Secondo, è alla base della formazione del fenomeno carsico.

Tuttavia, come più volte precisato in precedenza, quanto qui concluso stabilisce soltanto (e non è poco):

- 1. che il punto iniziale e finale del processo di carsificazione è fissato dai Principi della Termodinamica,
- 2. che sono disponibili le fonti d'energia che possono portare alla formazione dei fenomeni carsici.

# 02. L'evidenza della formazione dei fenomeni carsici attraverso la corrosione del calcare

a) Valutazione sperimentale della corrosione in grotta: la Sorgente Scirca e il sistema sotterraneo della Grotta di Monte Cucco - Il blocco di calcare di Figura 00 equivale alla quantità di CaCO<sub>3</sub> che, in soluzione, esce dalla Sorgente Scirca (Umbria- Italia) <u>in un giorno</u>. La Scirca è la principale risorgente del sistema carsico di Monte Cucco la cui portata media è di 194 l/s e il contenuto di calcare disciolto è di 200 mg/l.

Il che equivale a 3.352 kg/giorno e a 1,34 m<sup>3</sup>/giorno. In un anno dalla Scirca fuoriescono 489 m<sup>3</sup> di calcare dovuti alla corrosione del calcare da parte delle acque meteoriche.


Ne segue che l'intero sistema di Monte Cucco – il cui volume complessivo di vuoti è di circa 1.200.000 m<sup>3</sup> - ai ritmi attuali della corrosione (prevalentemente vadosa e costantemente aggressiva) avrebbe impiegato 2.454 anni per formarsi!

E' chiaro che la velocità di corrosione nella fase embrionale della formazione del sistema carsico (con condotti millimetrici, velocità di flusso ridottissime e soluzioni sature o quasi-satura) è stata molto lenta e fu necessario far passare molto tempo prima di raggiungere lo stato attuale di carsificazione (*Parte IV*).

Ma resta il fatto che la costatazione sperimentale resa evidente dalla *Figura 00* dimostra in modo non confutabile che la corrosione dei massicci calcarei ad opera delle precipitazioni meteoriche avviene e porta alla formazione di sistemi carsici.

Non si sa in quanto tempo, ma è certo che ci sono i meccanismi geologici, chimici, idraulici e termodinamici che portano alla formazione dei sistemi carsici come attualmente li conosciamo. L'esempio della Sorgente Scirca, sicuramente rappresentativo dell'insieme dei fenomeni carsici conosciuti, ci dimostra in modo chiaro che il fenomeno "grotta" è possibile.

### 03. Propedeutica alla lettura delle Parti che seguono

a) Impostazioni – ORA RESTANO DA INDIVIDUARE, DESCRIVERE E DEFINIRE I MECCANISMI CHIMICI, IDRAULICI, GEOLOGICI, BIOLOGICI E TERMODINAMICI CHE INSIEME AGLI ELEMENTI CONFINANTI CONDUCONO ALLA STRUTTURAZIONE E ALLA MORFOLOGIA DEI SISTEMI CARSICI REALI. LE PARTI QUI DI SEGUITO ESPOSTE HANNO QUESTO COMPITO.

Lo scopo di questo lavoro è infatti esporre e far comprendere – ai ricercatori e agli speleologi – quali sono i fattori che fanno evolvere vie di drenaggio di flussi sotterranei appena percettibili fino ad assumere le dimensioni e le forme dei sistemi carsici attuali, percorrendo certi itinerari sotterranei piuttosto che altri.

Allo scopo utilizzeremo il metodo scientifico avvalendoci di tutte le conoscenze necessarie già acquisite nel campo della geologia, della chimica, della fisica, dell'idraulica e della biologia. Ci avvarremo anche del contributo determinante dell'analisi morfologica dei condotti e dei canali dei sistemi carsici conosciuti.

**b)** Definizioni e correlazioni - D'ora in avanti in tutte le Parti contenute in questo volume, salvo contraria indicazione, quando si menziona il "contenuto energetico" o "l'energia di un sistema carsico" deve intendersi come "contenuto d'energia libera" o "energia libera di un sistema carsico".

Quando nella *Parte II (capitolo 02, paragrafo d*) verrà introdotto il concetto d'Energia Interna  $\Delta_i$  proveniente dalla dissipazione dell'energia potenziale, occorre ricordare che questo  $\Delta_i$  non è altro che la porzione d'energia libera trasformata in energia termica in base a quanto stabilisce il Secondo Principio della Termodinamica e che va ad aumentare la temperatura e l'agitazione termica del sistema che contiene il fenomeno carsico, per poi disperdervisi omogeneamente con il massimo dell'entropia, concedendo il massimo della stabilità (Terzo Principio).

I principi generali

## 01. Caratteristiche e definizione di un sistema carsico

**a)** Un sistema carsico ipogeo è un traforo idrogeologico naturale – Tale traforo naturale permette a dei fluidi liquidi (acqua) e gassosi di attraversare la massa rocciosa calcarea da un punto d'ingresso a un punto d'uscita (*Figura 01*).



La penetrazione nella massa rocciosa avviene lungo le discontinuità che questa contiene, originatesi sia a seguito della sedimentazione che dell'orogenesi.



**b) Le discontinuità della roccia** – Tali vie di drenaggio sono:

- livelli stratigrafici con porosità primaria (o singenetica) costituita da canalicoli e vuoti intercomunicanti di dimensioni millimetriche; questi orizzonti litologici si sono originati durante le fasi della sedimentazione ed hanno spessori che possono arrivare ad alcuni metri (*Figura 02*);
- 2. piani di interstrato, sempre con dimensioni millimetriche (*Figura 03*;



3. porosità secondaria, ovvero faglie, diaclasi e leptoclasi, di dimensioni all'origine anche centimetriche, prodottasi durante il sollevamento dei rilievi montuosi (orogenesi) (*Figura 04*).

**c)** Caratteristiche dei sistemi carsici - I sistemi carsici hanno quindi, necessariamente, un punto (o un'area) d'accesso e un punto (o un'area) di uscita, ma con due situazioni di regime diverso.

#### Parte I

**Nella prima situazione** il flusso carsificante inizia l'attraversamento della massa calcarea dall'alto per poi fuoriuscire in basso spinto dalla forza di gravità (è il caso di un flusso idrico legato alle precipitazioni meteoriche): il punto d'assorbimento e il punto di fuoriuscita devono essere posti a quote altimetriche diverse, in alto l'assorbimento (*Figura 05: inghiottitoio*) (*Figura 06: superficie fratturata*) e in basso la fuoriuscita (*Figura 07: risorgente*).



<u>Figura 05</u> (Grava del Fumo, M. Alburno - Salerno -Italia): al contatto fra livello impermeabile e massa rocciosa carsificabile si apre l'inghiottitoio, origine del sistema sotterraneo; in questo esempio si evidenzia il fondamentale ruolo dei livelli impermeabili che raccolgono in superficie le precipitazioni meteoriche, organizzandole in un corso d'acqua che penetra nel sistema carsico in una frattura ben individuata (in questo caso una faglia); in tal modo tutto il flusso idrico disponibile agisce in un unico condotto, concentrandoci tutta l'energia e amplificando l'azione speleogenetica.

Figura 06 (Anito di Cardito – Settefrati – Frosinone – Italia): una classica area carsica superficiale con assorbimento disperso dovuto all'intensa fratturazione; le precipitazioni si suddividono nelle molteplici vie di possibile drenaggio; la probabilità che si formino sin dalla superficie cavità percorribili è molto bassa; ciò non esclude che il sistema carsico si formi con dimensioni esplorabili in profondità dall'unione di più vie di drenaggio impercorribili; in condizioni di carso "nudo" il sistema sotterraneo vedrà un susseguirsi di affluenze che faranno aumentare, in modo indefinibile, la portata del flusso corrosivo; è stato verificato "sperimentalmente" (rilievo topografico) che due o più sistemi epigenici possono svilupparsi separatamente, a breve distanza, avendo in comune solo la falda freatica sottostante che alimentano.

<u>Figura 07</u> (Risorgente della Lue – Giura francese): è la risorgente carsica di un sistema, in genere situata in prossimità di livelli impermeabili sottostanti o avvolgenti lateralmente (sbarramento con trabocco);



si noti come l'energia potenziale delle masse idriche in movimento verso il basso si sia trasformata solo in minima parte (trascurabile) in energia cinetica; l' "attrito" che ostacola la caduta del flusso ha fatto si che l'energia di posizione si trasformasse soprattutto in energia interna del sistema carsico (roccia, acqua, aria).

*Nella seconda situazione di regime* l'origine è in profondità e il flusso carsico (anche solamente gassoso) risale i condotti drenanti spinto da pressioni endogene.

<u>Un primo caso</u> è rappresentato in *Figura 8* e mostra la presenza di una risalita di **CO**<sub>2</sub> gassosa (riscaldamento e compressione di strati calcarei); è la situazione a componente ipogenica più blanda, ma dai dati sperimentali raccolti anche la più diffusa; le soluzioni acquose (corsi d'acqua, stillicidio e velo sulle pareti) all'interno della cavità sono sempre aggressive; il sistema carsico è epi-ipogenico.

<u>Un secondo caso</u> (*Figura 9*) prevede l'ascesa dal basso verso l'alto (ipogenica) di un flusso carsico liquido (soluzione acquosa termale 20°C - 60°C) proveniente dagli orizzonti gessosi del Trias e contenente **CO<sub>2</sub>**, **H<sub>2</sub>S**, **H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>**; anche questo è un sistema epiipogenico ma con una forte componente endogena sempre aggressiva; la carsificazione avviene all'interno della falda freatica e nei settori soprastanti interessati dal flusso meteorico epigenico (dall'alto verso il basso); lungo la superficie piezometrica che separala zona freatica da quella vadosa si sviluppa una carsificazione sub orizzontale legata al deflusso delle acque del sistema carsico verso la risorgente.





<u>Un terzo caso</u> (*Figura 10*) fa riferimento a una situazione d'ipogenesi molto spinta con risalite di dislivelli di centinaia di metri, anche con il contributo di fenomeni vulcanici, con temperature anche superiori ai 130°C e acidificanti molto corrosivi come **HF**, **H**<sub>2</sub>**S**, **H**<sub>2</sub>**SO**<sub>4</sub> e **CO**<sub>2</sub>; nella fase rappresentata in figura le condizioni sono ipogeniche pure; ma successivamente, con l'abbassarsi delle bocche di fuoriuscita, la condizione si evolve verso un sistema epi-ipogenico.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

### Parte I



<u>Un quarto caso</u> si riferisce alla *Figura 11* dove la cavità (Lechuguilla Cave) si è formata per il trasferimento di flussi acquosi contenenti acidificanti provenienti dalla trasformazione di idrocarburi in  $H_2S$  e  $CO_2$  di campi petroliferi lontani; le temperature non hanno superato quelle tipiche del termalismo non legato a fenomeni vulcanici.

d) I terreni carsificabili - Le rocce interessate dal carsismo sono:

- 1. calcaree ( $CaCO_3$  + eventuali sostanze estranee in percentuale variabile), sia sedimentarie che metamorfiche (marmo),
- 2. solfatiche-gessose (CaSO<sub>4</sub> + eventuali sostanze estranee in percentuale variabile)
- 3. dolomitiche [MgCa(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>] con un rapporto percentuale fra Mg/Ca che può variare dal 5% al 100 %,
- 4. quarziti con % di SiO<sub>2</sub> anche maggiore a 95.

La corrosione delle rocce solfatiche si differenzia da quelle carbonatiche, essenzialmente, per la diversa solubilità. I rispettivi prodotti di solubilità (Kps) sono (a 20° C):

- Kps (CaCO<sub>3</sub>) = 3,36 x 10<sup>-9</sup>
- Kps (CaSO<sub>4</sub>) =  $4,93 \times 10^{-5}$

Questo significa, in prima analisi, che il gesso è di quattro ordini di grandezza più solubile del calcare. Da cui consegue che un sistema sotterraneo nel gesso si sviluppa con una velocità più elevata rispetto a quella riscontrabile nei calcari: se per ipotesi nelle rocce calcaree occorrono 10.000 anni per la sua formazione, nel gesso ne occorrono meno di 1000 per raggiungere uno sviluppo volumetrico equivalente.

La corrosione della dolomia  $MgCa(CO_3)_2$  è guidata, sostanzialmente, dagli stessi fattori che portano alla corrosione del calcare. Ma si differenzia da quest'ultima soprattutto per la maggior solubilità della dolomia rispetto al calcare (la dolomia è leggermente più solubile del calcare). Nella dolomia sono inoltre presenti elevate quantità di residui insolubili che tendono a occludere i vuoti creatisi con la corrosione.

Le quarziti (contenuto di SiO<sub>2</sub> > 95%) hanno una solubilità 5 volte inferiore al calcare, ma SiO<sub>2</sub> (quarzo) si idrolizza con H<sub>2</sub>O per formare acido silicico H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>, solubile. Questo processo chimico, oltre alla fratturazione delle masse rocciose, porta alla formazione di sistemi carsici. La velocità di dissoluzione è molto lenta, condizionata dalla reazione:  $SiO_2 + 2H_2O = H_4SiO_4$  con velocità di reazione  $F_s = \frac{d[H_4SiO_4]}{dt} = 1 \cdot 10^{-17} mol cm^{-2} s^{-1}$ 

In questa trattazione prenderemo in considerazione solo le rocce calcaree, ma ricordando che i principi speleogenetici validi per esse si possono applicare correttamente anche ai gessi, alle dolomie e alle quarziti. Ci sono alcune differenze formali - non sostanziali - solo nelle specie chimiche coinvolte.

## 02. L'analisi speleogenetica

a) La speleogenesi come disciplina scientifica - Con analisi speleogenetica o Speleogenesi s'intende la disciplina scientifica che individua i fattori e i meccanismi che portano alla formazione dei sistemi

sotterranei, così come ora li possiamo osservare. L'analisi speleogenetica affronta quindi il problema della conoscenza delle condizioni e delle cause che hanno guidato i sistemi carsici a evolversi nel tempo e nello spazio fino allo sviluppo e all'aspetto attuali.

**b)** Il contributo della chimica nella formazione dei sistemi carsici - Con le conoscenze di oggi sono stati ridimensionati gli aspetti puramente chimici dell'origine delle grotte, quelli che in passato hanno costituito le cosiddette "teorie speleogenetiche" di vari Autori. Teorie che si basavano in modo quasi esclusivo su un'unica combinazione chimica, per di più valida solo per l'analisi di laboratorio dove i componenti delle reazioni agiscono in condizioni statiche (soluzione immobile all'interno di un recipiente senza sbocchi e con tempi molto diversi da quelli geologici che portano alla formazione dei sistemi sotterranei carsici).

**c)** La speleogenesi è un disciplina di ricerca multidisciplinare - In questo lavoro l'analisi speleogenetica si basa su una ricerca scientifica multidisciplinare che si avvale della geologia (litogenesi, orogenesi, tettonica, corrosione, erosione), della chimica (cinetiche chimiche), della fisica (termodinamica), dell'idraulica (dinamica dei fluidi), della meteorologia, della biologia, della paleontologia) per comprendere e spiegare i fenomeni che hanno portato i sistemi carsici ora conosciuti dalla fase embrionale iniziale (quando si costruisce la loro ossatura di base) a quella attuale, attraverso vari stadi di sviluppo, sovrapposizioni e intersecazioni.

**d) Il contributo della chimica nella fase embrionale** - Gli aspetti chimici della dissoluzione del calcare hanno comunque un'importanza determinante per definire quello che accade nella costruzione iniziale del sistema, in quella che viene definita la fase embrionale, ma solo se fanno esplicito riferimento alle cinetiche chimiche della corrosione del calcare.

e) La chimica e l'ampliamento dei condotti drenanti in fase embrionale - Infatti la chimica classica (stechiometrica) è incapace di far comprendere ciò che avviene all'inizio, nella fase embrionale, quando si è in condizioni freatiche (sistema chiuso), con flussi laminari saturi o pressoché saturi e con velocità di scorrimento molto basse. In queste condizioni, infatti, solo con l'approccio innovativo delle analisi che utilizzano i criteri e le leggi delle cinetiche chimiche si può chiarire come fluidi di fatto saturi (quindi incapaci di corrodere) possano invece produrre vuoti, un aumento della portata dei flussi e, infine, la creazione di un sistema carsico compiuto come oggi noi li conosciamo.

**f)** Le leggi della chimica e l'idraulica - Ma le cinetiche chimiche, occorre ripeterlo, sono legate indissolubilmente alle leggi dell'idraulica (fluidodinamica, idrodinamica, moto dei fluidi) e quindi al moto dei flussi carsificanti. Questo perché:

- 1. l'energia per la corrosione del calcare viene dal moto del flusso (senza il suo movimento non c'è energia e, quindi, non c'è corrosione);
- 2. l'assenza del moto del fluido carsico non permetterebbe la corrosione omogenea che concorre in modo determinante alla formazione, in fase embrionale, del sistema carsico;
- 3. senza il moto dei fluidi carsificanti che varia in funzione delle geometrie del condotto che percorre non avverrebbe la corrosione differenziata che concorre all'apertura della rete di drenaggio embrionale e crea le grotte con i multiformi aspetti che conosciamo;
- 4. infine, senza il flusso carsico in movimento non sarebbe possibile evacuare il calcare solubilizzato.

## 03. La speleogenesi e il metodo scientifico

a) La disciplina scientifica "Speleogenesi" e la fase sperimentale - Se si vuole che la Speleogenesi sia una disciplina scientifica è necessario applicarvi il metodo scientifico che richiede tanto l'elaborazione teorica quanto la conseguente sperimentazione di conferma. Nel campo dell'origine e dell'evoluzione del carsismo è molto difficile, anzi in concreto impossibile, realizzare procedure sperimentali che vadano a confermare quanto dedotto teoricamente, ad esempio dall'analisi morfologica sullo stato attuale. Ciò a causa dei lunghi tempi richiesti per ottenere sulle rocce carbonatiche (caratterizzate da una solubilità molto bassa) dei risultati sperimentali quantitativamente significativi.

Difatti i risultati delle elaborazioni teoriche e dell'analisi morfologica sulla speleogenesi hanno sempre

sofferto del mancato riscontro sperimentale, perpetuando sinora una situazione d'incertezza nell'interpretazioni della genesi dei sistemi carsici sotterranei, specie se ipogenici.

**b)** Gli strumenti analitici che possono sostituire la fase sperimentale della ricerca speleogenetica - Ciò nonostante la ricostruzione di quanto è accaduto dalla fase embrionale a oggi può essere definita con una buona dose di attendibilità tenendo conto:

- 1. del posizionamento del sistema sotterraneo all'interno del massiccio calcareo attraverso l'esecuzione del **rilievo topografico** ipogeo,
- 2. dell'analisi geologica dell'area interessata al carsismo,
- 3. della ricostruzione, nei modi e nei tempi, delle fasi che hanno portato all'orogenesi dei massicci calcarei,
- 4. della ricostruzione delle varie azioni erosive che hanno portato allo smantellamento totale o parziale dei **livelli impermeabili**, tanto all'esterno quanto all'interno della serie stratigrafica,
- 5. dell'applicazione delle leggi fondamentali della chimica, della fisica e dell'idraulica;
- 6. dell'analisi morfologica del sistema carsico sotterraneo,
- 7. dell'analisi delle **mineralizzazioni**, delle **sedimentazioni** e dei **depositi clastici** eventualmente presenti all'interno dei vuoti carsici,
- 8. delle ricostruzioni paleogeografiche sulla base di evidenze paleontologiche e palinologiche,
- 9. dell'**analisi dei flussi liquidi** (ad esempio l'analisi idrogeologica) e gassosi che attualmente percorrono le cavità naturali,
- 10. della rilevazione analitica in superficie delle emissioni liquide e gassose di origine endogena,
- 11. da quanto emerso in seguito a **sperimentazioni** sui meccanismi che portano alla corrosione delle rocce calcaree (calcolo dell'ordine di reazione e delle costanti delle velocità di reazione,
- 12. da quanto definito con **sperimentazioni ottenute su rocce chimicamente simili al calcare** ma molto più solubili, come ad esempio il gesso (**CaSO**<sub>4</sub>).

c) I gusci vuoti nella speleologia - Purtroppo per non pochi sistemi carsici importanti si ha difficoltà a prendere visione anche del solo rilievo topografico, e la presenza di molti "gusci vuoti" nei massicci calcarei limita la possibilità di utilizzarne le relative analisi geomorfologiche e idrologiche per sviluppare ricerche peculiari e/o comparative che rafforzino il valore statistico delle conclusioni tratte. La realtà culturale e scientifica delle associazioni che operano le esplorazioni speleologiche spesso non permette di riempire di significati scientifici i gusci vuoti prima ricordati. Né, d'altro canto, le istituzioni di ricerca possono attrezzarsi efficacemente per svolgere, al tempo stesso, esplorazioni e ricerca scientifica.

## 04. I sistemi carsici sono entità dinamiche

**a)** I sistemi carsici sono in continua evoluzione - I sistemi carsici si sviluppano in un contesto dinamico dove la corrosione, l'erosione e l'orogenesi determinano un continuo, sia pur lento, cambiamento della situazione geografica, stratigrafica, tettonica e del flusso degli agenti carsificanti. Ha un valore puramente teorico prendere in considerazione un sistema carsico sotterraneo:

- 1. come se il massiccio calcareo che lo contiene fosse immobile,
- 2. come se non si sviluppi al suo interno una carsificazione che tende a raggiungere il livello di base per vie sempre più verticali,
- 3. come se l'erosione non smantelli in profondità e in superficie gli strati impermeabili che hanno determinato i punti (o le aree) d'ingresso e d'uscita dei flussi carsici e quindi delle direttrici fondamentali di sviluppo del carsismo profondo;
- 4. come se gli specchi freatici delle falde idriche profonde non mutassero forma e disposizione in relazione al variare dei confinamenti interni ed esterni.

**b)** Le cause che producono l'evoluzione dei sistemi carsici - Nella realtà non esiste un sistema carsico immutabile nella sua dislocazione spaziale, piuttosto avviene una successione di configurazioni diverse indotte dai cambiamenti al contorno e dalla velocità con cui questi cambiamenti avvengono:

- 1. se la velocità di cambiamento è uniforme si ha una successione discreta di situazioni;
- 2. se avvengono brusche accelerazioni (o decelerazioni) della velocità di trasformazione si possono manifestare cambiamenti radicali tali da rivoluzionare lo schema carsico immediatamente precedente

e, di fatto, iniziare una nuova fase speleogenetica su tutte altre direttrici (non è irreale che, per esempio, gli inghiottitoi diventino risorgenti e le risorgenti diventino inghiottitoi).

**c)** Il dinamismo dei sistemi carsici e i parametri geologici che lo determinano - In questa logica di dinamismo i livelli impermeabili eventualmente presenti nella serie stratigrafica che contiene il sistema sotterraneo hanno un ruolo fondamentale nel disegnare il suo sviluppo spaziale, da quello inizialeembrionale a quello delle fasi successive.

Altrettanta fondamentale importanza hanno i progressivi sollevamenti (o abbassamenti) dei rilievi calcarei interessati alla carsificazione (orogenesi).

Infatti dopo l'attuazione del sistema carsico iniziale (o embrionale) il suo sviluppo successivo (con cadenze di tempi geologici) è determinato dall'evolversi dell'orogenesi e/o dallo smantellamento progressivo degli orizzonti stratigrafici impermeabili, azioni che possono agire contemporaneamente o separatamente.

# 05. La ricostruzione dell'origine e dell'evoluzione di un sistema carsico

a) Premessa e richiami - Traendo spunto da situazioni verificate nella realtà dei sistemi carsici conosciuti, s'ipotizzano qui di seguito le fasi che hanno portato alla creazione di un sistema carsico epigenico (quindi con la forza di gravità fattore decisivo nel fornire l'energia necessaria alla corrosione e all'erosione) e allo smaltimento dei materiali corrosi ed erosi.

Si dà per acquisito il fatto, come nei capitoli successivi sarà dimostrato, che la formazione dei sistemi carsici avviene solo se c'è un flusso in movimento fra un punto (o un'area) di ingresso e un punto (o un'area) di uscita a quota inferiore, attraversando una serie comunicante di soluzioni di continuità della massa calcarea.

S'ipotizza che l'evoluzione avvenga all'interno di masse calcaree in sollevamento progressivo (orogenesi attiva).

S'ipotizza altresì che sia presente un confinamento determinato da mantelli impermeabili che avvolgono superiormente e lateralmente il massiccio carsificabile, senza soluzioni di continuità.

Il confinamento inferiore è stabilito da falde freatiche con livelli piezometrici di forma e dislocazioni variabili nel tempo in funzione progredire del sollevamento e del contemporaneo smantellamento degli orizzonti impermeabili.

**b)** Le fasi della carsificazione di un ipotetico sistema carsico epigenico - A titolo di esempio riportiamo nella sottostante serie d'immagine della *Figura 12 (01-07)* le sezioni trasversali che rappresentano sinteticamente le fasi dello sviluppo dell'ipotetico sistema carsico prima definito, dove, nel tempo, cambiano le dislocazioni delle masse rocciose carsificabili, degli strati impermeabili e delle falde freatiche.

**Fase 01** – Il sollevamento per compressione crea una frattura (faglia verticale) nella massa rocciosa sedimentaria carbonatica.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

**Fase 02** – Le spinte determinano un sollevamento disuguale con dislocazione rispetto alla faglia: iniziano le penetrazione delle precipitazioni, con molta difficoltà e lentezza per la ristrettezza dei condotti embrionali e la mancanza di uno sbocco in basso. In superficie si formano dei corsi d'acqua su letti impermeabili e con deflusso totalmente epigeo. Nella massa calcarea non esiste ancora una falda freatica.



**Fase 03** – Il succedersi delle precipitazioni accumula una riserva idrica (acqua di fondo) che occupa interamente ogni discontinuità della roccia (condizioni freatiche) ed è sostanzialmente satura di CaCO<sub>3</sub>. Tale riserva è delimitata superiormente dal "superficie freatica" o "specchio freatico" o, più propriamente, "livello piezometrico". La disposizione dello strato impermeabile del settore destro permette la formazione di un corso d'acqua che, al contatto con le rocce carsogene, penetra nelle sue discontinuità fino a formare un sistema ipogeo che affluisce nell'acqua di fondo. Qui la carsificazione si arresta per l'immobilità della falda freatica e quindi per la mancanza dell'energia necessaria all'azione corrosiva e della possibilità di eliminare il calcare disciolto. L'acqua di fondo è in uno stato di staticità ma può avere un deflusso, sia pur difficile e complesso come mostrato nella Figura 13. Questo può permettere perlomeno una carsificazione nel tratto verticale del sistema soprastante il livello piezometrico.



**Fase 04** – Dopo un ulteriore sollevamento del massiccio, l'erosione superficiale produce una foratura del mantello impermeabile nel settore sinistro (Figura 14). Questo determina un marcato aumento del deflusso delle acque inghiottite nel settore destro e crea, utilizzando la rete interconnessa di soluzioni di continuità della massa rocciosa, il primo sistema carsico ipogeo completo. Senza questo drastico cambio delle condizioni del drenaggio sotterraneo l'azione carsogena mancherebbe del suo contenuto energetico essenziale (si passa infatti da una situazione dove le masse idriche sono praticamente immobili e sature ad un flusso ben organizzato che discende, spinto dalla forza di gravità, verso la risorgente (Figura 07). Infatti con il movimento delle masse idriche verso il basso la loro energia potenziale può trasformarsi in energia interna che si ripartisce nella fase solida, liquida e gassosa del sistema carsico in formazione. Ciò in conseguenza degli ostacoli incontrati dal flusso che impediscono di trasformare l'energia potenziale in energia cinetica, se non in quantità trascurabile. Pertanto l'energia potenziale si trasforma quasi

interamente in energia interna del sistema carsogeno. I parametri per misurare l'azione corrosiva del flusso sono la cadente idraulica  $J = (h_2 - h_1)/L$  (dove  $h_2$  è la quota dell'inghiottitoio,  $h_1$  la quota della risorgente e L la distanza fra l'uno e l'altra) e la portata **Q** del flusso. Insieme determinano la potenza disponibile nel sistema (Parte V, capitolo 06, paragrafo **c**).



**Fase 05** – Ipotizzando una stasi nel sollevamento del massiccio calcareo, resta comunque l'azione dell'erosione superficiale prodotta dagli agenti atmosferici sul mantello impermeabile che confina la roccia carsogena: sul versante a sinistra l'erosione produce un ampliamento della "foratura", mentre nella zona sommitale una nuova apertura verso la roccia carsificabile crea i presupposti per la formazione di un nuovo sistema carsico. Si creano le condizioni per una modifica degli schemi del drenaggio sotterraneo. Nella Figura 12 Fase 05 viene rappresentata questa nuova situazione:

1. il flusso uscente dalla risorgente ha smantellato verso il basso il foro nello strato impermeabile (linea tratteggiata, frecce rosse) e, di conseguenza, ha abbassato il livello freatico; il drenaggio sotterraneo si è dovuto adattare alla nuova situazione carsificando vie più profonde e abbandonando quelle praticate precedentemente;



2. nella parte sommitale del massiccio si è creata, sempre per l'azione delle precipitazioni meteoriche, una

*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

#### Parte I

nuova apertura nel mantello impermeabile tale da permettere ad un corso d'acqua di entrare in contatto con la massa calcarea e di defluire per vie sotterranee verticali verso l'acqua di fondo (infatti, il gradiente idraulico J della rete embrionale dei condotti intercomunicanti è molto elevato; questo impone uno sviluppo del sistema carsico in senso verticale, lungo un percorso che comporta la minor dissipazione possibile di energia potenziale, e la realizzazione di un nuovo sistema carsico che potrebbe anche non avere collegamenti con i sistemi precedentemente formatisi;

3. gli strati impermeabili permettano, in superficie, alle acque meteoriche di organizzarsi corsi d'acqua ben individuati e copiosi (torrenti, fiumi) e arrivare al contatto con il calcare in modo concentrato (Figura 05) e non disperso (Figura 06).

**Fase 06** - Con il rinnovarsi della compressione il rilievo montuoso ha ripreso ad elevarsi, più nel settore sinistro, meno in quello destro. Di conseguenza si è creato un nuovo punto d'inghiottimento, sottostante al precedente (che diviene inattivo, fossile).

La contemporanea azione dell'erosione superficiale del mantello impermeabile ha prodotto:

- 1. un ulteriore allargamento verso il basso del foro circostante la risorgente con il conseguente abbassamento del livello di base;
- 2. un allargamento della foratura sommitale;
- 3. una nuova foratura intermedia alle due precedentemente indicate.

Questa situazione ha creato due nuove direttrici di drenaggio verso l'acqua di fondo, con conseguente formazione di due nuovi sistemi carsici, non necessariamente collegati fra di loro e con i precedenti.



**Fase 07** – Siamo in fase distensiva e il settore destro del rilievo si abbassa e s'inclina verso valle, con immersione di segno opposto a quella dello stato precedente. L'erosione continua a ridurre la copertura prodotta dal mantello impermeabile e crea nuove forature (a destra) e l'allargamento delle precedenti (a sinistra). Il flusso superficiale sul versante destro inverte la direzione! Da notare:

- 1. nel settore destro si forma un nuovo sistema carsico non necessariamente in collegamento con gli altri;
- 2. nel settore sinistro nulla cambia nella sostanza, tranne un nuovo ampliamento verso il basso della foratura circostante la risorgente, con un ulteriore abbassamento della soglia di trabocco dell'acqua di fondo e della superficie piezometrica.

Da rilevare che il punto di risorgenza è sopra il margine superiore del mantello impermeabile: ciò è dovuto al fatto che la velocità d'erosione è superiore a quella di carsificazione dei condotti drenanti e la risorgente è in una posizione "squilibrata", costretta ad inseguire l'abbassamento del bordo superiore del mantello impermeabile. Questo fenomeno di squilibrio può essere accentuato dalla presenza nel settore della risorgente di rocce meno carsificabili.



L'esempio mostrato nella *Figura 13* si riferisce ad una situazione reale dell'Appennino calcareo e conferma l'estrema complessità del drenaggio delle acque sotterranee in questi territori, che può interessare rilievi e sorgenti distanti fra di loro, con la presenza, anche, di diffluenze. I sistemi carsici si possono dunque impostare su direttrici molto articolate e con sistemi carsici multipli in contemporanea formazione. E' dunque molto difficile semplificare in modelli il flusso degli agenti carsificanti lungo le possibili vie di drenaggio fra ingresso e uscita.



Nella *Figura 14* viene mostrato quanto resta del mantello impermeabile che copriva l'intero versante occidentale di Monte Cucco, eroso in gran parte fino a denudare ampie superfici della roccia calcarea. Al contatto fra le due litologie possono verificarsi fenomeni d'inghiottimento di corsi d'acqua costituitisi proprio sopra gli stessi strati impermeabili.



Nella *Figura 15* la plastigrafia di Monte Cucco e del suo sistema idrogeologico ipogeo, dalle quali è stato preso lo spunto per le ricostruzioni ipotetiche dell'evoluzione di un sistema carsico complesso.



## 06. I sistemi carsici sono entità complesse

a) Molteplici fattori disegnano la complessità del sistema carsico - Nell'esempio contenuto nella *Figura 12* (Fasi 01-07) e nella *Figura 13* si può riconoscere la genesi di molti noti sistemi carsici e risalta in modo evidente la complessità dell'evoluzione. E' improprio e riduttivo legare la speleogenesi ai soli fenomeni chimici, sia pur importanti, specie nella ricostruzione di quanto avvenuto nella fase embrionale. Da quanto è stato descritto in precedenza risalta con nettezza che sono molteplici i fattori, di diversa natura, che concorrono alla costruzione finale del sistema.

Se poi all'azione carsificante epigenica si sovrappone quella ipogenica (ed è un caso più probabile di quanto si possa immaginare) il livello di complessità aumenta.

E' corretto affermare che ogni complesso carsico ha una sua peculiare genesi, che lo distingue da tutti gli altri. Ma i procedimenti chimici della corrosione, delle leggi dell'idraulica, dei principi della termodinamica sono comuni a tutti (e sono di facile comprensione). Devono però adattarsi alla situazione geologica e idrologica esterna che, di volta in volta, è diversa.

### b) Le diversità che concorrono alla peculiarità di un sistema carsico - Si pensi:

- 1. alle diversità, macroscopiche e microscopiche, che si possono riscontrare nella litologia dei calcari,
- 2. al loro diverso contenuto di CaCO<sub>3</sub> (che inoltre può cristallizzare in Calcite, Aragonite e Vaterite) e di impurezze,
- 3. alle diversità nelle velocità d'innalzamento (o abbassamento) dei rilievi montuosi,
- 4. alle variazioni di portata dei flussi carsici conseguenti al variare dei regimi stagionali e ai mutamenti climatici,
- 5. alle differenze degli agenti ipogenici in relazione al loro punto d'origine, alla natura e alla quantità delle sostanze emesse,
- 6. alle variazioni nella durata delle azioni carsificanti.

c) Il problema della modellizzazione dei sistemi carsici – Tutt'altra questione è la modellizzazione dei sistemi carsici, che invece deve affrontare non pochi problemi se si vuole mantenere un collegamento consistente con la realtà. Altrimenti c'è il rischio che i modelli proposti per la corrosione del calcare rappresentino solo delle situazioni ideali che con molta difficoltà possono essere utilizzate per definire la genesi dei sistemi carsici reali.

### 07. I fluidi carsici agiscono in condizioni dinamiche

a) La necessità del moto dei fluidi carsificanti – Il fenomeno carsico, nella sua completezza, inizia a formarsi quanto un fluido - in genere allo stato liquido e quindi detto "flusso" - è in movimento nei condotti che lo racchiudono. Come ampiamente documentato nella *Parte V*, se non c'è moto non c'è l'energia necessaria a produrre l'ampliamento dei condotti. Nell'analisi speleogenetica è possibile prendere in considerazione le leggi della chimica ma solo inquadrate nell'ambito delle leggi della dinamica dei fluidi, che le condiziona.

**b) Il condizionamento della geometria dei condotti drenanti** - I fluidi carsici confinati nella rete di soluzioni di continuità delle masse calcaree - dalle forme e dalle misure le più disparate - sottostanno alle leggi dell'idraulica e quindi mutano il loro stato in funzione delle geometrie dei condotti che incontrano.

Lo stato dei fluidi, indotto dalla geometria variabile dei condotti, influenza in modo determinante anche i meccanismi della corrosione. Le leggi della chimica e dell'idraulica, congiuntamente prese in considerazione, sono la base di ogni ricerca sui flussi carsici e la corrosione delle rocce calcaree.

## 08. L'effetto tempo

a) I tempi di realizzazione dei fenomeni carsici - I sistemi carsici che ora possiamo penetrare e analizzare hanno iniziato la loro genesi molte decine di migliaia di anni fa', se non centinaia di migliaia o addirittura milioni di anni fa'. Questo significa che la loro evoluzione è stata molto lenta (paragonata all'evolversi dell'attività umana).

Questa lentezza estrema dell'evoluzione comporta due fatti di rilevante importanza:

- innanzi tutto, come già detto in precedenza in questa Parte (capitolo 03, paragrafi a e b), la difficoltà di applicare il metodo scientifico nella sua interezza, essendo di fatto impraticabile ogni sperimentazione di convalida di quanto elaborato teoricamente;
- 2. in secondo luogo la necessità di non trascurare alcun fattore che concorre alla speleogenesi, anche quelli che in una normale analisi di laboratorio sono considerati trascurabili, irrilevanti.

**b) Il ruolo degli agenti "trascurabili" nella formazione dei sistemi carsici** - Infatti, a chiarificazione di quanto espresso nel soprastante punto, un fattore che agisce in modo impercettibile e insignificante in tempi brevi può avere invece un ruolo fondamentale nella nascita dei fenomeni carsici. Un'azione impercettibile che si ripete per molto tempo permette di sommare minimi incrementi e fino produrre macroscopici effetti, di grande importanza specie nella fase embrionale della formazione del sistema carsico.

E' questo l'*Effetto Tempo* che gioca un ruolo decisivo nell'individuazione dei parametri che producono la carsificazione nelle sue molteplici fasi.

## Le nozioni idrauliche

е

la dissipazione localizzata dell'energia potenziale in energia interna

### 01. L'idraulica, le forme d'energia e i sistemi carsici

**a)** Sistemi carsici in sintesi – La definizione dei sistemi carsici è riportata in modo dettagliato nella Parte I, capitolo 01. Comunque ripetiamo qui di seguito, sinteticamente, le caratteristiche essenziali.

Un sistema carsico sotterraneo può essere ritenuto come una successione di condotti comunicanti che portano un flusso idrico da un punto d'inizio a un punto d'uscita. Le leggi dell'idraulica, dunque, governano i suoi moti.

Se l'ingresso è in alto e l'uscita in basso il sistema carsico si dice "epigenico" ed è la forza di gravità ha determinare la spinta nel flusso per superare gli attriti che si oppongono al deflusso e produrre la corrente in movimento. La forza di gravità è responsabile, attraverso la dissipazione dell'energia potenziale che si trasforma in energia interna, dell'attuazione del fenomeno della corrosione del calcare e la formazione dei sistemi carsici. Le condizioni del drenaggio possono essere freatiche (solo lo stato solido e liquido) e/o vadose (stato solido, liquido e gassoso insieme).

Concorre alla costruzione dei fenomeni carsici epigenici anche l'energia legata al potenziale chimico degli agenti acidificanti provenienti dall'esterno (CO<sub>2</sub> atmosferica, principalmente), che, quantitativamente, è quasi irrilevante rispetto all'energia fornita dalla forza di gravità. Ma il suo contributo è assolutamente indispensabile, specie in condizioni embrionali, nell'operare la corrosione del calcare. Se non si manifestasse il meccanismo chimico legato a questa forma d'energia, nonostante la disponibilità massiccia dell'altra fonte energetica prodotta dalla dissipazione dell'energia potenziale, la carsificazione delle masse calcaree non potrebbe avvenire. Entrambe le forme d'energia (una "proveniente" dall'idraulica e dalla termodinamica, l'altra dalla chimica), non importa in quale rapporto di forza, debbono sussistere contestualmente per creare le "grotte".

Se invece la pressione che origina il moto del flusso non è la forza di gravità, ma un fenomeno interno alla crosta terrestre (produzione di anidride carbonica per calore o pressione, termalismo legato a stratificazioni gessose del Trias, trasformazione d'idrocarburi, vulcanismo) che spinge dal basso verso la superficie il flusso carsificante, il sistema carsico si definisce ipogenico. In questo caso l'energia che permette la corrosione è dovuta all'energia endogena che si trasforma in energia interna del sistema carsico nel vincere gli attriti che si oppongono al deflusso nei condotti drenanti e al potenziale chimico degli agenti acidificanti trasportati dal flusso stesso (**CO**<sub>2</sub>, **H**<sub>2</sub>**S**, **HF**, **H**<sub>2</sub>**SO**<sub>4</sub>, sono i principali).

La prima componente carsificante è di gran lunga meno incisiva della seconda (contrariamente a quanto avviene nelle condizioni epigeniche). Ma anche in regime ipogenico devono sussistere contestualmente tutte e due le forme perché la dissoluzione del calcare per l'azione dell'energia legata alla componente "chimica", per quanto incisiva possa essere, non produrrebbe alcuna carsificazione senza il contributo, determinante, del moto del flusso che permette l'evacuazione del calcare solubilizzato.

In condizioni ipogeniche può essere trascurata completamente solo l'energia interna prodotta dalla dissipazione dell'energia potenziale, che comunque è quantitativamente di ridotta incisività.

**b)** Sistemi carsici, idraulica e reazioni chimiche – Qualunque sia il regime di flusso, questi segue i principi e le leggi dell'idraulica adattandosi alle caratteristiche geometriche che si succedono nei condotti. E' l'idraulica a condizionare i meccanismi chimici della dissoluzione del calcare (non viceversa). I meccanismi chimici legati alla corrosione del CaCO<sub>3</sub> non possono essere analizzati e definiti senza l'applicazione dei principi e delle leggi dell'idraulica.

Per iniziare l'analisi delle interazioni fra idraulica e corrosione dei condotti e dei canali con pareti calcaree, nei capitoli che seguono applicheremo i principi e le leggi dell'idraulica a vie di drenaggio che riproducono le caratteristiche del flusso nei condotti e nei canali dei sistemi carsici, ma aventi <u>pareti indeformabili</u> (non calcaree).

In questo primo approccio analitico sull'integrazione fra idraulica e formazione dei sistemi carsici, per rendere più comprensibile la trattazione, procederemo anche per stadi, ipotizzando in primo luogo che le

vie di drenaggio siano assimilabili a un sistema carsico epigenico con:

- 1. l'ingresso del sistema in alto e l'uscita in basso,
- 2. la forza di gravità a condizionare il regime di flusso e la distribuzione dell'energia,

Sarà poi semplice trasporre quanto definito per i sistemi carsici epigenici ai sistemi carsici ipogenici, viste le strette analogie nello scorrimento del flusso e nelle influenze delle geometrie dei condotti calcarei.

L'unica integrazione necessaria fra le due situazioni di regime di flusso (visto che tutto il sistema ipogenico è sempre in condizione freatiche, sotto pressione) è relativa al fatto che il moto del flusso ipogenico – assolutamente necessario per quanto detto nei capoversi precedenti – può attuarsi solo se si manifesta una sufficiente pressione endogena che gli permetta di prevalere sul carico idraulico **h** del fluido soprastante (*Figura 16*). Carico idraulico definibile quantitativamente dalla differenza di quota fra il punto interno dove si manifesta la pressione e il punto in superficie dove avviene la fuoriuscita.

## 02. Idraulica epigenica nei condotti freatici (chiusi) con pareti non calcaree e non deformabili

**a)** Caratteristiche e dimensioni del condotto di drenaggio - Come ipotesi di partenza per definire le nozioni idrauliche che incidono sulla carsificazione prendiamo in esame quanto accade in un tubo rettilineo a sezione circolare costante con pareti levigate indeformabili (*Figura 16*), all'interno del quale scorre sotto pressione un flusso che lo occupa interamente (condizioni freatiche). La forma del tubo e le conseguenti

caratteristiche idrauliche sono date da:

D = diametro = 2 r r = raggio h = carico idraulico L = lunghezza condotto h/L = J = cadente piezometrica  $h/L = J = sin \alpha$  $\alpha = inclinazione del condotto$ 

**b)** Flusso laminare ideale: definizione - II flusso scorre in tubo (con le stesse dimensioni e caratteristiche di quello di *Figura 16*), in regime "laminare", quindi con filetti fluidi che corrono paralleli l'uno all'altro. Il flusso viene definito "ideale" in quanto, muovendosi, non produce alcun attrito fra le particelle del liquido e fra le particelle liquide e le pareti. Non essendoci attriti il flusso non incontra alcuna resistenza nell'attraversamento del tubo. I filetti fluidi corrono tutti con la stessa velocità v, sia che si trovino al centro del condotto sia che scorrono a contatto con la parete (*Figura 17*).

c) Flusso laminare ideale: calcolo dell'energia potenziale e sue trasformazioni - L'energia potenziale E<sub>p</sub>, dovuta alla differenza di quota h fra ingresso e uscita del condotto, è data da:

01

$$E_p = h \cdot P$$



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree



dove:  $P = m \cdot g = forza \ peso \ (kgp)$  $g = accelerazione di gravità (m/s^2)$ m = massa (kg)

In regime freatico, tanto in condizioni ideali quanto reali (vedi paragrafo seguente), per calcolare l'energia potenziale E<sub>p</sub> di una certo peso di fluido in procinto di percorrere un condotto carsico sospinta dalla forza di gravità (vedi scomposizione delle forze di Figura 16), si deve far riferimento unicamente ad una caduta in verticale per un dislivello pari alla differenza di quota fra ingresso e uscita (Figura 18). Dunque non ha importanza il percorso ma l'altezza di caduta verticale (Legge di Stevino).

Essendo il sistema in condizioni ideali, non incontrando alcuna forza d'attrito che si oppone, durante la caduta verso il livello inferiore l'energia potenziale  $E_p$  si trasforma interamente in energia cinetica  $E_c$ (trascuriamo la piccola porzione di energia potenziale che si dissipa in calore per l'attrito con l'aria eventualmente presente nel condotto):

$$E_p = E_c = \frac{1}{2} m v^2$$

Unendo la relazione 01 con la relazione 02 si ottiene:

$$v = \sqrt{2 h g}$$

La relazione 03 definisce la velocità del peso **P** all'uscita dal condotto, indipendentemente dalla sua massa.

Per esempio, con h uguale a 100 m, la velocità del flusso all'uscita risulterebbe v = 44,3 m/s, cioè 160 km/h! Valore assolutamente irrealistico per quanto c'è dato di conoscere sui sistemi carsici noti dove il flusso fuoriesce alla velocità di qualche decina di centimetri al secondo anche con dislivelli superiori ai 100 m (1000 volte minore di quella calcolata teoricamente).

Nella realtà (Figura 19) le evidenze "sperimentali" (che esamineremo nel successivo paragrafo) sono radicalmente diverse, con l'energia potenziale che viene quasi interamente dissipata in altre forme

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

(soprattutto calore) che va a distribuirsi nel sistema carsico, tanto nella fase solida (roccia incassante), quanto nella fase liquida, come nella fase gassosa (se presente). Ed è questo il serbatoio d'energia che alimenta il motore della formazione dei sistemi carsici.

d) Flusso laminare reale: forza d'attrito ed energia interna – I filetti fluidi corrono sempre paralleli gli uni agli altri, ma con velocità differenti: al centro del condotto si ha la massima velocità, che va diminuendo man mano che ci si avvicina alla parete, dove è uguale a zero. Il flusso



Parte II Speleogenesi Figura 18 b a  $E_p = h P$ 

56

02

### Parte II

idrico, infatti, nella realtà, si muove superando attriti interni (fra i filetti d'acqua) ed esterni (fra filetti d'acqua e la superficie interna del condotto).

Attenzione: come meglio si vedrà nei paragrafi successivi, non esiste un attrito diretto fra acqua e pareti del condotto, in quanto a contatto con queste resta immobile uno "strato limite", dello spessore di qualche frazione di millimetro, che non può essere eliminato, anche con velocità di flusso dal valore estremo. Dunque l'attrito fra filetti fluidi e pareti non esiste; in realtà, si verifica sempre un attrito fra le molecole d'acqua, in movimento nel corpo del flusso e immobili nello strato limite.

Nella Figura 20 è sintetizzata la situazione dei fluidi reali. Il flusso si comporta come un elemento viscoso e la forza d'attrito  $F_a$  che si oppone al moto è:

$$F_a = \mu \frac{\Delta V}{\Delta n}$$

04

dove:

 $\mu = coefficiente di viscosità$  $\Delta V / \Delta n = gradiente di velocità = velocità di deformazione [s<sup>-1</sup>]$ 



In questa relazione è messa in evidenza la caratteristica fondamentale che distingue il flusso ideale da quello reale: nel secondo c'è una forza d'attrito  $F_a$  che contrasta l'avanzamento del fluido nel condotto ed è direttamente proporzionale al coefficiente di viscosità  $\mu$  e al gradiente di velocità del flusso (è una velocità di deformazione e si misura in  $s^{-1}$ ).

Già da questa prima conclusione emerge che per i liquidi reali la *Relazione 02* deve essere modificata in:

$$E_p = E_c + \Delta E_i$$

05

con  $\Delta E_i$  incremento d'energia interna, equivalente all'agitazione termica come definita nella Premessa II, capitolo 01, paragrafo **d** e nella seguente Parte III, capitolo 02, paragrafi **l** e **m**.

Viste le risultanze "sperimentali" derivanti dalle osservazioni sui sistemi carsici reali, si può affermare che nell'attraversamento di questi il flusso perde quasi tutta l'energia potenziale a favore delll'incremento di energia interna. Rimane una quantità di energia cinetica E<sub>c</sub> insignificante, tanto che si può scrivere:

$$\Delta E_i \gg E_c$$

o relazioni equivalenti come:

$$E_c \cong 0$$
$$E_p \cong \Delta E_i$$

Esprimendo la Relazione 04 in termini più espliciti, si definisce l'equazione (De Marchi, 1988):

$$F_a = k_l \cdot Q \tag{66}$$

che mostra come, restando inalterati gli altri parametri, la forza d'attrito complessiva F<sub>a</sub> che si oppone al drenaggio è direttamente proporzionale alla portata Q, con  $k_l$  costante di proporzionalità (dipendente anche dalla scabrezza delle pareti).

Sempre nell'ipotesi di un condotto con flusso in regime di Poiseuille (Figura 16) si definisce la resistenza  $R_1$ per unità di superficie della sua parete interna con l'equazione (De Marchi, 1988):

$$R_1 = \gamma \cdot (r/2) \cdot J \tag{67}$$

con:

 $\gamma = peso \ specifico \ (per l'acqua = 1 \ [kgp/dm^3])$ r = raggio della sezione trasversale $J = h/L = \sin \alpha = cadente piezometrica$ 

La Relazione 07 definisce che la resistenza per unità di superficie è direttamente proporzionale al raggio del condotto e alla cadente piezometrica J (come vedremo in seguito nella Parte IX (capitoli 04 e 05) è questa una forma particolarmente predisposta a interpretare la corrosione differenziata in condizioni epigeniche vadose).

Essendoci proporzionalità fra forza d'attrito complessiva  $F_a$  e produzione d'energia interna  $\Delta E_i$  (De Marchi, 1988):

$$\Delta E_i = k^* \cdot F_a \tag{07 bis}$$

l'espressione 06 può trasformarsi in (De Marchi, 1988):

$$\Delta E_i = k_l^* \cdot Q \tag{08}$$

dove:

 $k_l^* = k^* \cdot k_l = costante di proporzionalità$ 

Sulla base della Relazione 07, con un processo analogo a quello applicato alla Relazione 06, l'energia interna prodotta per unità di superficie è collegata a  $R_1$  con la relazione:

$$\Delta E_{iR} = k_R^* \cdot R_1 \tag{08 bis}$$

e quindi:

$$\Delta E_{iR} = k_R^* \cdot \gamma \cdot r/2 \cdot J \tag{9}$$

dove:

 $k_{R}^{*}$  = costante di proporzionalità (legata alla scabrezza della parete del condotto drenante)

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

### 58

Le relazioni contenute in questo paragrafo sono quelle di base per quantizzare gli effetti sulla carsificazione delle leggi dell'idraulica e dei principi della termodinamica.

Le Relazioni 05, 06, 07, 08, e 09 definiscono, in sintesi, che:

- 1. nelle condizioni reali una parte dell'energia potenziale disponibile si trasforma sempre in calore per vincere gli attriti che si oppongono al moto del flusso nei condotti;
- 2. solo una minima parte (trascurabile) dell'energia potenziale si trasforma in movimento;
- 3. se rimangono inalterate le caratteristiche del condotto, aumentando la portata aumenta la forza degli attriti che si oppongono al deflusso;
- 4. rimanendo la portata del flusso costante, la resistenza per unità di superficie interna del condotto è in dipendenza diretta del raggio r e della cadente piezometrica J.

e) Flusso laminare reale: descrizione delle caratteristiche – Il moto laminare è una condizione poco probabile nei flussi che scorrono nelle vie di drenaggio carsiche. Con flussi d'acqua il regime laminare è possibile in condotti di piccole dimensioni e a basse velocità di trasporto. Cosa che accade, per esempio, nei condotti carsici embrionali.

Nella Figura 21 è mostrato il profilo dei vettori delle velocità dei filetti fluidi in un tubo circolare in moto laminare. Questi corrono paralleli senza interferenze fra uno e l'altro (salvo la viscosità). La curva che li definisce è una parabola che ha l'apice in corrispondenza di  $V_{max}$  (asse centrale del flusso) e V = 0 nello strato a contatto diretto con le pareti del condotto (come già detto nel precedente paragrafo d, Figura 20).

Nella *Figura 22* (*De Marchi, 1988*) sono mostrate le tracce di un fluido che entra in un condotto con regime turbolento e, dopo un certo cammino (di circa 5 volte la misura del diametro del condotto), si stabilizza in un regime laminare. Questo regime sarà mantenuto fintanto che non subentrino fatti che impongono di nuovo un regime turbolento (aumento della velocità, rugosità delle pareti del condotto, ostacoli che ne mutano la geometria, allargamenti e restringimenti improvvisi, ecc.).



Quanto rappresentato in *Figura 22* dimostra che un flusso turbolento (che dissipa molta energia pur avanzando con velocità più basse del moto laminare) se trova le condizioni adatte passa ad un avanzamento laminare, dove si dissipa meno energia e si avanza più velocemente. Tutto dipende dalle geometrie dei condotti (come vedremo nei paragrafi che seguono), col flusso che vi si deve adattare, non avendo alcuna possibilità di modificarne le pareti indeformabili.

Il moto laminare è tale che, a parità di ogni altra condizione, permette:

- 1. la massima portata Q,
- 2. la massima velocità di avanzamento m V,
- 3. la minima dissipazione di energia potenziale,
- 4. la minor pressione sulle pareti del condotto,
- 5. il minimo interscambio, anche chimico, fra filetti fluidi.

**f)** Flusso laminare reale: lo strato limite – Mantenendo il regime laminare, anche aumentando al massimo la velocità del flusso, uno strato sottilissimo di liquido aderisce, inamovibile, alle pareti del condotto. E' questo lo strato limite (SL) il cui spessore  $\delta$  può ridursi fino alle dimensioni di pochi micron, ma mai scomparire del tutto. Lo spessore dello strato limite è legato alla relazione:

$$\delta = 1/\sqrt{Re}$$

$$Re = \rho V_m D/\mu$$

dove: Re = numero di Reynolds (adimensionale)  $\mu = coefficiente di viscosità$   $V_m = velocità media del flusso$  D = diametro del tubo. $\rho = densità$ 

Per l'acqua la densità  $\rho$  è uguale a 1 (kg/m<sup>3</sup>) e pertanto la *Relazione 10* si trasforma in:

$$\delta = \sqrt{\mu/(2 \cdot r \cdot V_m)}$$
 12

Dunque lo spessore dello strato limite è direttamente proporzionale alla radice quadrata del coefficiente di viscosità e inversamente proporzionale alla radice quadrata del prodotto fra la velocità media e il diametro del condotto.

In sintesi, se la viscosità aumenta lo strato limite aumenta di spessore, se aumenta il diametro del condotto lo spessore dello strato limite diminuisce, se la velocità di flusso aumenta lo strato limite riduce lo spessore.

Nella *Figura 23* è reso evidente il rapporto fra spessore  $\delta$  e le caratteristiche del flusso (si ricorda che siamo sempre in regime di Poiseuille). Per praticità di calcolo lo spessore dello strato limite è definito:

$$\delta = 0,99 X_{Vm}$$



$$V_m = Q/\sigma$$

dove:

 $Q = portata \ del \ flusso \ (m^3/s)$  $\sigma = sezione \ trasversale \ del \ flusso$ 

La presenza dello strato limite fa si che le caratteristiche del moto laminare dipendano esclusivamente dalla viscosità  $\mu$  e non, direttamente, dalla rugosità delle pareti del tubo. Infatti la superficie solida interviene solo per dare la configurazione geometrica dello strato limite, configurazione che contribuisce a definire la forza d'attrito che ostacola il flusso. Ma è sempre l'attrito fra strati liquidi (uno immobile e l'altro immediatamente a contatto) a produrre attrito. Il numero di Reynolds esprime la misura delle caratteristiche fondamentali del moto in regime laminare.





13

14

10 11

Da notare, anticipando il contenuto dei capitoli successivi e mettendo in risalto le strette interconnessioni fra idraulica e chimica, che lo strato limite assume una funzione determinante nella velocità di reazione della dissoluzione del calcare. Infatti, in condizioni di sottosaturazione, la velocità di corrosione del **CaCO**<sub>3</sub> nei condotti carsici è condizionata dall'attraversamento (diffusione) dello strato limite da parte degli ioni **Ca<sup>+2</sup> e CO<sub>3</sub><sup>-2</sup>.** Tanto più è sottile tanto maggiore è la velocità di corrosione.

**g)** La velocità critica del passaggio dal moto laminare a quello turbolento – Variando la velocità del flusso, cambiando il diametro del condotto e/o modificandone la rugosità della parete, il valore del numero di Reynolds cambia (in un intervallo che va da 0 ad alcuni milioni). Nell'ipotesi che, rimanendo immutati gli altri parametri, si aumenta gradualmente la velocità del flusso, il numero di Reynolds aumenta. Quando raggiunge il valore di circa 2400 il moto del fluido cambia da laminare a turbolento. E' un passaggio graduale e solo dopo il valore 3000 il flusso è interamente turbolento.

La velocità critica del passaggio laminare/turbolento è data da (De Marchi, 1988):

$$V_c = k_c \cdot (\mu/2\rho r)$$

dove:

 $k_c$  = numero di Reynolds critico = 2400  $\rho = densit$ à = 1  $kg/m^3$  per l'acqua

Per dare una misura indicativa dei valori della velocità critica in condizioni reali valgano i dati ricavati da un'esperienza in cui si aumenta gradualmente il carico idraulico **h** (e quindi la velocità di deflusso):

- 1. tubo rettilineo a sezione circolare,
- 2. diametro 20 cm,
- 3. pareti levigate,
- 4. acqua come fluido,
- 5. velocità critica = 0,01 m/s.

Con tubi di minor diametro la  $V_c$  può scendere anche a pochi mm/s (cosa che avviene nei condotti carsici in fase embrionale).

h) Moto turbolento – Questo regime di flusso è il più probabile e conoscerne le caratteristiche è di

fondamentale importanza perché incide più di ogni altro stato idrodinamico nella reattività chimica del flusso.

Come si è detto la turbolenza si verifica quando aumenta la velocità di flusso e/o cresce il diametro del condotto. Nella Figura 24 si mette in evidenza la principale differenza con il moto laminare (a): quando subentra la turbolenza (b) i filetti fluidi non corrono più paralleli l'uno all'altro ma seguono traiettorie caotiche in ogni direzione, intrecciando i percorsi, muovendosi anche in senso contrario al moto del flusso. La velocità individuale dei singoli filetti è superiore a quella che aveva nel moto laminare, ma l'avanzamento complessivo del flusso è più lento. E' evidente una maggiore dispersione d'energia potenziale e un drastico rimescolamento del fluido con i moti convettivi che facilitano la omogeneizzazione chimica del flusso.

(a) Figura 24	$  \\ $
(b)	

15

Speleogenesi

16

17

i) Il profilo d'avanzamento nel moto turbolento – E' rappresentato con la linea continua in Figura 25 (la linea tratteggiata disegna la parabola d'avanzamento di un equivalente flusso laminare). Siamo in un tubo di 28 mm di diametro e la velocità media del flusso è di circa 8 m/s. Anche per valori molto elevati del Numero di Reynolds (**Re** >  $3 \cdot 10^8$ ) lo strato limite è comunque sempre presente sia pure con spessori ridotti.

I) Moto turbolento e rugosità delle pareti del condotto - Nel moto turbolento la viscosità ha poca o nessuna influenza. Al contrario della rugosità delle pareti del condotto che contribuisce in maniera marcata a creare turbolenza e guindi resistenza al moto. Infatti la rugosità impone allo strato limite di assumere una determinata conformazione geometrica e, conseguentemente,

produrre un attrito particolarmente rilevante fra strato limite e i primi filetti mobili.

m) Moto turbolento, portata, forza d'attrito complessiva e incremento dell'energia interna - In un condotto con caratteristiche coerenti con il regime di Poiseuille, ma con flusso turbolento, la misura della resistenza complessiva che si oppone al deflusso è espressa dalla forza F<sub>a</sub> che è proporzionale al <u>quadrato</u> della portata Q (nel laminare è proporzionale semplicemente a Q) con  $k_t$  costante di proporzionalità dipendente anche dalla scabrosità delle pareti (De Marchi, 1988):

La turbolenza è un fenomeno molto dissipativo perché la viscosità vi compie un lavoro di deformazione che aumenta il  $\Delta E_i$  del flusso a scapito dell'energia cinetica posseduta dal fluido stesso. Rispetto alla quantità di energia potenziale trasformata in energia interna in un flusso laminare, mantenendosi costante ogni altro 8 volte superiore! parametro, nel regime turbolento se ne dissipa una

Dalla *Relazioni 16* si ottiene infine la quantizzazione dell'incremento d'energia interna  $\Delta E_i$  proveniente dalla dissipazione dell'energia potenziale:

$$\Delta E_i = k_t^* \cdot Q^2$$

dove:  $k_t^* = costante di proporzionalità$ 

Anche in regime turbolento è definibile la resistenza per unità di superficie con una relazione simile a quella in regime di Poiseuille (Relazione 07), ma con aspetti poco precisi quantitativamente per le incertezze che contiene la definizione esatta del regime turbolento. Resta comunque valida la proporzionalità con il quadrato della portata.

n) Diffusività - Le irregolarità tipiche del moto turbolento determinano un rapido rimescolamento del flusso (o di porzioni di esso), con un veloce trasferimento di caratteristiche chimiche e fisiche differenti e

$$F_a = k_t \cdot Q^2$$



un'immediata omogeneizzazione. Ciò aumenta il tasso di trasferimento di massa, di quantità di moto e di calore. Questo fenomeno è detto "diffusività".

**o)** Variazioni della turbolenza e della reattività chimica - Per quanto detto nei soprastanti *paragrafi h, i, l, m e n* si può affermare che: laddove, per qualsiasi motivo, si crea turbolenza la conseguenza è un incremento netto d'energia interna e quindi, come descritto nella *Parte III (capitolo 02)*, una maggior reattività chimica.

# 03. L'idraulica epigenica nei canali vadosi (a pelo libero) con pareti non calcaree e non deformabili

**a) Premessa** – Vi sono delle differenze fra l'idraulica in un condotto chiuso sotto pressione (freatico) e di un canale aperto a pelo libero (vadoso), ma solo una è sostanziale:

- nel caso di un condotto chiuso sotto pressione la forza di gravità interagisce con il sistema di drenaggio solo per creare una differenza di pressione fra ingresso e uscita e permettere di vincere gli attriti e sostenere il moto del flusso; il fluido è a contatto con l'intera parete del condotto su cui esercita una pressione; nel caso di pareti calcaree deformabili, la corrosione è in atto sull'intera superficie di separazione solido/liquido, senza alcun condizionamento da parte della forza di gravità, producendo una carsificazione che tende a formare condotti freatici rettilinei, a sezione trasversale circolare, senza ostacoli e con pareti levigate;
- nel caso di un canale aperto la forza di gravità, oltre creare le condizioni per spingere verso il basso il flusso, lo costringe a occupare solo la parte inferiore del canale e qui, solo qui, lambisce le pareti (nel caso che siano calcaree deformabili la corrosione opera solo sulla superficie a contatto con il liquido, spingendo la morfologia carsica verso il basso con forme che sono definite gravitazionali (pozzi-cascata, retroversioni, catture, meandri) (*Parte IX, capitoli 04 e 05*).

Per tutto il resto vale il principio che si applica per i condotti chiusi sotto pressione: il flusso trova opposizione al movimento perché c'è attrito fra liquido e liquido, perché la superficie del canale agisce da freno se è rugosa, perché ogni ostacolo crea attrito aggiuntivo, perché ogni restringimento o allargamento produce variazioni nel regime di flusso. Il regime dunque può essere o laminare o turbolento o misto, ripetendo tutta la casistica propria del drenaggio freatico. Quanto descritto nel precedente *capitolo 02* può essere trasposto al caso vadoso, producendo, nella sostanza, effetti analoghi.

Cambiano gli aspetti formali della rappresentazione matematica delle leggi idrauliche da utilizzare, ma resta valido il principio, fondamentale, che quando una forza d'attrito si oppone al moto una parte dell'energia potenziale disponibile viene trasformata in energia interna. Questa è acquisita dal sistema di drenaggio, dove è ripartita tanto nel solido, quanto nel liquido come nella soprastante fase gassosa.

b) Definizione delle caratteristiche di un canale a pelo libero -Come ipotesi di partenza prendiamo in esame quanto accade in un canale (Figura 26) a pelo libero (non chiuso, vadoso), rettilineo, sezione а trasversale uniforme, con pareti levigate, all'interno del quale scorre un flusso laminare la cui condizione energetica dipende dalla sua pendenza.



*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

Riferendoci alla *Figura 26* definiamo alcuni dei parametri che condizionano il flusso nel suo scorrimento nel canale:

Supponendo che nel punto **a** sia concentrato il baricentro del peso **P** del liquido contenuto nel canale, questi è scomponibile in  $\overrightarrow{ad} = \mathbf{P} \cdot \cos \alpha$ , componente normale (perpendicolare all'asse del canale), e in  $\overrightarrow{ab} = \mathbf{P} \cdot \sin \alpha$ , componente coincidente con l'asse del canale.

La prima componente non ha alcun effetto sulle caratteristiche del flusso in quanto, essendo composto essenzialmente di acqua, non è comprimibile (non varia la viscosità per compressione).

L'altra componente è quella che determina la cadente piezometrica (o idraulica), cioè l'energia potenziale distribuita sulla lunghezza **L**, cioè la quantità d'energia interna disponibile per unità di lunghezza del canale.

Altri parametri per definire lo scorrimento a pelo libero sono indicati nella Figura 27:

 $\Re = \sigma/C = raggio medio o idraulico$  $\sigma = sezione trasversale a, b, c del flusso (di qualunque forma)$  $<math>C = contorno bagnato della sezione \sigma(linea curva a, b, c escluso il segmento a pelo libero <math>\overline{ac}$ )

Il raggio medio  $\mathcal{R}$ , insieme alla profondità del flusso H (uguale a  $\mathcal{R}$  se la sezione trasversale è rettangolare) e alla cadente piezometrica J sono i parametri che più caratterizzano i flussi nei canali a pelo libero.

Il raggio medio inoltre è di grande utilità pratica perché permette di applicare le leggi dell'idraulica a qualsiasi sezione trasversale dei canali. E' valido anche in condizioni freatiche con sezioni diverse da quella circolare.

**c)** Calcolo delle forze d'attrito - Anche nei canali vadosi le forze d'attrito si oppongono



alla moto dei flussi. Anche in questo caso vale il principio per cui una maggiore resistenza allo scorrimento produce una maggiore trasformazione dell'energia potenziale in energia interna (a scapito dell'energia cinetica).

Questo comporta, nei canali con parete calcaree deformabili, che la corrosione è tanto più incrementata quanto maggiore è la produzione di energia interna (esattamente come per i condotti chiusi freatici).

Due sono le relazioni che quantificano l'entità delle forze d'attrito in canali vadosi, dove è stato escluso il peso specifico in quanto per l'acqua è uguale all'unità (attenzione: nel calcolo dimensionale occorre tenerlo presente).

*La prima* relazione definisce la forza d'attrito complessiva  $F_a$  che si oppone al flusso e che, quindi, si riferisce a tutta la superficie lambita dal fluido (*De Marchi, 1988*):

$$F_a = k_a^* \cdot \mathscr{R}^4 \cdot J$$

18

con:  $k_a^* = costante di proporzionalità legata anche alla forma della sezione trasversale$ 

### Parte II

La *Relazione 18*, tenendo conto che l'incremento d'energia interna  $\Delta E_i$  è proporzionale all'energia potenziale dissipata per vincere l'opposizione della forza di attrito  $F_a$ , si trasforma in (*De Marchi, 1988*):

$$\Delta E_i = k_a^{\uparrow *} \cdot \mathscr{R}^4 \cdot J \tag{19}$$

dove:

 $k_a^{\wedge_*} =$  costante di proporzionalità legata alla forma della sezione trasversale del canale

La *Relazione 19* dà la misura della quantità di energia interna prodotta dagli attriti lungo il canale, dove si distribuisce su tutta la superficie bagnata (in parte minima nella fase gassosa).

Quindi la *Relazione 19* definisce in modo esemplare i parametri che influenzano gli attriti (e la velocità di corrosione) nei canali a pelo libero:

- gli attriti sono proporzionali alla quarta potenza della profondità della lama del flusso H; dal che risalta il rilievo che assume la portata del flusso e spiega, tra l'altro, perché sia meno probabile la formazione di sistemi carsici epigenici percorribili nelle aree a bassa piovosità;
- 2. gli attriti sono proporzionali in modo diretto alla cadente piezometrica **J**; ciò lega l'accentuazione degli attriti con l'aumento della pendenza  $\boldsymbol{\alpha}$  del canale (come dire: nel caso di canali calcarei, a parità di ogni altra condizione, la velocità di corrosione aumenta con la loro pendenza).

La seconda relazione definisce la pressione d'attrito  $R_1$  per unità di superficie bagnata dal flusso (*De Marchi, 1972*):

$$R_1 = \mathcal{R} \cdot J \tag{20}$$

In questa relazione è stato omesso il peso specifico  $\gamma$  in quanto quello dell'acqua è uguale ad **1** (N/m<sup>3</sup>) (nel calcolo dimensionale occorre tenerlo presente).

Tenuto conto che l'incremento d'energia interna per unità di superficie  $\Delta E_{iR}$  è proporzionale alla pressione d'attrito  $R_1$  (*De Marchi*, 1988), la Relazione 20 si trasforma in:

$$\Delta E_{iR} = k_R^* \cdot \mathscr{R} \cdot J \tag{21}$$

con:

 $m{k}^*_{m{R}}=$  costante di proporzionalità legata anche alla scabrezza della parete bagnata

La *Relazione 21* definisce le forze d'attrito per unità di superficie (e quindi gli incrementi di energia interna e di reattività) nel caso di canali non rettilinei, a sezione trasversale variabile, con ostacoli e diverse scabrosità delle pareti bagnate. Tiene conto delle forze di attrito che si manifestano <u>localmente</u> (per unità di superficie) in funzione della geometria del canale ed è quindi uno strumento determinante per comprendere la corrosione differenziata anche in condizioni vadose e con flusso aggressivo.

Queste relazioni, trasposte nei canali carsici calcarei, sono le più proprie a descrivere quantitativamente la "corrosione differenziata" in condizioni vadose (*Parte IX*), cioè il fattore principale della multiforme morfologia dei sistemi carsici epigenici.

# 04. Relazione fra cadente piezometrica J ed energia potenziale $E_p$ nei condotti freatici e nei canali vadosi

a) L'energia potenziale per unità di misura e cadente piezometrica - Nella *Figura 28* è mostrata una situazione che mette a confronto il valore di *J* con la pendenza del condotto/canale. Ovviamente siamo in condizioni epigeniche, visto che trattiamo di questo parametro tipico di flussi d'acqua d'origine meteorica, mossi dalla forza di gravità, argomento analizzato nel successivo *capitolo 06* (*paragrafo b*, *Relazione 23b*).

Vi sono rappresentate 4 vie di drenaggio con diverse pendenze: la via 0 (zero) è verticale, le altre con inclinazione  $\alpha$  in diminuzione. Il dislivello fra ingresso e uscita è sempre uguale a h; le lunghezze delle vie di drenaggio sono, rispettivamente:

$$L_0 < L_1 < L_2 < L_3$$

Con:

$$L_0 = h$$

L'energia potenziale  ${m E}_p$  è data da (successivo capitolo 02, paragrafo  ${m c}$ , Relazione 01) :

$$E_p = h \cdot P$$

Ma quando P = 1 kgp diventa:

$$E_p^* = h$$

con:

 $E_p^*=energia$  potenziale relativa al peso unitario di  $1 \, kgp$  per un dislivello h

In tal modo *h* rappresenta l'energia potenziale in gioco uguale per tutti i quattro condotti/canali .

Pertanto si avrà per le cadenti piezometriche:



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

ed essendo:

$$L_0 = h < L_1 < L_2 < L_3$$

ne segue:

$$J_0 = 1 > J_1 > J_2 > J_3$$

con:

## $1 \ge J \ge 0$

Le *Relazioni 22* ci dicono che, rimanendo immutata l'altezza h e quindi l'energia potenziale collegata  $E_p^*$ , la cadente piezometrica J ha un valore tanto più piccolo quanto minore è la pendenza del condotto.

Parte II

Ciò, in altre parole, vuol dire che l'energia potenziale disponibile per unità di lunghezza del canale, è maggiore (la massima possibile!) nel canale verticale **0** e va decrescendo man mano che il condotto si allunga e la pendenza diminuisce.

La conseguenza finale è che la quantità d'energia potenziale dissipata in energia interna è tanto più elevata quanto maggiore è la pendenza  $\alpha$ . E quindi la velocità di corrosione più elevata è nei tratti di canale verticali.

In termini concreti, la diversità di **J** su un canale con tratti in sequenza a diverse pendenze fa si che in quello maggiormente inclinato la dissoluzione del calcare sia più rapida che altrove. Pertanto il tratto più inclinato condiziona lo sviluppo di tutti gli altri confinanti, eliminandoli con la cattura. Se l'inclinazione è prossima o uguale a 90° siamo nelle condizioni per la formazione di un pozzo-cascata. Tutto ciò è descritto e definito successivamente (*Parte IX, capitolo 04*).

## 05. Dissipazione localizzata dell'energia potenziale in energia interna nei condotti freatici e nei canali vadosi con pareti non calcaree e non deformabili

a) Premessa e richiami - Anche in questo caso siamo in condizioni epigeniche, ma quanto descritto nei successivi *paragrafi b, c, d* è valido anche per sistemi ipogenici.

Gli argomenti qui trattati sono tipici dell'idraulica su condotti con pareti non deformabili, e in tale ambito verranno sviluppati. Ma le conclusioni tratte sono di grande rilevanza e tali da essere trasposte nei **condotti** (condizioni freatiche sotto pressione) e nei **canali** (condizioni vadose con scorrimenti a pelo libero) con pareti deformabili di **calcare** (che è la condizione reale nei sistemi carsici), dove potranno spiegare molte delle morfologie osservabili nei sistemi carsici reali.

Un flusso liquido acquoso che varia in modo differenziato le sue caratteristiche dinamiche - da luogo a luogo, in dipendenza delle geometrie delle vie di drenaggio interne alla roccia calcarea - è uno dei fondamentali agenti della formazione, dell'evoluzione e della morfologia dei sistemi carsici.

**b)** Condotti freatici: gradualità del passaggio da moto laminare a turbolento (e viceversa) - Il passaggio dal regime laminare a turbolento per l'aumento della velocità di flusso (precedente *capitolo 02, paragrafo g, Relazione 15*) comporta un passaggio graduale dall'uno all'altro moto, permettendo in tal modo una convivenza di settori del drenaggio a moto laminare con settori a moto turbolento.

c) Condotti freatici: geometria dei condotti drenanti e combinazione di regimi di flusso all'interno dello stesso condotto - Rimanendo inalterati tutti gli altri parametri, lo stato laminare e turbolento del flusso può essere modificato, come specificato più volte, in funzione delle variazioni della geometria dei condotti di drenaggio e della scabrosità delle loro pareti interne. Possono infatti crearsi delle situazioni che producono:

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

22

- 1. una turbolenza localizzata all'interno di un flusso laminare;
- 2. una situazione di turbolenza localizzata temporanea provocata da un ostacolo nel condotto che, una volta rimosso l'ostacolo, viene eliminata e si ritorna ad un regime laminare;
- 3. una turbolenza maggiore o minore rispetto ad un flusso turbolento;
- 4. un flusso laminare localizzato all'interno di un regime turbolento;
- 5. un passaggio da una turbolenza alta ad una più bassa, e viceversa.

**d)** Condotti freatici: esempi di difformità localizzate nel regime del flusso freatico - Nella *Figura 29* si vede come un oggetto inserito in un moto laminare possa produrre un ostacolo e quindi una turbolenza localizzata.

Ciò è la conseguenza della presenza di un attrito maggiore che si oppone al flusso e quindi di una maggiore dissipazione dell'energia potenziale in energia interna. Ma il tutto coinvolge solo zone ristrette del flusso, che a monte quanto a valle rimane laminare.

Nella *Figura 29a* è mostrato un condotto con flusso laminare con una valvola a farfalla può regolarne il passaggio: all'inizio dell'apertura, quando il flusso comincia a scorrere, si creano zone di turbolenza localizzata a valle della valvola, che vengono eliminate gradualmente con il completamento dell'apertura della "farfalla"

(una lama sottile posizionata parallelamente ai filetti fluidi non interferisce con il moto laminare).

E' sufficiente far ruotare la valvola verso la chiusura del condotto per ricreare zone di turbolenza temporanea che scompaiono appena il flusso si ferma.

Da sottolineare che quando la valvola è chiusa e non c'è più continuità di drenaggio fra ingresso e uscita del condotto, il moto s'interrompe e l'energia potenziale si annulla. In queste condizioni di nonmovimento non c'è più alcun contenuto energetico per creare un qualsiasi



fenomeno idrodinamico, sia in regime laminare che turbolento.

Anticipando le esposizioni contenute nelle Parti che seguono, è interessante far notare che in questa situazione, se le pareti dei condotti fossero di calcare e quindi corrodibili, il flusso si organizzerebbe in modo differenziato da luogo per eliminare ogni difformità geometrica che lo ostacola (*Parte VIII*).

Nella *Figura 29b* è presente un ostacolo di sezione circolare che, pur offrendo al flusso laminare una forma tondeggiante, provoca una turbolenza localizzata, soprattutto a valle dell'oggetto. Ingrandendo le dimensioni dell'ostacolo, il fenomeno della turbolenza aumenta in estensione e si protrae più a lungo nel canale a valle. Per contro diminuendone la sezione le zone di turbolenza si riducono a valle sia d'intensità che d'estensione.

Al limite, introducendo un ostacolo le cui dimensioni sono comparabili a quelle atomico-molecolare, nessun effetto di disturbo è presente e il moto laminare non ha alcun cambiamento. Questo significa che per creare un'interazione nel flusso occorre che l'ostacolo abbia dimensioni molto più grandi di quelle molecolari, come ad esempio il precipitato di germi cristallini prodotti dalla soprasaturazione (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Figura 136*).

### 68

Nella *Figura 30* è mostrata una situazione analoga alla *Relazione 29*, ma il sistema di chiusura del condotto è a paratia mobile. Quando inizia la chiusura, il flusso laminare è disturbato dall'ostacolo che penetra nel condotto e reagisce con una modesta turbolenza appena a valle della valvola (la distribuzione e i percorsi dei filetti fluidi sono indicati in figura).

Proseguendo nella chiusura il flusso è costretto ad aumentare la sua velocità

(per il principio della conservazione della quantità di moto), aumentando di conseguenza l'attrito e la dissipazione dell'energia potenziale in energia interna. Lo strato limite diminuisce il suo spessore.

Con la paratia totalmente abbassata s'interrompe la continuità del condotto di drenaggio e l'energia potenziale, motore dei fenomeni idrodinamici nei sistemi carsici epigenici, si annulla.

Nella *Figura 31* sono mostrate due situazioni tipiche dell'idrodinamica nei condotti a geometria variabile: a monte, con moto laminare, si passa bruscamente da una sezione trasversale piccola ad una più grande e negli angoli **a** e **b** si creano due zone a turbolenza localizzata (vortici), mentre tutto il resto resta laminare. Dall'altro lato del condotto, per effetto del restringimento, c'è una seconda situazione con turbolenza localizzata, ma caotica (zona **c**). A valle il flusso torna laminare.



In *Figura 32* sono mostrati i rapporti fra Numero di Reynolds **Re** e lo stato laminare/turbolento di un flusso d'acqua in un condotto sotto pressione (freatico). Il **Re** è gradualmente incrementato con un aumento della velocità di flusso. Si ricorda che il Numero di Reynolds è la misura più indicativa della resistenza che si oppone al moto di un flusso a causa degli attriti (quindi è anche una misura della quota d'energia potenziale che si dissipa in energia interna) (precedente *capitolo 02, paragrafo f, Relazione 11*):

$$Re = \frac{V_m D}{\mu}$$

Nella *Figura 32a* (Re = 1) la velocità di deflusso è molto bassa e il regime laminare si mantiene anche in presenza dell'ostacolo (a sezione circolare). Solo nella parte superiore e inferiore dell'ostacolo i filetti sono più ravvicinati (velocità di deformazione più elevata) creando un attrito maggiore, una dissipazione maggiore di energia potenziale e una riduzione dello spessore dello strato limite. Anche in queste blande condizioni di resistenza al moto si manifesta una dissipazione localizzata d'energia.

Nella *Figura 32b* (Re = 20), pur restando ampi settori a regime laminare una piccola porzione di flusso diviene turbolento, provocando, rispetto al caso precedente, una dissipazione aggiuntiva d'energia potenziale.









Nella *Figura 32c* ( $30 \le Re \le 5000$ ) la velocità del flusso ha superato quella critica (Re = 2400), e il moto possa, gradualmente, a turbolento, lanciando dopo l'ostacolo una scia di vortici (una sorta di via di mezzo fra moto laminare e turbolento), che si esaurisce in un tratto più o meno lungo; dopo di che il moto torna completamente laminare. La quantità di energia potenziale dissipata per attrito è superiore a quella dissipata nei casi precedenti. Ecco un altro chiaro esempio di convivenza fra regime laminare e turbolento.

Nella Figura 32d  $(5000 \le Re \le 200.000)$  l'ostacolo modifica radicalmente il moto e tutto il condotto a valle è occupato da moti turbolenti, che hanno difficoltà ad esaurirsi. La dissipazione d'energia potenziale in energia interna avviene in percentuale molto elevata e la velocità d'avanzamento del flusso  $(V_m)$  viene rallentata. E' molto accentuato anche il rimescolamento dei filetti fluidi, favorendo in tal modo l'omogeneizzazione del flusso carsico e l'evacuazione di un'eventuale sostanza solubilizzata.

Nella Figura 32e (Re > 200.000) la velocità di flusso è molto elevata e il diametro di dimensioni molto

ridotte (condizioni equivalenti all'attrito prodotto da un natante che corra sull'acqua ad oltre 100 km/h). L'ostacolo crea a valle una turbolenza molto marcata e compressa, dove l'avanzamento è molto difficoltoso e l'energia potenziale si trasforma quasi completamente in energia interna. Il ritorno al regime laminare è impossibile.

Nella *Figura 33* la difformità geometrica è una curva (rispetto al condotto rettilineo ipotizzato come conformazione base). L'andamento non rettilineo costringe il flusso a creare due zone (**a** e **b**) con maggiore vorticità (e turbolenza). Lì si dissipa un tasso maggiore d'energia potenziale. Tutto il resto è prevalentemente laminare.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

### Parte II

Questa situazione è all'origine del fenomeno della *"cavitazione"* che agisce in modo distruttivo anche nelle condotte forzate in acciaio e nelle turbine delle centrali idroelettriche. La cavitazione è un fenomeno molto rapido: il liquido colpisce con violenza le pareti della condotta o della macchina e genera aumenti localizzati di pressione e di temperatura (anche 400 MPa e 800°C). Le sollecitazioni meccaniche derivanti creano sulla condotta o sulla macchina erosioni delle superfici e/o rotture. L'energia per un fenomeno cosi distruttivo viene dall'energia potenziale legata all'elevato dislivello di caduta! Si valuti ora quale può essere in una condotta calcarea l'effetto corrosivo prodotto da una situazione di *"cavitazione"*.

Nella *Figura 34* è mostrato l'esempio di una confluenza fra due flussi in moto laminare con velocità diverse. Essendo  $V_1$ >  $V_2$ , man mano che ci si avvicina alla parete **b** i filetti tendono a imprimere un moto rotatorio in senso orario che a contatto con la parete può anche creare dei vortici turbolenti. Lo stesso risultato si avrebbe se al posto della confluenza la parete **b** presentasse una rugosità di un certo rilievo.

Nella *Figura 35* c'è il caso di un flusso laminare in un condotto che incontra una discontinuità geometrica **A** sulla parete. Se questa discontinuità è sufficientemente profonda e larga crea un vortice che poi si trasmette per uno certo tratto fino a smorzarsi in un flusso nuovamente laminare. Ad ogni vortice corrisponde una zona ad alta dispersione d'energia potenziale a favore di quella interna (e quindi, nel calcare, della reattività chimica della soluzione e della roccia incassante). Essendo le pareti





indeformabili, non è lasciata alcuna traccia dell'alta turbolenza generata dai vortici che premono sulla parete.



L'esempio di *Figura 36a* mostra che un flusso laminare può essere mantenuto anche in presenza di un ostacolo purché abbia una forma aereodinamica e la velocità di flusso sia sufficientemente ridotta. Ma ciò

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

non vuol dire che nella parte anteriore, superiore e inferiore dell'ostacolo non si crei una situazione di dissipazione dell'energia potenziale in quantità superiore a quanto accade nel flusso laminare a monte e a valle dell'ostacolo stesso. Infatti, tenendo presente la *Relazione 04* (precedente *capitolo 02, paragrafo d*):

$$F_a = \mu \sigma \frac{\Delta \nu}{\Delta n}$$

i filetti fluidi davanti, sopra e sotto l'ostacolo sono costretti a scorrere più vicini l'uno all'altro, facendo ridurre  $\Delta n$  e provocando un aumento della forza di attrito  $F_a$  e una maggiore dissipazione d'energia potenziale (localizzata proprio nella parte anteriore, superiore e inferiore dell'ostacolo). In questo caso si aggiunge anche l'effetto legato alla riduzione dello spessore dello strato limite a seguito dell'aumento della velocità del flusso.

La Figura 36b è diversa dalla precedente perché la velocità del flusso laminare è aumentata e l'ostacolo, oltre all'effetto precedente e alla riduzione dello spessore dello strato limite, produce una turbolenza a valle dell'ostacolo che dissipa un'ulteriore quota di energia potenziale. Il tutto ben localizzato attorno all'ostacolo, con la permanenza a monte e a valle del regime laminare.

Quanto accade nella *Figura 36* può essere interpretato anche dal punto di vista del principio della conservazione della quantità di moto. Infatti l'ostacolo riduce la sezione trasversale del condotto e il flusso è costretto a passare nello spazio rimanente attorno all'ostacolo. Diminuendo la luce libera del condotto, per mantenere la stessa portata Q (così deve essere in ogni sezione trasversale del condotto) il flusso è costretto nelle strozzature ad aumentare la velocità, mantenendo in tal modo costante il prodotto:

### $m \cdot V_m = quantità di moto = costante$

Ma aumentare la velocità del flusso comporta delle variazioni di rilievo nelle caratteristiche idrodinamiche del sistema (come già descritto nei paragrafi precedenti), prima fra tutte la diminuzione dello spessore dello strato limite (precedente *capitolo 02, paragrafo f, relazione 12*). Ma la maggiore velocità del flusso è la causa, soprattutto, di quello che è definito "Effetto Venturi", che qui di seguito descriviamo.

Nella Figura 37 viene mostrato un fatto sperimentale, sia in condizioni laminari che turbolente, per un flusso in un condotto sotto pressione (ma vale, con intensità ridotte, anche lo per scorrimento vadoso). Essendo presente una strozzatura nel punto 2, dove il flusso aumenta la velocità (come già descritto nel precedente paragrafo) in proporzione riduzione della sezione alla della strozzatura. Applicando dei misuratori di pressione (piezometri) nel punto 1 e nel punto 2 (in questo caso due tubi verticali



dove sia possibile valutare il livello raggiunto dal fluido spinto dalla pressione interna del condotto) si registra che l'altezza  $h_1$  della colonna di fluido nel tubo del **punto 1** è superiore all'altezza  $h_2$  della colonna del fluido nel tubo del **punto 2**. Questo significa che la pressione interna in corrispondenza del **punto 2**, a sezione trasversale maggiore e minor velocità di scorrimento, è più elevata della pressione interna relativa al **punto 2** con sezione trasversale minore e maggior velocità di flusso.

La spiegazione di questa costatazione sperimentale è legata alla maggiore velocità del flusso nella strozzatura che, imponendo un aumento della componente assiale dei moti convettivi, rende meno probabili gli urti delle particelle contenute nel fluido (molecole, ioni e aggregati di molecole) sulle pareti del condotto. Meno urti significa minore pressione, perché questa è una misura della forza risultante dalla somma delle forze elementari prodotte dagli urti delle singole particelle sull'unità di superficie.
#### Parte II

Deve comunque essere ricordato che nella strozzatura, per il crescere dell'attrito a seguito della maggiore velocità, s'incrementa anche la temperatura e quindi l'agitazione termica, e questo è un fattore che porta ad aumentare le probabilità d'urto delle particelle contro le pareti. I due effetti sono contrapposti, ma, visti i risultati sperimentali, è evidente che il primo prevale sul secondo.

Dall'esperienza sull'Effetto Venturi emerge una costatazione di rilievo: i moti convettivi di un flusso hanno il potere di influenzare il movimento delle molecole, degli ioni e degli aggregati ionici, rendendo meno probabili i loro urti sulle pareti del condotto a favore di un più veloce trascinamento verso valle.

Le particelle di una soluzione acquosa (molecole, ioni e aggregati di ioni-molecole) contenute in un recipiente hanno velocità anche superiori ai 2500 km/h (Glasstone, 1946). Com'è dunque possibile che una componente di qualche km/h imposta dal flusso in movimento possa influenzare il moto di queste particelle? La spiegazione sta nella distribuzione delle velocità delle particelle (*Parte III, capitolo 02, paragrafo g Figura 44*) che va da valori estremamente bassi, anche prossimi a zero, a valori altissimi: la componente "velocità di flusso" dell'Effetto Venturi ha influenza soprattutto sulle particelle a minor velocità, che sono pur sempre in numero tale da incrementare il numero di urti e la pressione sulle pareti del condotto.

L'effetto Venturi trasposto nei condotti con pareti calcaree produce una corrosione differenziata che si manifesta con una maggiore velocità di dissoluzione nella strozzatura. Questo provoca la progressiva eliminazione della strozzatura, con un meccanismo che viene descritto nella successiva *Parte VIII* (*capitolo 04, paragrafi b e c, Figure 153 e 155*).

e) Canali vadosi: coesistenza di regime laminare e turbolento - In condizioni vadose, quando si suppone che le vie di drenaggio siano state sufficientemente allargate, il regime turbolento è la regola mentre quello laminare l'eccezione. Tuttavia, in un flusso che corre a pelo libero in un canale il regime laminare può coesistere con settori a regime turbolento. E viceversa.

f) Canali vadosi: cambiamenti di regime e della loro intensità - Anche nei canali vadosi si verificano moti turbolenti di varia intensità, in funzione della quantità d'energia interna prodotta localmente per dissipazione dell'energia potenziale. Lo stesso si può dire del moto laminare. Anche i cambiamenti di regime (laminare  $\rightarrow$  turbolento e viceversa) possono caratterizzare lo scorrimento a pelo libero.

La varietà del tipo e dell'intensità del regime del flusso sono indotti dal variare delle geometrie delle vie di drenaggio, esattamente come avviene in condizioni freatiche (precedenti *paragrafi c*, *d*).

**g)** Canali vadosi: esempi di difformità localizzate nel regime del flusso vadoso – Tutti gli esempi riportati nella figure del precedente *paragrafo d* sono dunque validi anche per il flusso in condizioni vadose, tenendo però presente che:

- 1. i fenomeni di dissipazione localizzata si manifestano solo dove c'è il contatto fra parete e liquido;
- 2. i valori calcolati in precedenza per il Numero di Reynolds sono validi solo per flussi in condotti sotto pressione; per il regime vadoso questi valori devono essere ricalcolati (risultano inferiori);
- 3. l'Effetto Venturi di *Figura 37* è presente anche in condizioni vadose, ma può essere ritenuto di scarsissima influenza, tanto che in seguito non verrà menzionato se il regime è a pelo libero;
- 4. nella superficie a pelo libero del liquido può essere indotta una dissipazione localizzata di energia potenziale per effetto del contatto con la soprastante fase gassosa; ma in maniera molto ridotta, perché l'interazione fra fase liquida e gassosa è molto più debole di quella fra fase liquida e fase solida.

## 06. La Legge di Poiseuille e il Principio di Bernouilli: due relazioni fondamentali per definire l'interazione fra idraulica e genesi dei sistemi carsici

a) Premessa – Nei fenomeni di carsificazione del calcare (e non solo) l'interazione fra l'idraulica e i meccanismi chimici della corrosione è uno degli elementi fondamentali per la comprensione di come si formano i sistemi carsici, dalla fase embrionale freatica e quella vadosa matura. Senza questa interazione le

grotte non avrebbero alcuna possibilità di esistere. Senza questa sinergia fra idrodinamica e chimica le cavità carsiche non potrebbero assumere le variegate morfologie che le contraddistinguono.

**b)** La Legge di Poiseuille nelle sue diverse espressioni (*De Marchi, 1972; De Marchi, 1988*) – E' questa una delle relazioni di base dell'idraulica ed è fondamentale per definire i parametri che caratterizzano lo scorrere di un fluido liquido all'interno di condotti (freatici) e canali (vadosi), tanto indeformabili quanto calcarei e corrodibili. La Legge di Poiseuille fornisce criteri fondamentali per individuare la scelta delle vie preferenziali di drenaggio.

Occorre precisare che i condotti e i canali carsici sono vie di drenaggio con geometrie molto variabili e condizioni diversificate delle pareti. E' un sistema di drenaggio costituito dalle rete di fratture, interstrati e livelli porosi che permette ai flussi carsici di attraversare le masse calcaree. Vie di drenaggio dissimili da quelle "ideali" utilizzate per formulare le leggi dell'idraulica.

Ma è altrettanto necessario precisare che la ricerca idraulica ha anche svolto fondamentali indagini per adeguare le formulazioni delle leggi sul moto dei fluidi alle situazioni reali dei condotti e dei canali che si trovano in natura (corsi d'acqua e canali superficiali, vie di drenaggio sotterranee). Ne è un esempio chiaro la Legge di Darcy che definisce il moto dei liquidi in uno strato poroso, anche calcareo (*Parte VI, capitolo 01, paragrafo h*).

A proposito della validità delle leggi idrauliche nella definizione del drenaggio delle acque naturali è bene ricordare quanto afferma *De Marchi* (1988): "Le formule che verranno di seguito esposte non riguardano soltanto le correnti rigorosamente uniformi, entro alvei cilindrici, ma sono applicabili in tutti i casi nei quali la sezione trasversale varia gradualmente e in misura limitata attorno ad un valore medio, in modo che le aree di sezioni vicine non presentino sensibili differenze, e rimanga praticamente invariata la velocità media  $V_m = Q/\sigma$ , né si modifichi sensibilmente la distribuzione delle velocità locali. Con analogo criterio, si tratteranno come uniformi le correnti di cui muti molto gradualmente la direzione orizzontale, e si estenderanno ai corsi d'acqua naturali le relazioni stabilite per il moto uniforme nei canali."

<u>Comunque l'aumento delle differenze fra condizione ideale e condizione reale non determina errori di</u> valutazione sostanziali, ma solo un maggiore margine d'errore quantitativo.

Nelle espressioni che seguono non è inserito nella frazione a numeratore il peso specifico  $\gamma$  in quanto per l'acqua uguale all'unità. Ma nel calcolo dimensionale se ne deve tener conto!

*Flusso in un condotto a sezione <u>circolare</u> con moto laminare e in condizioni freatiche epigeniche e ipogeniche –* Nella sua forma più generale, nelle condizioni indicate (*Figura 16*), in un condotto rettilineo, la Legge di Poiseuille si esprime nella forma:

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \,\mu L} \cdot \Delta p$$

dove:

 $oldsymbol{Q}$  = portata del flusso  $oldsymbol{r}$  = raggio del condotto  $oldsymbol{\mu}$  = coefficiente di viscosità  $\Delta oldsymbol{p}$  = differenza di pressione fra ingresso e uscita del flusso  $oldsymbol{L}$  = lunghezza del condotto

In questa forma la Legge è valida sia per condizioni epigeniche che ipogeniche, in quanto il  $\Delta p$  può essere generato tanto dalla forza di gravità quando da pressioni endogene.

**Flusso in un condotto a sezione** <u>circolare con moto laminare e in condizioni freatiche epigeniche</u> – Nella sostanza la relazione che segue è la *Relazione 23a*, solo che il  $\Delta p$  è determinato dall'azione che la forza di gravità esercita nel liquido contenuto nel canale di lunghezza L:

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \mu} \cdot J$$

23b

23a

dove (Figura 16):  $J = h/L = \sin \alpha = cadente piezometrica o idraulica$ h = carico idraulico e dislivello fra ingresso e uscita

*Flusso in un condotto con sezione <u>trasversale qualsiasi</u> in condizioni freatiche – In queste condizioni, in un condotto rettilineo, l'espressione 23a diventa:* 

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathscr{H}^4}{\mu L} \cdot \Delta p \tag{23c}$$

dove:

 $\alpha = coefficiente dipendente dalla forma della sezione$  $<math>\Re = \sigma/C = raggio medio o idraulico$   $\sigma = superficie della sezione trasversale$ C = contorno bagnato = parte del perimetro della sezione trasversale bagnato dal flusso

Anche in questa forma, l'espressione della Legge di Poiseuille è valida sia per condizioni epigeniche che ipogeniche, in quanto il  $\Delta p$  può essere generato tanto dalla forza di gravità quando da pressioni endogene.

L'introduzione del raggio medio  ${\mathcal R}$  e della costante di forma  $\alpha$  permette la sua applicazione con qualsiasi sezione trasversale.

*Flusso in un condotto (freatico in pressione) o in un canale (vadoso a pelo libero) con sezione <u>trasversale</u> <u><i>gualsiasi*</u> – La *Relazione23c* deriva dalla *Relazione 23b* e si riferisce a una via di drenaggio a sezione variabile che può anche non essere occupata interamente dal flusso (situazione frequente nei condotti carsici):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathscr{H}^4}{\mu} \cdot J$$
 23d

E' il caso di condizioni <u>epigeniche</u> (inghiottimento in alto e risorgenza in basso) con la pressione fra ingresso e uscita generata dalla forza di gravità che agisce sulla massa del liquido contenuto nel canale/condotto.

c) Relazioni fra portata Q e velocità media del flusso  $V_m$  (*De Marchi, 1972; De Marchi, 1988*) – Dalla *Relazione 14* (precedente *capitolo 02, paragrafo f*):

$$Q = V_m \cdot \sigma$$
 24a

che mette in relazione la portata del flusso con la sua velocità media, si discende ad analoghe relazioni competenti per specifiche situazioni della sezione trasversale (circolare, rettangolare, qualsiasi):

$$Q = V_m \cdot \pi r^2$$
 24b

$$Q = V_m \cdot H^2$$
 24c

$$Q = V_m \cdot 4\pi \,\mathscr{R}^2 \tag{24d}$$

con:

σ = misura della sezione trasversale r = raggio del condotto circolare in regime freatico H = altezza della lama d'acqua in un canale vadoso R = raggio medio o idraulico con qualsiasi sezione e regime (freatico e vadoso)

d) La velocità media  $V_m$  di un flusso carsico sulla base della Legge di Poiseuille (*De Marchi, 1972; De Marchi, 1988*) - Le relazioni che determinano la velocità media  $V_m$  di scorrimento del flusso in funzione delle condizioni di drenaggio sono:

$V_m = \frac{r^2}{8\mu L} \cdot \Delta p$	flusso in un condotto a sezione <u>circolare</u> con moto laminare e in condizioni freatiche epigeniche e ipogeniche	25a
$V_m = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{\Re^2}{\mu L} \Delta p$	flusso in un condotto con sezione <u>qualsiasi</u> in condizioni freatiche epigeniche e ipogeniche	25b
$V_m = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{\mathscr{R}^2}{\mu} \cdot J$	flusso in un condotto con sezione <u>qualsiasi</u> in condizioni freatiche o vadose epigeniche	25c

e) Il Teorema di Bernouilli (*De Marchi, 1988*) – E' valido sia per l'idrostatica che per l'idrodinamica e si riferisce a una massa di liquido ideale (niente attriti e incomprimibile) immobile o con moto in regime laminare.



Il Principio è applicabile:

- 1. con il fluido che scorre a pelo libero in un canale di qualsiasi larghezza e profondità (idrodinamica);
- 2. con la massa fluida immobile contenuta in un serbatoio di qualsiasi forma e profondità, con superficie a contatto con l'atmosfera (idrostatica).

Il Principio di Bernoulli vale anche se la massa liquida scorre o è contenuta in un terreno permeabile (in particolar modo sabbia e ghiaia, ma anche nelle rocce calcaree fessurate e porose), confinata inferiormente da un letto impermeabile e superiormente da una superficie piezometrica (in genere ipogea) a contatto con l'atmosfera. In questo caso va a costituire una falda freatica.

La massa liquida nel terreno, statica o dinamica, può essere contenuta fra due elementi confinanti (strati impermeabili) con carico idraulico che può anche definire una superficie piezometrica posta superiormente rispetto alla superficie esterna del terreno che contiene la falda (pozzi artesiani).

#### Parte II

La Legge di Bernoulli mette insieme i tre parametri fondamentali che configurano lo stato di qualsiasi particella del liquido, tanto in superficie, quanto all'interno della massa fluida. Nella *Figura 38* sono mostrati, in un flusso (a pelo libero in un canale, con deflusso verso destra), i tre parametri predetti (che hanno le dimensioni di una lunghezza) per una particella **A** posta sulla traiettoria **S** (linea tratteggiata), sottoposta alla pressione p:

### $\boldsymbol{\zeta}=altezza~geometrica$

che è la distanza della particella **A** (piccolo cerchio blu) da un livello preso (arbitrariamente) come riferimento delle quote;

### $p/\gamma = altezza piezometrica$

che è la lunghezza della colonna verticale di liquido con peso specifico  $\gamma$  che si eleverebbe dalla particella A per effetto della pressione lì presente;

### $V^2/2g = altezza cinetica$

che è la lunghezza rappresentativa dell'energia posseduta dalla particella in funzione della sua velocità lungo la traiettoria **S**.

La somma:

## $\zeta + p/\gamma$

è chiamata "quota piezometrica".

Il Principio di Bernoulli dice: "Nel flusso laminare con moto permanente di un liquido perfetto la somma dell'altezza geometrica ( $\zeta$ ), dell'altezza piezometrica ( $p/\gamma$ ) e dell'altezza cinetica ( $V^2/2g$ ) si mantiene costante per ogni singola traiettoria"; cioè :

## $\zeta + p/\gamma + V^2/2g = H = costante$

Il valore della costante H è chiamato "carico totale".

I tre parametri prima indicati sono anche componenti che esprimono le energie in gioco: potenziale, di pressione e cinetica. La loro somma è una misura dell'energia complessiva posseduta dalla particella liquida. Si noti come, in rispetto del principio della conservazione dell'energia (Primo Principio della Termodinamica), se diminuisce la quota piezometrica aumenta la velocità di deflusso, mentre se questa cresce la velocità diminuisce. Ma *H* rimane costante. L'argomento è trattato dettagliatamente e in relazione ai fenomeni carsici nella *Parte VI (capitolo01, paragrafo d*).

## 07. Condizioni per ottenere la maggior portata possibile in un condotto freatico e in un canale vadoso con pareti non calcaree e non deformabili in condizioni epigeniche

**a)** Elenco delle condizioni - Basandoci su tutto quanto è stato detto nei capitoli precedenti sulla dissipazione localizzata d'energia potenziale e su quanto sullo stesso argomento è detto in seguito (*Parte V*), il sistema di drenaggio che, a parità d'ogni altra condizione, permette al flusso la maggior portata possibile è quello che ha caratteristiche tali da creare la minor forza d'attrito possibile. Ciò significa che il flusso deve percorrere una via di drenaggio tale da permettere un moto senza dissipazione localizzata d'energia potenziale, dove ogni elemento che disturba l'omogeneità del deflusso è stato eliminato. Si ricordi che essendo il fluido reale non sarà mai possibile ottenere uno scorrimento senza alcuna forza che si oppone e l'attrito fra i filetti fluidi di un moto laminare comunque rimane.

26

#### Speleogenesi

Quindi, in condizioni freatiche, per ottenere questa situazione di massima portata è necessario che il flusso scorra in un condotto (*Figura 38 bis*) con le seguenti caratteristiche:

- 1. sia rettilineo,
- 2. abbia una sezione trasversale, circolare e uniforme, più grande possibile,
- 3. sia posizionato verticalmente (senza componenti legate al peso che agiscono trasversalmente),
- 4. abbia pareti levigate,
- 5. il flusso sia in regime laminare.

Con un canale vadoso (a pelo libero) si ottiene una situazione di massima portata se il canale:

- 1. è rettilineo,
- 2. ha una sezione trasversale uniforme,
- 3. la sezione trasversale è parte di una sezione circolare ed è la più grande possibile,
- 4. è posizionato verticalmente (senza componenti legate al peso che agiscono trasversalmente),
- 5. ha pareti levigate,
- 6. è interessato da un flusso in regime laminare.



Tutto ciò che è difforme rispetto a quanto indicato nei punti sopra elencati crea turbolenze localizzate e attriti supplementari che allontano la portata da quella massima possibile. In questo caso, essendo sotto l'ipotesi di pareti indeformabili, la turbolenza e gli attriti supplementari permangono perché la forma dei condotti e dei canali non è modificata. E' compito della progettazione delle condotte far si che le perdite di carico del flusso in esse contenute sia le minori possibili.

**b)** Correlazioni fra canali e condotti con pareti indeformabili e pareti calcaree corrodibili - Nel caso qui descritto i condotti e i canali non sono modificabili dal flusso (immaginandoli ad esempio metallici).

Ma se i condotti e i canali fossero costituiti da pareti calcaree, che possono quindi interagire chimicamente o meccanicamente con il flusso, verificandosi condizioni diverse da quelle "ideali" elencate nel precedente *paragrafo a*, tutto il sistema carsico si evolverebbe comunque verso le geometrie che permettono il massimo drenaggio possibile, cioè le stesse forme prima indicate. E in queste modifiche giocherebbe un ruolo determinante la corrosione differenziata (*Parte VIII e IX*).

In condizioni freatiche, raggiunta la geometria che consente la massima portata possibile, la relazione competente è la *Relazione 23b* (precedente *capitolo 06, paragrafo* **b**) ma con J = 1 dato che si è raggiunta la verticalità:

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \mu}$$

In queste condizioni l'unico parametro che può agire è il raggio (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Relazione 97 e 98*) (tanto più è piccolo tanto più è elevata la velocità di corrosione). Ma l'effetto raggio agisce in modo omogeneo sulle pareti della forma ideale raggiunta, cioè un cilindro verticale con le pareti levigate. Pertanto la carsificazione procederà nell'unico modo possibile, facendo aumentare il diametro della via di drenaggio.

Ma nell'ipotesi, del tutto verosimile, che il flusso idrico esterno non riesca più a mantenere le condizioni freatiche, l'evoluzione cambierebbe in modo radicale (*Parte IX, capitolo 02, paragrafo c, Figura 178*).

c) Impossibilità, in condizioni vadose, di raggiungere una sezione trasversale circolare - La sezione trasversale circolare non può essere invece un obbiettivo da raggiungere per i canali vadosi calcarei. Infatti, vista l'azione determinante svolta dalla forza di gravità che fa fluire il flusso sul fondo del canale, le modifiche operate dalla corrosione possono avvenire solo dove il liquido è a contatto con il solido e quindi lungo direttrici che fanno assumere al canale la forma di un solco che si approfondisce sempre di più.

#### Parte II

Ma resta comunque il fatto sperimentale (*De Marchi, 1988*) che un canale dove il flusso scorre lambendo una sezione trasversale che è una porzione di sezione circolare, è pur sempre quello che, a parità delle altre condizioni, permette la maggior portata.

La struttura di drenaggio verso la quale si evolvono preferenzialmente i sistemi carsici epigenici è quella che tende alla massima verticalità, perché è la configurazione che richiede al flusso il minor dispendio di energia possibile. E in natura è sempre valido il principio per cui i fenomeni che hanno maggior probabilità di attuarsi sono quelli a minor contenuto energetico (*Premessa II, capitolo 01, paragrafo c, Relazione b*).

Nella *Figura 38 ter* (*Lismonde, 1997*) un pozzo cascata nel sistema sotterraneo della Dent de Crolles (Chartreuse – Grenoble – Francia), tipico esempio di ricerca della verticalità nei sistemi carsici epigenici. Nella *Parte IX* (*capitolo 04, paragrafi a, b, c*) questi argomenti vengono trattati in modo approfondito.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Le nozioni di base della chimica e dell'analisi cinetica chimica

## 01. Caratteristiche dinamiche dell'equilibrio chimico

a) La natura dinamica dell'equilibrio chimico - Il primo argomento di chimica da tener presente per comprendere ciò che sarà esposto in seguito è la natura dell'equilibrio chimico. Ecco un esempio: in un recipiente chiuso, dove sono stati introdotti dei cristalli di Iodio, è fatto il vuoto con una pompa. Dal solido iniziano a fuoriuscire ("evaporano") delle molecole  $I_2$  con una velocità di reazione  $F_{evap}$  costante uguale a  $K_{evap}$  (Figura 39):

## $F_{evap} = k_{evap} = costante$ oppure $F_e = k_e = costante$

E' questa una reazione che non coinvolge la concentrazione di alcuna specie ionica, poiché la costante  $k_e$  dipende solo dalla natura chimica del solido e dalla temperatura. Si dice anche che è una reazione di ordine n = 0. Si veda anche il successivo capitolo 03 (paragrafo **d**, Figura 46).

La velocità di reazione nella cinetica chimica non è la velocità con la quale le molecole di Iodio escono dal solido (che in media è uguale a circa 1800 km/ora). La velocità di reazione chimica è il numero di molecole (in questo caso di  $I_2$ ) che escono da una superficie di 1 cm<sup>2</sup> del solido in un 1 secondo. Ripetiamo: la velocità di reazione chimica è pari al numero di molecole che escono in un secondo dalla superficie di un cm<sup>2</sup> del solido; con quale velocità reale non importa. Questa affermazione vale per ogni tipo di reazione chimica.

Nel definire la velocità di reazione chimica non si contano le molecole uscenti dai cristalli (sarebbero necessari strumenti di eccezionale livello tecnico) ma, in maniera facile, attraverso la perdita di peso dei cristalli di  $I_2$  (è sufficiente una bilancia).

In chimica come misura della quantità di una specie chimica si usa la **mole** (*mol*) (fra le varie unità di misura definite), cioè il peso in grammi equivalente al peso molecolare della specie chimica presa in considerazione. Una <u>mole</u> di <u>iodio</u> equivale a 253,8 g, visto che la sua molecola I<sub>2</sub> ha un peso molecolare pari a 253,8. Il peso molecolare si determina sommando il peso atomico degli elementi che compongono la molecola. Il peso atomico si ottiene in funzione del numero di neutroni e protoni nel nucleo (ognuno ha un peso atomico pari a 1) e degli elettroni che orbitano intorno (1823 volte più piccoli di un protone o di un neutrone). Ad esempio:

Specie chimica	Formula	Peso molecolare (u.m.a)	Mole (g)
lodio	l <sub>2</sub>	253,8	253,8
Carbonato di calcio	CaCO <sub>3</sub>	100,0869	100,0869
Carbonato di magnesio	MgCO <sub>3</sub>	84,3139	84,3139
Dolomia	$MgCa(CO_3)_2$	184,4008	184,4008
Solfato di calcio	CaSO <sub>4</sub>	136,14	136,14
Silice	SiO <sub>2</sub>	60,08	60,08
Anidride carbonica	CO <sub>2</sub>	44,01	44,01
Acido solfidrico	H <sub>2</sub> S	30,0809	30,0809
Acido solforico	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	98,079	98,079
Magnesio	Mg	24,31	24,31

In base alle leggi fondamentali della chimica e alle convenzioni stabilite, in una mole di una qualsiasi sostanza c'è lo stesso numero di molecole, pari a:

### $N = 6,022 \times 10^{23} =$ numero di Avogadro

Man mano che cresce il numero di molecole I<sub>2</sub> evaporate, aumenta la probabilità che queste (si muovono liberamente a velocità elevatissime, anche 3000 km/h) urtino le pareti dello Iodio solido e si reinseriscano nel reticolo cristallino. Questa velocità di reinserimento aumenta quindi al crescere del numero di molecole presenti nella fase gassosa ed è definita quantitativamente dalla relazione:

81

## $F_{reinserimento} = k_{reinserimento} \cdot [I_2]$ oppure $F_r = k_r \cdot [I_2]$

Il cui significato nel concreto è: il numero di molecole che si reinserisce in un cm<sup>2</sup> della superficie del solido in un secondo è proporzionale al numero di molecole di  $I_2$  (concentrazione =  $[I_2]$ ) presenti sotto forma di gas.  $k_r$  è una costante di proporzionalità dipendente dalla natura del gas e dalla temperatura. La reazione coinvolge un solo tipo di molecola ( $I_2$ ) e quindi è di ordine n = 1 (successivo *capitolo 03, paragrafo d*, *Figura 47*).

Un'altra nozione fondamentale della chimica è legata alla definizione di "concentrazione", che viene indicata con la formula della sostanza (o ione) compresa fra parentesi quadrate (ad esempio per il carbonato di calcio  $[CaCO_3]$ ). Salvo diversa indicazione, l'unità di misura della concentrazione che sarà qui utilizzata è la *molarità o concentrazione molare* M che equivale al numero di **moli** disciolto in un litro d'acqua. Ad esempio una concentrazione di:

 $[CaSO_4] = 0,001 M = 0,001 \cdot (136,14 g) M = 0,13614 M = 0,13614 g di CaSO_4 / l$ 

$$[CO_2] = 0.03 M = 0.03 \cdot (44.01 g) M = 1.3203 g di CO_2 /l$$

Nelle miscele di gas le concentrazioni si calcolano in ppm (una particella di una specie chimica gassosa insieme ad un milione di particelle di qualsiasi specie), in percentuale %, in pressione parziale. Per esempio la **[CO<sub>2</sub>]** nell'aria è normalmente 350 ppm = 0,035 %, che equivale ad una pressione parziale dell'anidride carbonica **pCO<sub>2</sub>** = 3,5 .10<sup>-4</sup> atm.

**b)** L'equilibrio chimico è dinamico - Quindi, mentre la velocità  $F_e$  rimane costante  $F_r$  aumenta, fino a eguagliare  $F_e$ . A questo punto siamo all'equilibrio chimico (*Figura 39*): tante molecole di Iodio evaporano

<u>continuamente</u> (frecce rosse) ma altrettante s'inseriscono <u>continuamente</u> nel solido (frecce blu). Il numero di molecole allo stato gassoso non varia ma le molecole non sono mai le stesse, istante dopo istante.

Macroscopicamente sembra che nulla cambi, mentre la realtà a livello molecolare è in continuo ricambio. **E' questo l'equilibrio chimico dinamico**. Se fossimo in soluzione acquosa diremmo che siamo alla "saturazione".

Pertanto questa situazione è rappresentata dalle seguenti equazioni di velocità:

$$\begin{cases} F_e = k_e = costante \\ F_r = k_r \cdot [I_2] \end{cases}$$

che all'equilibrio debbono essere uguali:

$$F_e = F_r$$

e quindi:

$$k_e = k_r \cdot [I_2]_{eq}$$
$$[I_2]_{eq} = \frac{k_e}{k_r} = k_{equilibrio}$$



27

Questa relazione stabilisce che, a una data temperatura, la concentrazione di molecole di Iodio nella fase gassosa è stabilita dal valore della costante  $\mathbf{K}_{equilibrio}$ . Ogni valore diverso, raggiunto per un qualsiasi motivo, porta a modificare la velocità di reinserimento  $F_r$  fino a ristabilire le condizioni d'equilibrio. Ogni solido ha il suo  $\mathbf{K}_{equilibrio}$  che è possibile ricavare con la consultazione di appositi manuali. La temperatura ha una notevole influenza su queste costanti di equilibrio (in non pochi casi la velocità di reazione raddoppia con un aumento di 10°C).

**c)** Soprasaturazione del sistema lodio - Lo stato d'equilibrio è sempre molto precario e, tutto sommato, poco probabile. E' invece facile mutare le condizioni che gravano sul sistema e uscire dallo stato di equilibrio. Se, per esempio, nel recipiente di cui al precedente paragrafo **a** immettessimo forzatamente delle molecole gassose di lodio, la velocità di reinserimento  $F_r$  aumenterebbe e più molecole rientrerebbero nel reticolo cristallino di quante ne escano. Siamo in condizioni di soprasaturazione e il sistema tende a riequilibrarsi. L'equilibrio viene ristabilito con un aumento della velocità di reinserimento  $F_r$  che fa rientrare nel solido il numero di molecole in eccesso e, nello stesso tempo, diminuire la velocità di reinserimento nel solido fino a eguagliare  $F_e$ .

**d)** Sottosaturazione del sistema Iodio – Se dal recipiente fossero aspirate fuori delle molecole di Iodio la velocità di reinserimento  $F_r = k_r \cdot [I_2]$  diminuirebbe producendo uno stato di squilibrio. Per ristabilire l'equilibrio occorre attendere che il passaggio di molecole dal solido al gas, sempre con velocità di reazione costante, riporti nuove particelle  $I_2$  nella fase gassosa e la concentrazione torni a essere quella d'equilibrio  $[I_2]_{eq}$ . Se il recipiente fosse aperto, i cristalli di Iodio evaporerebbero completamente perché non vi sarebbe mai una sufficiente velocità di reinserimento per contrastare l'evaporazione.

e) L'equilibrio chimico della dissoluzione del CaCO<sub>3</sub> – Molte analogie esistono fra il precedente caso delle molecole di Iodio (solido/gas) e la corrosione del calcare (solido/acqua). Il solido CaCO<sub>3</sub> a contatto con l'acqua si solubilizza:

$$CaCO_3 \rightarrow Ca^{+2} + CO_3^{-2}$$

con una velocità di reazione:

$$F_s = k_s = costante$$
 28

Ciò significa una velocità di dissoluzione costante che non varia con le concentrazioni delle specie chimiche in soluzione. E' una reazione di ordine n = 0. Questa reazione di solubilizzazione porta gli ioni $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  nella soluzione dove vi aumentano le rispettive concentrazioni.

A questa reazione di dissoluzione si oppone la reazione di precipitazione (ritorno allo stato solido):

$$CaCO_3 \leftarrow Ca^{+2} + CO_3^{-2}$$

con una velocità di reazione che dipende dalle concentrazioni delle specie chimiche in soluzione:

$$F_p = k_p [Ca^{+2}] [CO_3^{-2}]$$
 28 bis

 $k_p$  = costante di velocità (dipendente solo dalla natura del soluto e dalla temperatura)

Questa reazione coinvolge due specie chimiche ( $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$ ). La probabilità di urtarsi fra loro e quindi di reagire dipende dal prodotto delle concentrazioni (legge statistica). E' una reazione bimolecolare e pertanto di ordine n = 2.

All'equilibrio le velocità di dissoluzione e di precipitazione devono equivalersi:

$$F_s = F_p$$

quindi dalle Reazioni 28 e 28 bis si ottiene :

$$k_{s} = k_{p} [Ca^{+2}] [CO_{3}^{-2}]$$
$$[Ca^{+2}] [CO_{3}^{-2}] = k_{s}/k_{p} = k_{ps} (prodotto di solubilità)$$
29

Il significato è che all'equilibrio il prodotto delle concentrazioni di  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  deve eguagliare il valore del prodotto di solubilità  $k_{ps}$ . Ogni variazione delle suddette concentrazioni, singolarmente o in abbinamento, crea una situazione di squilibrio nel sistema chimico, il quale deve operare per riequilibrarsi variando la velocità di precipitazione  $k_p$ .

f) Soprasaturazione del sistema calcare – Se per qualsiasi motivo aumenta la concentrazione di una delle due specie in soluzione (o di entrambe) il sistema rompe l'equilibrio e si va in uno stato di soprasaturazione. Se questo accade la probabilità d'incontro fra gli ioni in soluzione aumenta e con ciò aumenta la velocità di precipitazione  $F_p$  che poi, man mano che il precipitato aumenta, incomincerà a diminuire. Quando avrà di nuovo eguagliato la velocità di solubilizzazione (che nel frattempo è rimasta costante) l'equilibrio sarà di nuovo raggiunto. Uno stato di soprasaturazione significa precipitazione/litogenesi (concrezioni) o maggior produzione di germi cristallini nel corpo della soluzione.

**g)** Sottosaturazione del sistema calcare – Nel caso che una delle concentrazioni delle due specie ioniche in soluzione si riduca (catturata, per esempio, da un'altra specie chimica per formarne una nuova) la velocità di precipitazione diminuirà (decresce la probabilità di urti fra ioni) e di conseguenza la corrosione del calcare, che nel frattempo ha sempre mantenuto la sua velocità di dissoluzione, farà aumentare di nuovo il numero di molecole di solido *CaCO*<sup>3</sup> passate in soluzione, fino a ristabilire l'equilibrio dettato dal prodotto di solubilità  $k_{ps}$ . Di fatto la sottosaturazione porta a una dissoluzione addizionale del calcare.

La sottrazione di ioni in soluzione che produce una sottosaturazione, e quindi una corrosione addizionale del calcare, può essere la conseguenza dalla presenza in soluzione di ioni  $H^{+1}$  (idrogenioni) che vanno ad unirsi agli ioni  $CO_3^{-2}$  per formare ioni bicarbonato  $HCO_3^{-1}$ . E' questa la corrosione del calcare per l'azione di agenti acidificanti, uno dei fattori determinanti nella costruzione dei sistemi carsici.

# 02. Reazioni chimiche, urti efficaci, energia d'attivazione, agitazione termica

**a) Urti efficaci** - Perché una reazione chimica possa avvenire, tanto allo stato solido quanto in fase liquida o gassosa, è necessario innanzitutto che due o più specie chimiche si urtino. Ma ciò è necessario ma non sufficiente. Occorre infatti che l'urto sia anche efficace, cioè capace di produrre l'unione delle due specie chimiche che si sono urtate vincendo la repulsione delle nuvole d'elettricità negativa che avvolgono le particelle.

b) Distribuzione delle cariche negative e positive negli atomi, nelle molecole e negli ioni – Le strutture atomiche, molecolari e ioniche sono costituite da atomi con nuclei con carica positiva all'esterno "nuvole circondati da elettroniche" (orbitali) di carica negativa. Queste sono dovute agli elettroni dispersi intorno ai nuclei. Gli orbitali negli atomi hanno una forma sferica, nelle molecole e negli ioni hanno forme complesse dettate dalla sovrapposizione di più orbitali. Nella Figura 40 sono mostrati due atomi di Idrogeno con orbitali sferici (la zona più scura indica la massima concentrazione di



elettricità); nella parte destra è disegnata una molecola d'idrogeno  $H_2$  con nuvole elettroniche a forma complessa dovuta alla sovrapposizione degli orbitali dei due atomi. In entrambi i casi la parte esterna degli atomi e della molecola è carica negativamente. Nella *Figura 41* sono rappresentati gli ioni  $Be^{+4}$ ,  $Al^{+3}$ ,  $Cl^{-1}$ , avvolti da molecole d'acqua trattenute da legami elettrostatici deboli (idratazione). Anche in queste situazioni all'esterno degli ioni idratati ci sono nuvole elettroniche di carica negativa. Questa situazione è propria di ogni specie chimica.

**c)** Energia di attivazione - Quando due (o più) specie chimiche reagiscono occorre che si avvicinino tanto da permettere la costituzione di legami (covalenti, ionici, idrogeno, van der Waals). Perché ciò accada occorre dell'energia sufficiente a far superare la repulsione fra le cariche





negative esterne delle molecole, degli atomi e degli ioni.

Nel grafico di *Figura 42* viene mostrata la variazione d'energia (potenziale) man mano che due specie chimiche si avvicinano per reagire e formare dei prodotti: dal livello di energia iniziale **a**, con le specie ancora separate ma in avvicinamento, si sale al livello di energia **d** per poi discendere, superata la distanza critica, al livello più basso **c**. In sintesi, superata la barriera d'energia **a** – **d** (energia d'attivazione) si realizza la reazione dove i prodotti hanno un livello di energia più basso di quello iniziale. Il sistema è ora più stabile.



**d) Reazioni esotermiche** - Da notare, sempre in riferimento alla *Figura 42*, che l'energia restituita all'ambiente dopo il superamento della barriera è superiore a quella d'attivazione e pertanto la reazione produce calore (esotermica). Nella *Figura 43* è messo in evidenza il ruolo dei catalizzatori, sostanze che, anche se presenti in piccole quantità, diminuiscono la quantità di energia necessaria per l'attivazione. Una reazione esotermica, in genere, è sempre favorita da un aumento di temperatura.

e) Energia d'attivazione, velocità delle specie chimiche reagenti e urti efficaci – A parte casi particolari, nello stato gassoso e liquido l'energia per superare la barriera di cui il grafico di *Figura 42* viene dall'energia cinetica posseduta dalla specie chimiche in movimento (la molecola di idrogeno  $H_2$  in fase gassosa può raggiungere anche una velocità di 7200 km/h). Se questa barriera energetica è superata e la reazione avviene, si dice che l'urto è stato "efficace". f) Numero di particelle e probabilità di urti efficaci - Questo significa che tanto maggiore è il numero di particelle con elevata velocità tanto maggiore è il numero degli "urti efficaci", con conseguente maggiore reattività delle specie chimiche in gioco.

**g) Distribuzione statistica delle velocità delle particelle** - Ma all'interno di un sistema chimico dove più particelle possono reagire per dare prodotti, le specie chimiche libere di muoversi hanno velocità differenti, da valori molto bassi ad altissimi. Nella *Figura 44* è mostrato il grafico n° particelle/modulo velocità che



dà il numero di particelle, nella fase gassosa o nel corpo della soluzione, in funzione della loro velocità. Ad esempio il numero di particelle con velocità  $C_n \in n_n^0$ . La curva I mostra questo andamento: man mano che cresce la velocità il numero di particelle con quella velocità aumenta, fino a raggiungere un massimo. Oltre, con velocità ancora più elevate, il numero di particelle decresce. E' evidente che particelle con velocità molto bassa o molto alta sono in numero ridotto (ma comunque ci sono).

h) Numero di particelle con energia cinetica superiore a quella d'attivazione - Se  $C_a$  è la velocità che determina un'energia cinetica superiore all'energia d'attivazione  $E_a$ , il numero di molecole con un'energia tale da produrre "urti efficaci" è pari alla superficie gialla sottesa alla curva. Se l'energia richiesta per l'attivazione è molto elevata il numero di particelle in grado di produrre una reazione è basso. Tanto più bassa è la quantità di energia necessaria per superare la barriera energetica tanto più facilmente avviene la reazione.

i) Variazione del numero di particelle con energia superiore a quella d'attivazione in funzione della temperatura - Sempre nella *Figura 44*, la curva II è relativa ad una temperatura più alta (maggiore agitazione termica): il massimo s'appiattisce e la curva si sposta verso velocità più elevate. Questo significa che il numero di particelle con velocità più elevata aumenta e con esso cresce il numero degli urti efficaci. Pertanto un aumento di temperatura produce un marcato incremento della reattività chimica (andamento esponenziale).

I) Energia d'attivazione dello stato solido - Quanto detto nei punti precedenti vale per le reazioni in fase liquida e gassosa. Per lo stato solido l'energia necessaria a superare la barriera energetica dell'attivazione viene dai moti del reticolo cristallino nei suoi tre gradi di libertà (vibrazioni, oscillazioni e rotazioni). La fusione e l'evaporazione ne sono un esempio: con l'aumentare della temperatura vengono incrementati i movimenti nel reticolo cristallino, che, raggiunto un certo livello d'energia, rompono i legami reticolari e le particelle che prima erano "fissate" nel solido sono libere di "scivolare" le une sulle altre (ancora certi legami resistono) dando origine allo stato liquido (Figura 45). Se si continua a riscaldare il sistema i movimenti nel liquido aumentano



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

d'intensità, rompendo anche gli ultimi legami rimasti e il tutto passa allo stato gassoso dove ogni particella può muoversi liberamente. Se si aumenta ancora la temperatura le particelle gassose incrementano la loro energia cinetica, ma lo stato gassoso rimane. Abbassando invece la temperatura i movimenti diminuiscono d'intensità e si ritorna prima allo stato liquido e poi a quello solido.

**m)** L'agitazione termica – L'insieme dei movimenti descritti nei punti precedenti è definito come "agitazione termica" che aumenta o diminuisce in funzione, rispettivamente, dell'aumento o la diminuzione della temperatura. La temperatura è una "misura" dell'agitazione termica, e viceversa. Pertanto gli aumenti di temperatura producono un incremento di reattività e, in particolare, un incremento delle corrosione (*Parte V, capitolo 04*).

**n)** I parametri per incrementare il numero di urti efficaci - In sintesi, per accrescere il numero degli urti efficaci si può agire in tre modi diversi:

- 1. aumentare l'agitazione termica delle particelle coinvolte facendo salire la temperatura ,
- 2. aumentare il numero di particelle coinvolte,
- 3. utilizzare un catalizzatore.

L'agitazione termica che varia in funzione della temperatura è uno dei fattori determinanti nella corrosione del calcare, che agisce sia in modo omogeneo che differenziato, da luogo a luogo. L'energia potenziale nei sistemi carsici epigenici e quella endogena nei sistemi carsici ipogenici forniscono, con un'azione localizzata, l'energia interna che incrementa l'agitazione termica e quindi la corrosione del calcare (*Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 08 e 09*).

## 03. I meccanismi delle cinetiche chimiche

a) L'analisi delle cinetiche chimiche - Una reazione chimica nel suo complesso è il risultato di varie singole reazioni che favoriscono o ostacolano la formazione dei prodotti. Il meccanismo di base utilizzato è l'equilibrio chimico (dinamico).

Quanto detto nel precedente capitolo chiarisce in modo inequivocabile che una reazione chimica è la conseguenza di <u>urti efficaci</u> fra particelle della stessa specie, di specie diverse e di particelle con un solido. Questi urti possono avvenire sia in fase liquida, sia in fase gassosa, sia al contatto fra solido con liquido/gas.

**b)** Numero di particelle coinvolte nell'urto efficace e ordine di reazione – Una reazione chimica avviene con diversi gradi di difficoltà e, a parte gli impedimenti legati alle caratteristiche proprie delle specie coinvolte e all'energia d'attivazione, il fattore che maggiormente incide è il numero di particelle che debbono urtarsi <u>contemporaneamente</u> per produrre la reazione.

E' intuitivo concludere che la probabilità d'attuare una reazione che coinvolge una sola particella è più alta di quella che richiede l'urto fra due particelle. La quale a sua volta è più probabile della reazione che richiede l'urto di tre particelle. E così via.

Questa situazione di crescente difficoltà è indicizzata attraverso l'ordine di reazione: ognuna ha il suo il cui valore è pari al numero di specie chimiche coinvolte nell'urto.

**c)** Velocità di reazione - La cinetica chimica, oltre valutare l'ordine di reazione, calcola specificatamente le velocità d'attuazione delle singole reazioni che compongono un equilibrio chimico e non le reazioni complessive (stechiometriche) intese come trasformazione di reagenti in prodotti. A tal fine presa in esame una reazione (fra quelle che concorrono alla formulazione complessiva finale) della quale si vuole calcolare la velocità, si misura in funzione del tempo il variare della concentrazione della specie chimica presa come riferimento. Questa (molecola, elemento o ione; reagente o prodotto) è scelta sulla base della sua rappresentatività nell'evoluzione della reazione e varia da caso a caso. Per esempio nella corrosione del calcare la specie chimica di riferimento è lo ione  $Ca^{+2}$ .

d) Esempi di reazioni chimiche, ordine di reazione, equazione di velocità, costante di velocità e grafici rappresentativi – Verranno ora analizzati vari esempi di reazione con ordine di reazione *n* crescente.

 $\mathsf{F}_{\mathsf{s}}$ 

Κ<sub>s</sub>

Speleogenesi

0

33

ordine 0

#### Ordine di reazione nullo: n = 0

La reazione di dissoluzione del calcare (da solido a disciolto nella soluzione acquosa):

$$CaCO_3 \rightarrow Ca^{+2} + CO_3^{-2}$$
 30

non coinvolge alcuna particella in quanto la fuoriuscita dal solido dipende solamente dalle caratteristiche del solido stesso, dalla litologia delle pareti calcaree e dalle caratteristiche del flusso (per esempio lo spessore dello strato limite). La velocità di reazione è data dall'equazione (Roques, 1969):

$$F_s = k_s \frac{s}{\tau}$$

dove:

 $F_s$  = velocità di dissoluzione di CaCO<sub>3</sub> [mol/(cm<sup>2</sup> · s)]  $k_s = costante di velocità$ S = superficie di separazione solido/liquido $\tau$  = volume della fase liquida sovrastante la superficie **S** 

31

Nel grafico della Figura 46 è evidente che le variazioni della concentrazione  $[Ca^{+2}]$  non producono cambiamenti della velocità di reazione  $F_s$  che resta immutata, pari al valore della costante di velocità  $k_s$ .

[Ca<sup>+2</sup>]<sub>eq</sub>

#### Ordine di reazione primo: n = 1

Il reinserimento della molecola di iodio dalla fase gassosa al solido (precedente capitolo 01, paragrafo **b**, Figura 39) interessa soltanto la specie chimica  $I_2$  e pertanto è di primo ordine. La conseguente velocità di reazione è data da (Glasstone, 1963):

$$F_r = k_r \cdot [I_2] \qquad 32$$

dove:

 $k_r = costante di proporzionalità$ 

Nel grafico di Figura 47 è riportato l'andamento della velocità di reazione  $F_r$  in dipendenza della concentrazione  $[I_2]$  : la

velocità decresce in modo lineare fino ad annullarsi guando la concentrazione delle molecole di iodio in fase gassosa eguaglia quella d'equilibrio (occorre sempre ricordare che, in conseguenza della dinamicità dell'equilibrio chimico, nella realtà c'è un continuo passaggio di molecole dal solido al gas, con velocità contrapposte che si eguagliano).

#### Ordine di reazione secondo: n = 2

La reazione di precipitazione del calcare nel corpo della soluzione acquosa, con formazione di germi cristallini, è:

$$Ca^{+2} + CO_3^{-2} \rightarrow CaCO_3$$

e coinvolge nell'urto due specie chimiche diverse ( $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$ ).



[Ca<sup>+2</sup>]<sub>eq</sub> - [Ca<sup>+2</sup>]

Figura 46

costante

La sua equazione di velocità è:

$$F_{pw} = k_{pw} [Ca^{+2}] [CO_3^{-2}]$$

dove:

 $k_{pw} = costante di velocità$ 

Nella Figura 48 è rappresentato il grafico della variazione della velocità di reazione  $F_{pw}$  in funzione della concentrazione  $\begin{bmatrix} Ca^{+2} \end{bmatrix}$ . E' una funzione non-lineare che, a parità di concentrazione  $[Ca^{+2}]$ , definisce una minore velocità di reazione rispetto alla funzione lineare di Figura 47, in accordo con il principio per cui le reazioni che comportano urti efficaci con più particelle hanno maggiore difficoltà a realizzarsi.

e) Ricostruzione empirica dell'equazione di velocità, della costante di velocità e dell'ordine di una reazione – Per ottenere queste espressioni matematiche e questi valori si può agire solo per via sperimentale, in quanto, specie in presenza di sostanze impure, non è possibile valutare quante particelle vengono

k<sub>pw</sub> Figura 48 non-lineare [Ca<sup>+2</sup>]<sub>eq</sub> 0 [Ca<sup>+2</sup>]<sub>eq</sub> - [Ca<sup>+2</sup>]

coinvolte negli urti efficaci e in che nodo interagiscono.

La forma dell'espressione che definisce l'equazione di velocità è molto diversificata e non è possibile giungere a un modello matematico unico. Anche il valore della costante di velocità è ricavabile solo empiricamente ed è molto variabile nel suo valore.

Parte III

F<sub>pw</sub>

Anche l'ordine di reazione, elemento fondamentale per valutare guantitativamente il comportamento temporale della reazione, si può ricavare soltanto per vie empiriche e può essere:

- 1. un numero intero che varia fra 0 e 10 (alcuni ricercatori hanno ottenuto valori anche superiori),
- 2. un numero frazionario,
- 3. una potenza,
- 4. un numero negativo.

Il significato fisico di questi risultati, in relazione al numero di particelle che si urtano, è del tutto incomprensibile e può essere verosimilmente interpretato soltanto tenendo presente che, per esempio, sin dalla sedimentazione nelle stratificazioni del calcare sono precipitate impurezze d'ogni genere (rilevabili analiticamente con molta difficoltà). Questo, che è un dato di fatto accertato, potrebbe determinare durante la dissoluzione una catena di reazioni di contorno, in successione e in concomitanza, da determinare i valori di *n* elencati nei punti sopra elencati.

Comunque è sempre valido il principio che tanto più elevato è l'ordine di reazione tanto più ridotte sono le velocità di reazioni.

Una forma valida d'equazione di velocità, specie per la corrosione del calcare, ricavata sperimentalmente da diversi ricercatori (Plummer, Wigley and Parkhurst, 1978) (Palmer, 1991) (Buhmann e Dreybrodt, 1985 a, b) (Dreybrodt, 1988 (Palmer, 1991) (Dreybrodt e Altri, 1996) (Eisenlohr e Altri, 1999) (Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005), è:

$$F_n = k_n \big( 1 - c/c_{eq} \big)^n$$

35

34

ordine 2

precisando che questa velocità non si riferisce alla sola reazione di dissoluzione del calcare ma a tutto l'insieme di trasformazioni ad essa legate dall'equilibrio chimico, sia che contrastino sia che aiutino la corrosione. Con ciò ci riferiamo soprattutto alle reazioni che riportano, ad esempio, il **CaCO**<sub>3</sub> allo stato solido.

Nella Relazione 35, sempre riferendoci all'esempio del calcare, sono contenuti:

- 1.  $F_n = velocità di reazione espressa in [mol/(cm^2 \cdot s)]$ : come a dire quante mol (moli) di calcare (1 mol = 100,0969 g) escono da un superficie di 1 cm<sup>2</sup> della roccia calcarea in 1 secondo; velocità che può variare da **0** a **4** · **10**<sup>-11</sup> mol/(cm<sup>2</sup> · s), ossia [(4 x 100,0969)/100.000.000.000 g] da un cm<sup>2</sup> di superficie in un secondo; una velocità estremamente bassa compatibile con la scarsa solubilità della calcite;
- 2.  $k_n = costante di velocità$ : aumenta con la temperatura e ha dimensioni che dipendono dall'ordine di reazione; insieme all'ordine di reazione è la base per il calcolo dei tempi della corrosione del calcare;
- 3. n = ordine di reazione: è una misura della complessità del meccanismo chimico in esame e indica approssimativamente quante particelle prendono parte all'urto che produce la reazione; come già detto non può essere calcolato sulla base dei coefficienti stechiometrici della reazione; il suo valore si ricava empiricamente misurando il variare della concentrazione della specie chimica di riferimento in funzione del tempo; può essere nullo (uguale a **0**) oppure un numero intero, nonché un numero frazionario o negativo; la sua definizione non porta alla conoscenza del meccanismo esatto di reazione, ma è indispensabile per valutare i tempi di reazione (insieme alla costante di velocità  $k_n$  descritta precedentemente);
- 4.  $c = [Ca^{+2}]$ : indica la concentrazione dello ione di riferimento della corrosione del calcare ed è, ripetiamo, la misura dell'entità della sua dissoluzione;
- 5.  $c_{eq} = [Ca^{+2}]_{eq}$ : indica la concentrazione  $[Ca^{+2}]$  all' equilibrio quando si è raggiunta la saturazione e non è possibile alcuna corrosione (tante molecole di **CaCO**<sub>3</sub> passano in soluzione quante ne ritornano allo stato solido) e la  $c_{eq}$  rimane immutata; può variare, come vedremo qui di seguito, in funzione della temperatura, della pressione parziale della **CO**<sub>2</sub> nella fase gassosa e di acidificanti in soluzione;
- 6.  $c/c_{eq} = rapporto \ di \ saturazione$ : è la misura del grado di saturazione della soluzione e varia fra **0** e **1**: all'inizio della corrosione c = 0 e quindi  $c/c_{eq} = 0$ ; all'equilibrio  $c = c_{eq}$  (massimo valore possibile) e  $c/c_{eq} = 1$ .

In *Figura 49* è mostrata la velocità di reazione  $F_n$  in funzione del rapporto di saturazione  $c/c_{eq}$  per diversi ordini di reazione: per n = 1 (come già visto) il grafico è lineare; per n intero e maggiore di **1** i grafici non sono lineari e con la concavità sempre più accentuata man mano che aumenta l'ordine di reazione.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte III

Tutti i grafici iniziano nel punto (0;  $k_n$ ) e si azzerano nel punto (1; 0). Questo significa che con ordine di reazione intero n > 1 la velocità di dissoluzione del calcare arriva comunque ad annullarsi, quindi si raggiunge l'equilibrio e, di conseguenza, la saturazione. Questo, ripetiamo, vale per ogni ordine di reazione positivo maggiore di zero.

Man mano che aumenta l'ordine di reazione l'avvicinamento a zero della velocità di reazione tende sempre più a una situazione quasi-asintotica, ma comunque non vi è nessun ostacolo teorico che possa impedire di raggiungere lo stato di saturazione e quindi "velocità nulla". Resta dunque da spiegare come si possano formare i sistemi carsici in fase embrionale (freatica) quando il flusso carsico, prima o poi, raggiunge la saturazione e non può più produrre la corrosione del calcare.

Tuttavia è evidente che nelle condizioni di quasi-saturazione (riquadro giallo di Figura 49, con  $c/c_{eq}$  compreso fra 0,9 e 1,0), con ordini di reazione elevati (da 4 a 11) gli incrementi unitari della velocità di reazione sono così piccoli che, nel concreto, non si raggiunge la saturazione se non dopo molto tempo e lunghi percorsi sotterranei. Ciò può permettere una corrosione del calcare che si prolunga nelle vie di drenaggio tanto da consentire la formazione dei sistemi sotterranei, anche di grandi dimensioni.

Per meglio chiarire questo assunto si faccia riferimento alla *Figura 50* relativa al grafico della variazione della velocità  $F_s$  in funzione del rapporto di saturazione  $c/c_{eq}$  per la reazione di dissoluzione del calcare in prossimità della saturazione (è l'ingrandimento del riquadro giallo della precedente *Figura 49*) e quindi con un'equazione di velocità di quarto ordine (successivo *capitolo 04, paragrafo b, Relazione 42*):

$$F_s = k_4 \big( 1 - c/c_{eq} \big)^4$$



Nella figura è mostrato chiaramente che, entrando nella regione non-lineare le velocità di dissoluzione diminuiscono drasticamente e rapidamente, ma è altrettanto vero che, avvicinandosi all'equilibrio, variano pochissimo, tanto che si può ipotizzare, in pratica, una specie di avvicinamento asintotico.

Per valutare quantitativamente questo fatto si prendano in considerazione i valori della velocità di corrosione riportati in ascisse (dell'ordine di  $1 \times 10^{-25}$ !) e si valuti che a un rapporto di saturazione  $c/c_{eq} = 0.9999999999999998$  corrisponde una velocità di reazione  $F_s = 1.42 \times 10^{-66} mol/(cm^2 \cdot s)$ !

Valore questo che porta a concludere: in pratica, una velocità di reazione, sia pur infinitesima, si manifesta sempre e lo stato di saturazione totale è di fatto irraggiungibile. In tal modo, com'è esposto nel successivo *Capitolo 04*, si può superare la fase embrionale della formazione del sistema carsico.

f) Il calcolo delle concentrazioni del calcare all'equilibrio –  $c_{eq}$  è la concentrazione che marca il limite oltre il quale la dissoluzione del  $CaCO_3$  cessa e la velocità di corrosione arriva **0** (stato di saturazione). E' un dato fondamentale senza il quale non sarebbe possibile utilizzare l'equazione di velocità 35, dove una delle variabili è il rapporto di saturazione  $c/c_{eq}$ .

E' una concentrazione "teorica" che nei condotti e nei canali carsici, data la variabilità delle loro geometrie, è estremamente improbabile da raggiungere e, soprattutto, da mantenere.

Per il calcolo di  $c_{eq}$  è necessario distinguere fra sistemi aperti (condizione vadosa con presenza della fase gassosa oltre che liquida e solida) e sistemi chiusi (condizione freatica con la presenza della fase solida e liquida).

Nel primo caso, essendo nella fase gassosa la pressione parziale dell'anidride carbonica costante e uguale a  $p_{CO_2}^i$ , ogni molecola di  $CO_2$  consumata per solubilizzare il calcare viene rimpiazzata da molecole di anidride carbonica provenienti dalla fase gassosa fino a raggiungere lo stato di equilibrio (che ovviamente dipenderà anche dalla pressione parziale iniziale della  $CO_2$ ).

Nel secondo caso, non avendo la possibilità di rimpiazzare la **CO**<sub>2</sub> consumata per la corrosione del calcare, la quantità di anidride carbonica disciolta in acqua diminuisce da  $p_{CO_2}^i$  fino al valore proprio dell'equilibrio (che ovviamente dipenderà anche dal pressione parziale iniziale della CO<sub>2</sub>).



(rappresentata dalla concentrazione di Ca<sup>+2</sup> in millimoli/litro) in funzione della concentrazione di CO<sub>2</sub> in soluzione (ordinata a sinistra) e della pressione parziale che l'ha prodotta (ordinata a destra). La curva nera è l'insieme dei punti che rappresentano lo stato di equilibrio; ogni punto dell'area gialla rappresenta situazioni di una sottosaturazione; ogni punto dell'area grigia è rappresentativo di condizioni di soprasaturazione.

La freccia nera orizzontale mostra la corrosione del calcare in condizioni vadose quando è possibile mantenere la



concentrazione di anidride carbonica in soluzione con un continuo rimpiazzo delle molecole di  $CO_2$ utilizzate per solubilizzare il calcare. La conseguente freccia rossa verticale indica la  $c_{eq}$  (aperto).

La freccia nera inclinata rappresenta la consumazione della  $CO_2$  disciolta per corrodere il  $CaCO_3$  senza poter avere rimpiazzamenti. La freccia rossa verticale indica la conseguente  $c_{eq}$  (chiuso).

*In condizioni vadose* (sistema aperto) il calcolo della concentrazione all'equilibrio  $[Ca^{+2}]_{eq}$  è dato dalla relazione (*Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*):

$$[Ca^{+2}]_{eq} = \left(p_{CO_2} \frac{k_1 k_2 k_H}{4k_c \gamma_{Ca^{+2}} \gamma_{HCO_3}^{-1}}\right)^{1/3} = 10,75(1 - 0,0139T) \cdot \sqrt[3]{p_{CO_2}} \quad 36$$

Parte III

espressa in  $[\mu mol/cm^3]$ 

dove:

 $\begin{aligned} p_{CO_2} &= pressione \ parziale \ CO_2 > 3 \cdot 10^{-4} atm \\ \gamma_{Ca^{+2}} &= coefficiente \ attività \ Ca^{+2} \\ \gamma_{HCO_3^{-1}} &= coefficiente \ attività \ HCO_3^{-1} \\ k_1 &= costante \ di \ azione \ di \ massa \\ k_2 &= costante \ di \ azione \ di \ massa \\ k_c &= costante \ di \ solubilità \ di \ CaCO_3 \ (equivalente \ a quella che \ in \ precedenza \ e \ stata \ indicata \ con \ k_{ps}) \\ T &= temperatura \ in \ ^C \\ k_H &= costante \ di \ Henry \ (solubilizzazione \ gas \ in \ acqua). \end{aligned}$ 

*In condizioni freatiche* (sistema chiuso) la relazione è modificata in (*Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*):

$$[Ca^{+2}]_{eq} = 10,75(1-0,0139T) \cdot \sqrt[3]{p_{CO_2}^i - \frac{[Ca^{+2}]_{eq}}{k_H}}$$
37

$$p_{CO_2}^i > 7 \cdot 10^{-4} atm$$

Sempre in relazione alla *Figura 51*, non può essere ignorato il fatto che essa è il frutto di esperienze e misurazioni di laboratorio, con soluzioni immobili. Il che si scontra con la realtà dei sistemi carsici dove la "soluzione" è un flusso in movimento, soggetto a variazioni di moto e di regime - in funzione della geometria dei condotti e dei canali - che vanno a incidere sui meccanismi chimici, sia quantitativamente che qualitativamente. I principi e le leggi dell'idrodinamica condizionano i processi chimici e non viceversa. In conseguenza di ciò i calcoli sopra esposti per determinare le concentrazioni d'equilibrio devono essere considerati necessari, ma con una corrispondenza alla realtà carsica che pone dei problemi d'attendibilità.

g) Il principio dello stadio lento – Se una reazione avviene con una successione consequenziale di stadi:

$$A + B \rightarrow C \rightarrow D + E \rightarrow prodotti finali$$
 39

e lo stadio lento sia (definito singolarmente per via sperimentale):

$$C \rightarrow D + E$$
 40

con **D** specie di riferimento, l'equazione di velocità che definisce la velocità di reazione complessiva è:

$$F_n = k_n (1 - [D]/[D]_{eq})^n$$
<sup>41</sup>

e l'ordine di reazione  $m{n}$  sarà quello empiricamente ricavato.

Gli altri stadi, più veloci, non contano dal punto di vista della cinetica e la reazione complessiva viene condizionata dalla *Reazione 40*.

Come già dichiarato in precedenza, le relazioni esposte nei tre capitoli precedenti e in quello che segue sono valide, cambiando le costanti di velocità, anche per la solubilizzazione del **CaSO**<sub>4</sub>. Pertanto ogni conclusione qui tratta è applicabile anche ai sistemi carsici nel gesso, compreso l'effetto dell'equilibrio dinamico.

## 04. Le cinetiche chimiche della corrosione del calcare

a) Premessa e richiami – Quanto viene esposto in questo capitolo è tratto da: "Wolfgang Dreybrodt, Franci Gabrovšek, Douchko Romanov "Processes of Speleogenesis: a modeling approach", 2005, Karst Research

38

Institute at ZRC SAZU, Postojna, Slovenia, ZRC Publishing, Karst Research Institute at ZRC SAZU" (Dreybrodt -Istituto di Fisica Sperimentale dell'Università di Bremen-Germania; Gabrovšek - Istituto di Fisica Sperimentale dell'Università di Bremen-Germania e Istituto di Ricerche Carsiche, ZRC SAZU, Postojna-Slovenia; Romanov - Istituto di Scienze Geologiche di Berlino-Germania).

A questo lavoro faremo riferimento per la forma delle equazioni di velocità, per i valori delle costanti di velocità, per gli ordini di reazione competenti e per la simbologia utilizzata. Sarà fatto riferimento anche a quanto contenuto nel precedente *capitolo 03* (*paragrafo e*).

Le impostazioni, espressioni, valori e simbologie, frutto delle ricerche dei sopraindicati Autori, saranno utilizzate esclusivamente in questo capitolo e nella successiva *Parte IV*.

Nelle Parti VII, VIII, IX, X e XI verrà utilizzato il frutto delle ricerche e delle conclusioni del Gruppo del Laboratorio Sotterraneo di Moulis (Roques, 1969), che propone equazioni, costanti e simboli diversi, anche

se nella sostanza rispecchiano il contenuto delle ricerche degli Autori di cui al primo capoverso.

b) Le equazioni fondamentali della velocità di dissoluzione del **calcare** – Cinquant'anni di ricerche sulle cinetiche della corrosione (da Roques а *Dreybrodt*) hanno portato а intuire, confermare e misurare sperimentalmente che la corrosione del calcare utilizza



due differenti equazioni di velocità, a seconda del rapporto di saturazione  $c/c_{eq}$  della soluzione.

Tali equazioni sono espresse nella forma (Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005):

$$F = \begin{cases} k_1 (1 - c/c_{eq}) & c \le c_s \\ k_n (1 - c/c_{eq})^n & c > c_s \end{cases}$$
42

dove:

$$\begin{split} \boldsymbol{c_s} &= 0.9 \boldsymbol{c_{eq}} = \text{``concentrazione switch''} \\ \boldsymbol{k_1} &= 4 \cdot 10^{-11} \text{mol } \text{cm}^{-2} \text{s}^{-1} \\ \boldsymbol{n} &= 4 \\ \boldsymbol{k_n} &= 4 \cdot 10^{-8} \text{mol } \text{cm}^{-2} \text{s}^{-1} \end{split}$$

Le Relazioni 42 hanno dunque validità in ambiti diversi della concentrazione c:

- 1. la prima in alto, di primo ordine e lineare, è applicabile con rapporti di saturazione compresi  $0 \le c/c_{eq} \le 0,9$ ;
- 2. la seconda, non-lineare e con ordine di reazione uguale a 4, subentra quando il rapporto di saturazione è  $0, 9 < c/c_{eq} \le 1$ .

La giustificazione di tale integrazione risiede nel fatto che la velocità di trasferimento delle molecole calcaree dal solido al corpo della soluzione avviene in due stadi (*Figura 52*):

- 1. il passaggio dell'interfaccia solido-strato limite,
- 2. l'attraversamento (diffusione) dello strato limite.

Per il principio dello stadio lento (precedente *capitolo 03, paragrafo* **g**) la velocità di reazione per il passaggio complessivo solido  $\rightarrow$  corpo della soluzione è determinata dalla velocità di reazione dello stadio meno veloce che:

#### Parte III

- 1. nel caso  $0 \le c/c_{eq} \le 0, 9$  è l'attraversamento dello strato limite ( $F_{sl}$ );
- 2. nel caso  $0, 9 < c/c_{eq} \le 1$  è il superamento dell'interfaccia solido-strato limite ( $F_s$ ).

Si può meglio comprendere l'integrazione delle due *Relazioni 42* riportando in un grafico le curve relative (*Figura 53*).



Sia la velocità  $F_{sl}$  che la velocità  $F_s$  sono calcolabili per tutto l'intervallo del rapporto di saturazione  $0 \le c/c_{eq} \le 1$ , (curva blu n = 1 e curva viola n = 4).

Nel tratto  $0 \le c/c_{eq} \le 0,9$  (non-saturazione) è la velocità relativa alla diffusione degli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  attraverso lo strato limite che condiziona tutto il processo, perché più bassa. L'equazione di velocità da utilizzare in questo intervallo del rapporto di saturazione è dunque la prima delle relazioni 42, con ordine di reazione 1 e lineare.

Nel tratto finale con  $0,9 < c/c_{eq} \leq 1$  (saturazione o quasi-saturazione) la velocità di reazione inferiore è quella legata al passaggio dell'interfaccia solido - liquido, la cui equazione di velocità è la seconda delle Relazioni 42, con ordine di reazione 4 e non-lineare.

**c)** Le ricerche empiriche sulle cinetiche della corrosione del calcare - L'importanza di queste ricerche portate avanti dalla fine degli anni settanta al 21° secolo dagli Autori menzionati in precedenza sta nel aver messo in evidenza che i meccanismi della corrosione del calcare sono molto complessi quando si sta per raggiungere la concentrazione d'equilibrio (stato di saturazione) e la dipendenza della velocità di reazione dal rapporto di saturazione non è più lineare. Questi stessi Autori hanno misurato le costanti di velocità delle reazioni per i vari ordini di reazione, rendendo così possibile valutare quantitativamente l'evolversi dei modelli carsici ipotizzati.

La "scoperta" della "*concentrazione switch*" è stato un altro passa in avanti, senza la quale non sarebbe stato possibile analizzare e definire quantitativamente l'evoluzione dei modelli di sistemi carsici, che viene presentata nella seguente *Parte IV*.

# Parte IV

Lo studio dei modelli di sistemi carsici

# 01. L'uso di modelli per l'analisi speleogenetica di sistemi carsici in condizioni epigeniche e freatiche

a) Le ricerche empiriche е la modellizzazione dei sistemi carsici -Come esposto nella Premessa I le ricerche sperimentali sulla corrosione del calcare si sono concluse alla fine del secolo XX con la definizione del meccanismi di reazione, delle equazioni di velocità e delle costanti di velocità (Parte III, capitolo 04, paragrafo **b**). La presentazione di sintesi dei risultati ottenuti è contenuta in "Processes of Speleogenesis: a modeling Dreybrodt, approach", Gabrovšek, Romanov, 2005 dove viene messo in risalto il più importante dei risultati



(*Figura 54*): l'equazione di velocità è diversa a seconda del grado di saturazione  $C/C_{eq}$  con:

#### $C_s = 0.9 = concentrazione$ "switch"

che fa da confine fra una cinetica lineare di primo ordine (n = 1) e una cinetica non-lineare (n = 4) dovuta verosimilmente alle impurezze inserite nel calcare al momento della sedimentazione.

Questo ha permesso, allungando i tempi della carsificazione (tratto rosso del grafico di *Figura 54*), di raggiungere sia pur lentamente la condizione in cui il flusso carsico attraversa tutto il sistema in condizioni di non-saturazione.

Ma nel sopra indicato lavoro sono state anche inserite delle analisi sui modi e sui tempi dello sviluppo dei sistemi carsici, partendo da modelli semplici e utilizzando i dati via via ottenuti empiricamente (da vari Autori) sulle cinetiche della dissoluzione del calcare. I risultati ottenuti, sia pur nei limiti imposti da una modellizzazione, sono significativi e in certi casi veramente sorprendenti.

Una parte consistente del volume è stata dedicata alla modellizzazione 3-D (un esempio nella *Figura 55*), che tuttavia non prenderemo in considerazione in quanto



troppo lontana dalla realtà, con conclusioni che non aprono scenari riferibile a casi concreti.

Invece, nei paragrafi che seguono, esporremo in modo esteso i risultati ottenuti con la modellizzazione 2-D, dove gli spunti di correlazione con i sistemi carsici reali sono molto più compatibili e utilizzabili, soprattutto per la comprensione di alcune morfologie carsiche ipogee.

**b)** I modelli bidimensionali di sistemi carsici – La modellizzazione dei sistemi carsici inizia con l'ipotesi che possano essere rappresentative le tre diverse situazioni mostrate nella *Figura 56*:

- 1. singola frattura sotto carico idraulico costante;
- 2. rete di fratture a due dimensioni sotto carico idraulico costante;
- 3. sezione verticale di un acquifero non confinato con costante ricarica di portata  $Q_{in}$  e con carico idraulico costante.

Speleogenesi

Sempre nella Figura 56 è mostrata una fitta rete di fratture sottili sovrapposta ad una grossa rete di fratture importanti per simulare la caratteristica porosità multipla degli acquiferi carsici. La linea tratteggiata, indicata con WT (water table specchio freatico 0 superficie 0 piezometrica), delimita superiormente la falda freatica. I carichi idraulici degli ingressi e delle uscite sono indicate con  $\boldsymbol{h_{in}}$ ,  $\boldsymbol{h_{in}^{*}}$  e  $\boldsymbol{h_{out}}$  (i carichi idraulici agenti sul sistema si ricavano dalla differenza fra i carichi idraulici degli ingressi con i carichi idraulici dell'uscita).

c) Modelli bidimensionali di sistemi carsici: la frattura standard - Per iniziare prendiamo in esame una frattura singola sotto carico idraulico costante (*Figura 57*) dove:

 $a_0 = apertura della frattura$  L = lunghezza della frattura h = carico idraulico  $J = h/l = sin \alpha$  J = cadente piezometrica  $\alpha = pendenza frattura$ Q = portata del flusso

La portata Q e l'apertura della frattura  $a_0$ sono una misura del grado di carsificazione. Il flusso idrico, aggressivo per  $CO_2$  all'ingresso, con disciolto il calcare, è spinto per una differenza di Figura 56



pressione fra ingresso e uscita determinata dalla cadente piezometrica J (pressione dovuta al peso del liquido contenuto nel condotto). La frattura può essere non rettilinea.

Gli Autori (*Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*) definiscono le caratteristiche della "frattura standard" nella tabella di *Figura 58*.

Queste caratteristiche, nelle intenzioni degli Autori, sarebbero proprie di un sistema carsico embrionale con flusso che scorre sotto pressione (freatico) e in regime laminare.

E' un sistema carsico chiaramente epigenico, con gradiente idraulico J uguale a 0,05, e quindi con un dislivello di 50 m fra ingresso e uscita su una lunghezza di 1000 m.

Description Figura 58	Name	Unit	Initial or Standard value
Aperture width	a <sub>o</sub>	cm	0.02
Fracture length	L	cm	105
Fracture width	b <sub>o</sub>	cm	100
Hydraulic gradient	J		0.05
Order of, non linear kinetics	n		4
Linear kinetics constant	<i>k</i> ,	mol cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	4×10-11
Non linear kinetics constant	k <sub>n</sub>	mol cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	4×10 <sup>-8</sup>
Concentration of calcium	С	mol/cm <sup>3</sup>	
Switch concentration	C <sub>s</sub>	mol/cm <sup>3</sup>	1.8×10-6
Equilibrium concentration	C <sub>ea</sub>	mol/cm <sup>3</sup>	2×10-6
Viscosity of the solution	η	g/cms	1.2×10-2
Density of the solution	ρ	g/cm <sup>3</sup>	1

#### Parte IV

Le conclusioni che saranno tratte nei paragrafi che seguono sono molto interessanti e, per certi aspetti, sorprendenti e chiarificatrici.

d) Frattura standard: evoluzione nello spazio e nel tempo - Nella Figura 59 il grafico (semilogaritmico) correla la portata Q (cm<sup>3</sup>/s) in funzione del tempo (anni). E' evidente che la portata Q (presa come indice della carsificazione) aumenta, ma per lungo tempo in maniera poco rilevante. L'allargamento della frattura standard è impercettibile perché la dissoluzione lineare (in condizioni non sature con concentrazioni inferiori alla "concentration switch") termina dopo pochi millimetri di avanzamento dall'ingresso del sistema. Oltre, in



condizioni di quasi-saturazione, agisce solo la corrosione con cinetiche non-lineari che, di fatto, non si esaurisce ma opera con velocità di reazione estremamente basse.

Nelle condizioni poste per la frattura standard occorrono oltre 17.000 anni affinché il confine cinetiche lineari (**n=1**)/cinetiche non-lineari (**n=4**) raggiunga l'uscita del sistema. A questo punto la strozzatura finale all'uscita (collo di bottiglia o "*bottleneck*"), che fino a quel momento ha condizionato l'evoluzione della frattura, viene aggredito con una corrosione guidata da cinetiche lineari (**n=1**) e quindi rapidamente allargato.

Nel giro di poche centinaia di anni tutto il sistema si evolve eliminando ogni strozzatura e raggiungendo la conformazione che permette la massima portata possibile (ovviamente in dipendenza della cadente piezometrica J e delle caratteristiche geometriche assunte dalla frattura).

Ora la frattura standard può svilupparsi anche in condizioni vadose (o parzialmente vadose) e perdere, per l'azione della forza di gravità, la simmetria che fino a quel momento l'ha caratterizzata (possono formarsi meandri, pozzi-cascata, retroversioni, ecc.).

I piccoli cerchi sulla curva marcati da 1 a 9, sono i punti della curva presi come riferimento per correlare le successive *Figure 61, 62, 63, 64*).

e) Frattura standard: dal flusso laminare a turbolento – Come già detto in precedenza il regime laminare di scorrimento di un flusso è probabile solo in condizioni uguali o simili a quelle ipotizzate per la frattura standard nelle dimensioni e condizioni iniziali: apertura della frattura di 2 decimi di millimetro e velocità di scorrimento di alcuni millimetri al giorno.

Ma più crescono le dimensioni delle vie di drenaggio, più aumenta la velocità d'avanzamento del flusso, più elevate sono le probabilità che il flusso passi al regime turbolento. Quando questo accade l'energia potenziale a disposizione fornisce al sistema un maggior incremento d'energia interna  $\Delta_i$ , facendovi aumentare la reattività (*Parte VIII, capitolo 04, paragrafo d, Figura 145*). In fase matura il sistema tende a rendere turbolenti tutti i flussi che lo percorrono.

f) Frattura standard: "breakthrough time" (tempo di penetrazione) - Sempre nella Figura 59, è mostrato con evidenza che, giunti al tempo 17.300 anni, si verifica un brusco e rilevante aumento di portata, tanto che in pochissimi anni questa cresce di <u>1 milione di volte</u>. Questo tempo che marca un cambiamento così netto e brusco (si ricorda che avviene anche il passaggio da regime laminare a turbolento) è definito  $T_b$  = "breakthrough time" o tempo di penetrazione. E' un parametro che caratterizza le evoluzioni di tutti i modelli carsici presi in considerazione e la cui misura dipende dalle caratteristiche definite nella tabella di Figura 58 per la "frattura standard". Mutando queste caratteristiche cambia il valore del tempo di penetrazione.

**g)** Frattura standard: "bottleneck" (collo di bottiglia) - La "scoperta" del "breakthrough time" cambia radicalmente le convinzioni sull'evoluzione dei "sistemi carsici", in precedenza sempre immaginati con una evoluzione progressiva, senza rapidi e netti cambiamenti.

Il  $T_b$  è una conseguenza diretta della convivenza delle regioni lineari e non-lineari nella equazioni della corrosione del calcare: quando - attraverso la lenta dissoluzione del calcare in regime non-lineare - il confine fra regione lineare/non-lineare raggiunge l'uscita del sistema, la velocità di corrosione aumenta in poco tempo di diversi ordini di grandezza. Questo è anche dovuto a quello che è chiamato effetto *"bottleneck"* o collo di bottiglia: la corrosione non potrà mai aumentare significativamente le sua velocità di reazione finché permane la strozzatura nella parte a valle della frattura standard, dove può agire solo la lenta (ma inesorabile) corrosione in regione non-lineare (n = 4).

Anche se a monte la frattura è stata allargata, il collo di bottiglia non permette ancora una carsificazione veloce perché nella parte finale del sistema la corrosione in condizioni non-lineari è lo stadio lento che condiziona la portata di tutto il sistema carsico.

Soltanto con il raggiungimento dell'uscita del sistema da parte del confine lineare/non-lineare può iniziare una rapida carsificazione della frattura standard ("breakthrough time").

h) Frattura standard: sintesi della sua evoluzione in sei immagini – Nella Figura 60a viene mostrata in sezione longitudinale la frattura standard (linea blu) all'inizio della carsificazione (tempo = 0 anni, con cerchio blu sul origine del grafico di destra). La sua apertura è di 2 decimi di millimetro e la lunghezza è di 1000 m. La linea rossa verticale segna il confine fra carsificazione con cinetica lineare e cinetica non-lineare.

A destra della figura, il grafico (semilogaritmico) mette in relazione il tempo con la portata (che ben rappresenta il grado di evoluzione della carsificazione della frattura). La frattura, essendo all'inizio della corrosione, non ha ancora subito alcuna modificazione e la portata è di qualche mm<sup>3</sup> al minuto.

In *Figura 60b* sono passati circa 2000 anni e il confine lineare (n=1)/non-lineare







Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

(n=4) è avanzato di pochi centimetri e la frattura ha subito una corrosione solo nella primissima parte (a imbuto). La portata è ancora molto ridotta, di qualche  $mm^3/s$ . S'incomincia ิล intravvedere l'effetto collo di bottiglia, che condiziona tutto lo sviluppo, imponendo tempi lunghi per piccoli cambiamenti.

Nella Figura 60c sono 10.000 trascorsi anni dall'inizio il confine е lineare/non-lineare comincia muoversi, facendo а assumere alla frattura un aspetto ancor di più imbutiforme. collo di bottiglia continua а condizionare l'evoluzione della frattura e non risente in alcun modo della corrosione lineare. La portata è aumentata fino a circa 0,5 cm<sup>3</sup>/s! Ci sono problemi nell'evacuazione del calcare disciolto, e questo rallenta il processo di dissoluzione.

Nella *Figura 60d* siamo prossimi alla svolta: sono passati poco più di 17.000

Evoluzione della frattura standard con carico idraulico costante 1000 100 10 10<sup>5</sup> £ 1 <sup>4</sup> 10<sup>4</sup> Lortata [cm<sup>3</sup>/s] attura 0,1 <u></u>면0,01 k 0,1 10 10 5000 10000 15000 0 20000 100 Tempo [anni] n=4 1000 ō 200 800 400 600 Lunghezza [m] Figura 60c



anni e il collo di bottiglia comincia ad allargarsi in modo significativo. Il confine lineare/non-lineare si avvicina all'uscita e la portata aumenta di un ordine di grandezza (è raggiunto un valore superiore ai 10 cm<sup>3</sup>/s). L'eliminazione del soluto comincia a non essere più un problema.

In *Figura 60e* siamo in pieno "*breakthrough time*" (17.300), quando tutta l'evoluzione ha assunto velocità straordinariamente superiori a quelle riscontrate in precedenza. E' molto evidente che questa accelerazione è dovuta al fatto che gran parte dell'azione corrosiva si concentra sullo smantellamento del collo di bottiglia: il confine n=1/n=a ha raggiunto l'uscita e ora la corrosione è molto più veloce lungo tutto l'asse della frattura drenante. La portata ha oramai raggiunto e superato 1 litro/s e l'apertura della frattura supera i 20 cm.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Parte IV

#### Parte IV

L'atto finale è mostrato nella *Figura 60f* quando il collo di bottiglia è stato completamente eliminato e l'apertura della frattura ora è uniforme con una <u>larghezza che supera i 2 m</u>. La portata ora ha raggiunto i <u>100.000 cm<sup>3</sup> (100 litri/s)</u>, 125 milioni di volte superiore a quella d'inizio carsificazione.

i) Frattura standard: considerazioni in relazione ai sistemi carsici reali – Da questo punto in poi può succedere di tutto (*Parte I, capitolo 05, paragrafo b, Figura 12*):

- 1. il flusso diminuisce e si entra in condizioni vadose dove le regole cambiano radicalmente;
- 2. il flusso scompare perché non c'è ricarica all'ingresso e tutto abortisce;
- 3. il flusso trova altre vie di drenaggio e la frattura entra in una fase di fossilizzazione;
- 4. ecc. ecc.

Siamo oramai nel carsismo reale con tutta la sua potenziale multiforme morfologia.

Una caratteristica sempre presente in tutte le fasi dell'evoluzione della frattura standard è la simmetria del suo allargamento rispetto all'asse ingresso-uscita. E' generata da due condizioni imprescindibili:

- 1. il regime è sotto pressione (freatico) con tutti gli spazi sono occupati dal flusso idrico;
- 2. la frattura ha una geometria iniziale uniforme, un parallelepipedo nel nostro caso ( $a_0$ ,  $b_0$ , L), senza difformità litologiche.

E proprio di questo ci occuperemo nelle Parti che seguono, dando spiegazioni teoriche e sperimentali su come sia possibile passare da un modello di sistema carsico in fase embrionale e freatica con forma elementare ai sistemi carsici reali che conosciamo con la loro varietà di forme.

**j)** Frattura standard: distanza dall'ingresso e apertura – Nella Figura 61 sono riportate (in coordinate semilogaritmiche) le curve che mettono in relazione la distanza dall'ingresso (input) con l'apertura **a**<sub>0</sub> della

frattura standard. Le nove curve sono calcolate in relazione ai tempi indicati dai piccoli cerchi della *Figura 59*:

- la n° 1 (T=0 anni) è in condizioni di corrosione non-lineare e, in pratica, non ha subito modificazioni; lungo tutta la frattura la distanza fra le pareti è rimasta uguale a quella iniziale;
- la n° 2 (T=13.000 anni) mostra una grande apertura iniziale ma già a 400 m dall'ingresso l'ampliamento non è neanche raddoppiato; l'effetto collo di bottiglia è presente e molto efficace.
- la curva n° 3 (T = 17.000 anni) registra un ulteriore ampliamento della frattura ma il collo di bottiglia è ancora ben presente, e condiziona ancora l'evoluzione della frattura; il



confine n=1/n=4 non ha ancora raggiunto l'uscita del sistema e la corrosione non-lineare frena l'ampliamento;

- 4. la curva n° 4 (T =  $17.300 = T_b$ ) evidenzia che la regione lineare della corrosione ha raggiunto l'uscita e l'effetto collo di bottiglia si sta rapidamente esaurendo;
- 5. la curva n° 5 (T = 17.300) è la rappresentazione di una situazione con corrosione in regime lineare con rapidi ampliamente; la crescita della portata è rapidissima;
- 6. le curve n° 6,7,8,9 rappresentano situazioni simili con l'apertura della frattura e la portata in rapida crescita; il flusso passa da laminare a turbolento (curve tratteggiate).

**k)** Frattura standard: distanza dall'ingresso e velocità d'ampliamento della frattura – Nella *Figura 62* si mette in relazione la velocità d'allargamento della fessura (cm/anno) in funzione della distanza dall'ingresso

(grafico semilogaritmico). Al tempo T = 0(curva 1) la velocità di allargamento è rilevante solo nelle prime decine di centimetri. Oltre questa penetrazione la velocità di allargamento si riduce repentinamente di quasi 6 ordini di grandezza (di quasi 1 milione di volte) e l'effetto collo di bottiglia condiziona tutto il fenomeno, anche per la difficoltà di evacuare il soluto.

In seguito, nel periodo T = 0 anni -T = 17.300 anni, la velocità di allargamento aumenta progressivamente, interessando la frattura in tutta la sua



lunghezza (inizialmente addirittura cresce per poi diminuire progredendo verso l'uscita).

Poi l'effetto collo di bottiglia rimane a condizionare lo sviluppo ma si riduce fortemente: da una velocità di allargamento di  $10^{-7}$  cm/anno al tempo T = 0 anni, a una velocità di allargamento di  $10^{-4}$  cm/anno al tempo T = 17.300 anni, che equivale a un aumento di 1000 volte.

Parte IV

Oltre questo tempo del *breakthrough* l'evoluzione diventa rapidissima, come già spiegato in precedenza, tanto che la curva relativa al punto 5 mostra che la velocità di allargamento va crescendo con la penetrazione nella frattura e si stabilizza solo verso l'uscita. Le curve relative ai punti 6-9 (della *Figura 59*) coincidono e mostrano una velocità di allargamento uniforme lungo tutto l'asse della frattura. La linea tratteggiata, ricordiamo, indica che si è raggiunto il regime turbolento.

#### I) Frattura standard: distanza dall'ingresso e rapporto di saturazione - Nella Figura 63, sempre in

funzione della distanza dall'ingresso, sono riportate le variazioni del rapporto di saturazione C/C<sub>eq</sub> . Nella situazione iniziale 1 (T = 0 anni) il rapporto cresce in pochi cm fino a valori molto prossimi alla saturazione. Poi, in un lasso di tempo di 17.300 anni. il confine nonsaturo/saturo si sposta verso l'uscita di 200 m. Ancora la morfologia è simmetrica e a imbuto.

Raggiunto il tempo del *breakthrough* (con la curva relativa al punto 4 di *Figura 59*) l'evoluzione, come già detto più volte, subisce una grande accelerazione (il collo di bottiglia è oramai quasi del tutto eliminato).



La curva del punto 5 mostra che il rapporto di saturazione è sempre lontano dai valori della concentrazione "*switch*" ( $c_s = 0, 9 c_{eq}$ ). Le curve relative ai punti 6-9 chiariscono che dopo il tempo del *breakthrough* il rapporto di saturazione si mantiene pressoché uguale al valore che aveva all'ingresso della frattura. La morfologia simmetrica e a imbuto non ha più ragione d'essere.

Siamo oramai in condizione di flussi sempre aggressivi. Siamo alla fine della fase embrionale freatica; è scomparso da tempo il regime laminare

**m)** Frattura standard: distanza dall'ingresso e carico idraulico – Nella *Figura 64* le variazioni sono relative alla curva piezometrica, che all'inizio della carsificazione della frattura standard diminuisce in modo lineare (curva

55

50

relativa al punto 1 T = 0). Poi, man mano che la frattura si amplia a imbuto come indicato nella Figura 61, la quota piezometrica ha un comportamento che si discosta sempre più dalla situazione iniziale e, raggiunto il tempo del *breakthrough*, non decresce dal valore iniziale (50 m) per quasi 800 m di penetrazione nella frattura. Poi il suo valore discende rapidamente a zero in corrispondenza dell'uscita (curva relativa al punto 5 della *Figura 59*).

Le curve relative ai punti 6-9 seguono un'evoluzione inversa, ma questo è dovuto al sopravvenire del regime turbolento, che aumenta gli attriti e ostacola ulteriormente l'avanzamento del flusso.

45 Carico idraulico [m] 40 35 30 25 Figura 64 20 15 10 OL 200 400 600 800 1000 Distanza dall'ingresso [m]

Eliminato definitivamente il collo di bottiglia, anche in regime turbolento, il carico idraulico ritorna al comportamento della curva relativa al punto 1.

n) Frattura standard: tempo, portata e rapporto di saturazione iniziale – Le curve  $\mathbf{Q} = \mathbf{f}(\mathbf{T})$  (*Figura 65*) sono state definite (con coordinate semilogaritmiche), per diversi valori del rapporto di saturazione  $\mathbf{c}_0/\mathbf{c}_{eq}$  all'ingresso della frattura (valori riportati all'interno della figura stessa). Si ricorda che il sistema è chiuso, quindi senza ulteriori apporti di agenti che favoriscano la corrosione.

La curva 1 è relativa ad un flusso aggressivo al massimo possibile ( $c_0/c_{eq} =$ **0**) all'ingresso della frattura e il breakthrough time è pari a circa 500.000 anni (la differenza da 17.300 anni calcolato precedentemente è giustificata da una diversa pressione parziale di **CO**<sub>2</sub> all'ingresso).



Man mano che aumenta  $c_0/c_{eq}$  all'ingresso, le curve 2-5 mostrano che una riduzione della capacità corrosiva iniziale del flusso riduce anche l'effetto *breakthrough*, con conseguente allungamento (di poco) dei tempi della carsificazione. Con la curva 6, in parte, e con la 7, completamente, si ritorna addirittura al regime laminare e la carsificazione procede con tempi molto più lunghi. Con le curve 7 e 8 l'effetto "accelerazione" del *breakthrough* è praticamente inesistente (saranno necessarie molte centinaia di migliaia di anni perché si verifichi, <u>se mai accadrà</u>).

Queste conclusioni portano a un'implicazione importante per il carsismo reale: se il flusso interessa due fratture standard in successione, anche se nella prima entra una soluzione con  $c/c_{eq} = 0$ , nella seconda entra lo stesso flusso ma dopo che il rapporto di saturazione ha quasi raggiunto il valore di 1, simile a quelli relativi alle curve 7 e 8 della *Figura 65*. Come a dire che il confine cinetica n=1/cinetica n=4 non raggiunge l'uscita della seconda frattura e la carsificazione completa di fatto non avviene (si ricordi che entrambe le equazioni 42 con  $c = c_{eq}$  danno velocità di corrosione uguale a zero). Risaltano i limiti delle *Relazioni 42*, che prevedono l'azzeramento della velocità di reazione.

104

Parte IV

o) Frattura standard ma con L = 100 m (anziché L = 1000 m): carsificazione con cinetiche lineari – Sappiamo che le cinetiche della dissoluzione del calcare sono governate dalle equazioni di velocità 42, con distinzione fra "regione lineare con n=1" (equazione superiore) e "regione non-lineare con n=4" (equazione inferiore).

Ciononostante, per "ragioni storiche", per "completezza" e per "non escludere a priori alcuna possibilità" esaminiamo anche il caso che agiscano solo le cinetiche lineari e pertanto sia competente soltanto la relazione:

$$F = k \big( 1 - c/c_{eq} \big)$$

43

con :

 $\mathbf{k} = costante di velocità di reazione (non necessariamente uguale al <math>\mathbf{k}_1$  della relazione 42, visto può agire anche il condizionamento del passaggio dell'interfaccia solido/liquido)

In precedenza, utilizzando l'equazione di velocità nella forma 43, abbiamo sempre ipotizzato che sia la diffusione (attraverso lo strato limite) a controllare in modo quasi esclusivo la velocità di dissoluzione. Ma ora aggiungiamo due altre possibili situazioni:

- 1. che la diffusione non sia importante nel regolare la velocità di corrosione e che invece sia il passaggio dell'interfaccia solido/liquido a condizionarla;
- 2. che entrambi i parametri (cinetica mista) stabiliscano l'entità della velocità di corrosione.

Per valutare le due ipotesi fissiamo i seguenti parametri di base:

- $\rightarrow$  **a**<sub>0</sub> = 0,02 cm (apertura iniziale della frattura)
- $\rightarrow$  **b**<sub>0</sub> = 100 cm (larghezza della frattura)
- $\rightarrow$  L = 10<sup>4</sup> cm (lunghezza della frattura)
- $\rightarrow$  **K**<sub>1</sub> = 4 · 10<sup>-11</sup> mol/cm<sup>2</sup>s
- $\rightarrow$  **c**<sub>eq</sub> = 2 · 10<sup>-6</sup> mol/cm<sup>3</sup>
- $\rightarrow$  J = 0,2 o J = 0,25 J = gradiente idraulico o gradiente piezometrico o cadente piezometrica

Da notare che, rispetto alla frattura standard prima utilizzata, varia la lunghezza che passa da L = 1000 m a L = 100 m (questo comporta una difficoltà notevole nel confrontare le due situazioni).

*Nel caso della prima ipotesi* è valida la relazione:

$$k \approx k_1$$

E uno dei risultati più significativi di questa condizione di reazione è contenuto nella Figura 66 (grafico logaritmico).

Variando, poco, la cadente piezometrica il comportamento del sistema è agli antipodi: con J = 0,25 si registra il breakthrough al tempo T = 1200 anni; diminuendo di poco il valore di J (0,2) non avviene il breakthrough neppure dopo 100.000 anni. Questo significa che le cinetiche di primo ordine (lineari) possono



#### Parte IV

anche non permettere il raggiungimento del *breakthrough*, che è l'unico modo per evitare di arrivare alla completa saturazione del flusso prima di raggiungere l'uscita dalla frattura.

Ricordando che in questo caso la frattura è lunga solo **100 m**, si può facilmente ipotizzare che con la lunghezza **L** = **1000** m, tipica della frattura standard, questo raggiungimento non può avvenire.

*Nel caso della seconda ipotesi*, espressa nel sopraindicato punto 2), la relazione competente è:

$$k \approx k_D$$

Sotto queste nuove condizioni, rimanendo inalterati gli altri parametri, il risultato può essere sintetizzato in *Figura 67* (grafico logaritmico), dove è chiaro che la diminuzione del gradiente idraulico non elimina il *breakthrough* ma solo allunga i tempi della sua attuazione.

Risalta dunque che l'intervento di cinetiche condizionate anche dalla diffusione rendono la carsificazione non solo più veloce ma anche possibile. Resterebbe da



vedere se l'attuazione del breakthrough può avvenire con fratture più lunghe.

#### p) Frattura standard ma con L = 4000 m (anziché L = 1000 m) e parete superiore non levigata: influenza

**della rugosità (scabrezza)** – La velocità di corrosione del calcare è fortemente influenzata dalla rugosità della superficie interna della frattura.

In *Figura 68* è mostrata, in sezione longitudinale, una ipotetica rugosità *a dente di sega* su una delle facce interne della frattura, dove  $\mathbf{r}$  = altezza della rugosità,  $\mathbf{\bar{a}}$  = apertura media della frattura,  $\alpha$  = 35°.

Essendo  $\bar{a} = 0,03$  cm e L = 4000 m la lunghezza della frattura, imponendo inoltre i seguenti valori per la

rugosità  $r/2\bar{a}$ : 0 - 0,166 - 0,333 - 0,5 - 0,583 -0,66 - 0,833 - 0,875 - 0,916, si ottengono le 9 curve rappresentate in *Figura 69* (scala semilogaritmica) che mostrano la dipendenza della portata **Q** [cm<sup>3</sup>/s] in funzione del tempo **T** [migliaia di anni].

La prima curva a sinistra si riferisce a **0** di rugosità (parete levigata) e il *breakthrough time* è uguale a 56.000 anni.

Con l'aumentare della rugosità  $r/2\bar{a}$  i tempi della corrosione del calcare si allungano, <u>di molto</u>. Con rugosità pari a 0,916 il  $T_b$  è uguale al milione di anni (occorre ricordare che la frattura è quattro volte più lunga della frattura standard alla quale abbiamo sempre fatto riferimento prima d'ora).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

**q)** Frattura standard: influenza delle variazioni litologiche del calcare -Riferendosi alle equazioni di velocità 42 l'ordine di reazione per la regione nonlineare è stato sinora n = 4, ritenendo questo valore sufficientemente rappresentativo del calcare in genere.

Ma in realtà il **CaCO**<sub>3</sub> proviene dalle più disparate condizioni di sedimentazione e, alle volte, da storie orogenetiche peculiari e complesse (il marmo, ad esempio, è una roccia calcarea metamorfica che ha subito



pressioni e riscaldamenti con tempi e modi diversificati). Inoltre con il **CaCO**<sub>3</sub> possono essersi sedimentate quantità rilevanti di magnesio, di silice e di argille, nonché altre sostanze in quantità minima (come già detto, ad esempio, i fosfati).

Pertanto, ricavando empiricamente gli ordini di reazione non-lineari **n**, si ottengono valori diversi per i differenti tipi di calcare. Questi valori sono compresi fra  $3 \le n \le 11$ .

L'ordine di reazione ha influenza sulle caratteristiche dell'evoluzione della frattura standard, come è mostrato nella *Figura 70* dove è disegnata la curva che mette in relazione  $T_B$  con n.

E' interessante notare che con  $n < 4 T_B$  aumenta man mano che ci si avvicina a zero; mentre con  $n \ge 4$  il tempo del *breakthrough* non varia di molto. E' dunque evidente che la costituzione impura del calcare (silicati e fosfati, come già detto) favorisce l'attuazione del *breakthrough*, e quindi il completamento della carsificazione della frattura standard.

Nella Figura 71 è rappresentata la frattura standard di lunghezza 1000 m (come stabilito nella tabella di Figura 58), lunghezza che in questa occasione indichiamo genericamente con L. La frattura attraversa due litologie diverse di calcare: una con ordine di reazione  $n_1$  e la successiva con ordine di reazione  $n_2$ . Il primo tipo di calcare interessa la frattura per una lunghezza x, il secondo per una lunghezza (L –x). K = x/L varia fra 0 e 1 e x = KL.

I risultati numerici per una situazione litologica come descritta nella Figura 71 sono riportati nelle Figure 72a, 72b, 72c, 73a, 73b, con grafici (semilogaritmici), dove Q [cm<sup>3</sup>/s] è la portata, F[mol/cm<sup>2</sup>s] è la velocità di dissoluzione,  $a_0$  [cm] la misura dell'apertura delle fessura, х [10 m] la distanza dall'ingresso, Tempo [migliaia di anni] il tempo trascorso dall'inizio della "carsificazione".

Nella *Figura 72a* è disegnata la curva della portata **Q** (che è proporzionale alla velocità del flusso) in funzione del tempo per una



#### Parte IV

Figura 72c

800

1000

frattura standard con  $n_1 = 4$ ,  $n_2 = 6$  e K = 0.5 (la frattura è suddivisa a metà fra i due tipi di calcare). Il breakthrough sale a ben 680.000 anni! I piccoli cerchi sulla curva marcati da 1 a 10 sono di riferimento per i tempi relativi alle curve riportate nei successivi grafici delle *Figure 72b e 72c*.

Nella Figura 72b ci sono dieci curve relative alle variazioni della velocità di dissoluzione in dipendenza dalla distanza dell'ingresso. Le dieci curve sono riferite ai tempi (in migliaia di anni): 0,1 45,8 452,1 599,4 649,1 665, 670,9 672,5 673,0 673,1 marcate rispettivamente da 1 a 10.

Per ogni curva, nella prima metà della frattura (n = 4), la velocità di corrosione è superiore a quella riscontrabile nella seconda metà (n = 6).

Questa differenza di velocità di dissoluzione fra prima e seconda parte va aumentando man mano che ci si avvicina al tempo iniziale **T** = **0**.

E' evidente che Il calcare con **n = 6** posto dalla parte dell'uscita della frattura ne inibisce fortemente l'evoluzione, esasperando ulteriormente l'effetto collo di bottiglia. E' comprensibile che il tempo del *breakthrough* sia di ben 680.000 anni.

Dai grafici della *Figura 72c*, dove in funzione della distanza dall'ingresso si valutano le variazioni dell'apertura della frattura, si conferma che il calcare con n =

**6** posto nel settore dell'uscita ritarda fortemente l'evoluzione complessiva della frattura (si conferma l'accentuazione dell'effetto collo di bottiglia). Da notare che in 680.000 anni le dimensioni delle aperture nella parte con calcare **n** = **6** aumentano di circa dieci volte appena!

10

10-1

10

ີ <u>ເ</u>

ത

In *Figura 73a* è disegnata la curva della portata **Q** in funzione del tempo per una frattura standard con  $n_1 = 6$ ,  $n_2 = 4$  e K = 0.5. E' la situazione inversa alla precedente di *Figura 72a*. Il *breakthrough* scende a ben 9.300 anni! I piccoli cerchi sulla curva marcati da **1** a **10** sono di riferimento per i tempi relativi alle curve riportate nei successivi grafici di *Figura 73b*.

La *Figura 73b* mostra dieci curve relative alle variazioni della velocità di dissoluzione in dipendenza dalla distanza dell'ingresso. Le dieci curve sono riferite ai tempi (in migliaia di anni): 0,1 3,3 5,8 7,3 8,2 8,7 9,0 9,2 9,3 9,4 marcate rispettivamente

da **1** a **10**. Come prevedibile, il posizionamento del calcare con  $\mathbf{n} = \mathbf{4}$  in prossimità dell'uscita riduce l'effetto collo di bottiglia e lo sviluppo di tutta la frattura subisce una accelerazione (notevole).

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree





4-10

400

x [m]

200

600
Questo è evidente anche nella *Figura 73b* dove in funzione della distanza dall'ingresso si rileva l'ampiezza *a* dell'apertura della frattura.

In conclusione, con K = 0,5 (la frattura suddivisa a metà fra i due tipi di calcare), facendo riferimento sia alle *Figure 72a*, *72b e 72c*, sia alla *Figure 73a e 73b*, risalta che la presenza di calcari di natura diversa sulle pareti interne della frattura cambia radicalmente i risultati a seconda che il calcare con n = 4 sia posizionato prima o dopo il calcare con n = 6 (ricordiamo che questo secondo tipo di calcare ha reazioni di dissoluzione più complesse e, a parità di altre condizioni, una velocità di corrosione minore di quella relativa al calcare con n = 4).



Se il calcare con **n** = **6** è in seconda posizione il *breakthrough time*, come già detto, sale da 17.300 anni (frattura standard con calcare omogeneo con **n** = **4**) a circa 680.000 anni. Se invece lo poniamo in prima posizione, il **T**<sub>B</sub> scende a circa 9.300 anni. Una grande differenza dovuta al fatto, lo ripetiamo, che un calcare meno corrodibile prima dell'uscita aumenta l'effetto "collo di bottiglia" e inibisce ulteriormente la carsificazione nel suo complesso.

Parte IV

Per approfondire l'analisi degli effetti della presenza di due tipi di calcare diversi nella frattura standard (si ricorda: L = 1000 m la sua lunghezza), sono state prese in considerazione due diverse situazioni:

- 1. la prima con  $n_1 < n_2$ ,
- 2. la seconda con  $n_1 > n_2$ .

Per entrambi i casi vengono costruite le curva delle variazioni del *breakthrough time* in funzione di K (K = x/L di *Figura* 71, dove x è la distanza dall'ingresso della frattura).

I risultati relativi al primo caso  $n_1 < n_2$ sono mostrati nella *Figura 74a* (coordinate semilogaritmiche) con le curve relative a diversi valori degli ordini di reazione (come indicato sulle curve stesse) ed  $n_1 = 4$ .

Il  $T_b$  per K = 1 è quello che compete alla frattura standard costituita dal solo calcare con  $n_1 = 4$  (17.300 anni); mentre il  $T_b$  per k = 0 compete alla frattura



standard interamente sviluppata nel calcare con  $n_2$ . E' rilevante prendere atto che il  $\underline{T}_b$  aumenta, in tutte e tre le curve, con il crescere di K, raggiungendo un massimo in corrispondenza di K = 0,5.

Con l'aumento dell'ordine di reazione il *breakthrough time* aumenta marcatamente, anche di tre ordini di grandezza. Inoltre, il *breakthrough time* di una frattura con un solo tipo di calcare, con ordine di reazione qualsivoglia, è sempre inferiore al *breakthrough time* di una frattura dove sono contemporaneamente presenti due tipi di calcare con  $n_1 < n_2$ .

I risultati relativi al secondo caso  $n_1 > n_2$ sono opposti a quelli del primo caso e sono mostrati nella *Figura 74b*. Le curve  $T_b = f(K)$  indicano una diminuzione del *breakthrough time* man mano che aumenta k , raggiungendo il minimo in corrispondenza di k = 0,5. In questo caso la presenza contemporanea nella frattura di due calcari diversi favorisce tempi più rapidi per la carsificazione.

Ampliando ancora la casistica della copresenza di calcari diversi nella frattura standard, ora verrà esaminato il caso di una successione di più tipi di calcare, come mostrato in *Figura 75a* (coordinate semilogaritmiche).

Le curve della velocità di reazione in dipendenza della distanza dall'ingresso si riferiscono a una frattura standard (L = 1000 m) dove si susseguono ogni 200 m calcari con n = 4 con calcari con n = 6. Le curve numerate da 1 a 9 sono relative, rispettivamente, ai tempi (in migliaia di anni): 0,1 14,6 62,3 99,0 113, 9 119,7 121,8 122,4 122,7.

Nella *Figura 75b*, nelle stesse condizioni precedenti e con gli stessi tempi di rilevazione, sono disegnate (coordinate semilogaritmiche) le curve che mettono in relazione l'apertura della frattura con la sua distanza dall'ingresso.

Tanto nella *Figura 75a* come nella Figura 75b emerge, ancora una volta, che i calcari con ordine di reazione più alto creano dei colli di bottiglia (che inibiscono la carsificazione complessiva).

Infine esaminiamo il caso che nella frattura standard (L = 1000 m) vi sia un calcare seguito da una roccia non solubile (granito, marne, ecc.). I risultati sono esposti nei grafici di *Figura 76a e 76b*.

Parte IV



Nella *Figura 76a* ci sono le curve della portata del flusso in funzione del tempo relativo a tre diversi valori di **K**: 0,25 0,50 0,75.

Nel caso che la frattura standard sia composta per 1/4 di calcare (n = 4) e per 3/4 di roccia insolubile (**K** = 0,25) nell'arco di 60.000 anni non si verifica una aumento di portata significativo e la frattura non può carsificarsi. Con **K** = 0,5 ( metà frattura calcarea e metà roccia insolubile) si ha un aumento di portata nei primi 20.000 anni poi si stabilizza. Con **k** = 0,75 (3/4 calcare e 1/4 roccia insolubile) in circa 40.000 anni la portata quasi quadruplica poi si stabilizza sul valore massimo raggiunto. E' evidente che più è esteso il tratto di roccia insolubile più la carsificazione diventa impossibile.

Nella *Figura 76b* (semilogaritmica) la frattura è divisa a metà: nella prima metà calcare con n = 4, nella seconda roccia insolubile.

Nelle condizioni della frattura standard sono mostrate le curve relative alla variazione dell'apertura in funzione della distanza dall'ingresso. La curva più in basso si riferisce al tempo T = 100 anni; la curva successiva T = 5000 anni e le seguenti con intervalli di 4000 anni fino a 70.000 anni.

E' chiaro che la carsificazione completa non avviene e il sistema carsico non si forma. Comunque c'è da domandarsi che cosa accadrebbe se la roccia insolubile fosse marnosa e se nelle condizioni di flusso della frattura standard l'erosione è possibile. L'effetto collo di bottiglia, inamovibile per corrosione, potrebbe essere eliminato per un'azione meccanica e non chimica.

**r)** Frattura standard: immissione di  $CO_2$  -Questo paragrafo contiene considerazioni di grande importanza perché affronta il problema dell'influenza sulla carsificazione della frattura standard d'immissioni aggiuntive di  $CO_2$ , puntiformi o diffuse. Si ricorda, in tutte le trattazioni sinora svolte una delle condizioni poste è stata che la

Figura 76a K=0.75 1.0 ີ [cm³/s] K=0.5 0.5 K=0.25 0.00 20 40 60 Tempo [migliaia di anni] 10 Figura 76b a [cm] 0.1 0.010 2 6 8 4 10 x [100 m]

concentrazione all'equilibrio  $[Ca^{+2}]_{eq}$  fosse quella dettata dalla pressione parziale della anidride carbonica all'ingresso del flusso nella frattura. Questa concentrazione di riferimento, calcolabile con la *Relazione 35* (*Parte III, capitolo 03, paragrafo f*), non muta lungo tutta la frattura dato che il sistema è chiuso. Il valore stabilito per la frattura standard è  $c_{eq} = 2 \cdot 10^{-6}$  mol/cm<sup>3</sup> (precedente *paragrafo c, Figura 58*).

Ma in presenza d'infiltrazioni di  $CO_2$  la situazione cambia: il sistema non è più chiuso. Le variazioni che seguono nell'equilibrio chimico sono anche molto nette, specie in fase di carsismo embrionale quando

lungo tutta la frattura il rapporto di saturazione è  $c/c_{eq} > 0,99$  (vicinissimo all'equilibrio).

Avendo come base la frattura standard, sono ipotizzati due casi d'immissione di **CO**<sub>2</sub>:

- una puntiforme (*Figura 77a*) ad una distanza x = KL dall'ingresso (immaginabile per attività vulcanica in prossimità della carsificazione);
- una seconda ipotesi (Figura 77b) è un ingresso di CO<sub>2</sub> uniformemente distribuito lungo il tratto x = KL (verosimile nel caso di attività microbica).



Parte IV

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

s) Frattura standard: immissione puntiforme di CO<sub>2</sub> - Nel primo caso avremo due settori della frattura con concentrazioni d'equilibrio diverse:

per  $0 \le x < KL$   $c_{eq} = c_{eq_1} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ mol/cm}^3$ 

per  $KL \leq x \leq L$   $c_{eq_2} = c_{eq_1} + \Delta c_{eq}$ 

Se per calcolare  $c_{eq} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ mol/cm}^3$ è stata usato il grafico di *Figura 51 (Parte III, capitolo 03, paragrafo f*), per calcolare  $c_{eq_2} = c_{eq_1} + \Delta c_{eq}$  si utilizza il grafico di *Figura 78*, che deriva da quello di *Figura 51*, modificato.

E' evidente che, immettendo nel sistema un incremento chiuso d'anidride carbonica  $\Delta CO_2$ , il tracciato per raggiungere la curva d'equilibrio del sistema H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CaCO<sub>3</sub> (curva continua) è traslato verso l'alto (B'  $\rightarrow$  B) e la concentrazione d'equilibrio passa da quella sottostante a CA a quella corrispondente a CB; la differenza è pari a  $\Delta c_{eq}$ .

L'immissione puntiforme della CO2 nella frattura standard produce l'effetto di aumentare, nel complesso, la velocità della corrosione del calcare e quindi l'aumento della portata Q del flusso carsico. Ma questo effetto varia d'intensità a seconda della distanza x del d'immissione punto della CO<sub>2</sub> dall'ingresso della frattura.

Nella 79a Figura (coordinate semilogaritmiche), con  $c_{eq} = 0, 2 \cdot$  $10^{-6}$  mol/cm<sup>3</sup>, sono mostrate le curve dell'evoluzione della portata in funzione del tempo per diverse distanze del punto d'immissione dall'ingresso, distanza marcata sulle curve stesse (la curva marcata 1 è quella propria della frattura standard senza alcuna immissione).

Il breakthrough time diminuisce in modo sensibile anche se la posizione dell'immissione è in prossimità dell'uscita (K = 0,9) ed per K = 0,5 si raggiunge il minimo valore del T<sub>b</sub>. Queste conclusioni affermano che l'immissione in un sistema chiuso di CO<sub>2</sub> aggiuntiva dà un forte contributo alla velocità di corrosione; contributo tanto più marcato quanto più la distanza x si avvicina a zero.



Nella Figura 79b c'è l'andamento di diverse curve  $T_b/T_0^b = f(K)$  ricavate per diversi valori di  $\alpha = c_{eq1}/c_{eq2}$ , posti sulle stesse curve ( $T_b$  = breakthrough time con immissione di CO<sub>2</sub>;  $T_0^b$  = breakthrough time senza l'immissione di CO<sub>2</sub>).

Tre le conclusioni principali:

- 1. maggiore è il valore di  $\Delta c_{eq}$  e maggiore è l'effetto di velocizzazione della corrosione;
- 2. l'effetto maggiore, a parità di  $\Delta c_{eq}$ , si ha nei minimi delle curve (marcati con punti neri);
- 3. la maggiore accelerazione nella carsificazione della fessura nel calcare, nell'ambito dei dati riprodotti, si ha con  $\alpha = c_{eq1}/c_{eq2} = 0,04$  e con immissione di **CO**<sub>2</sub> in prossimità



dell'ingresso della fessura ( $T_{h}$  oltre 100 volte più piccolo di  $T_{h}^{0}$ ).

Un risultato facilmente immaginabile, che sottolinea la grande importanza per un'evoluzione rapida del carsismo di una ricarica di **CO**<sub>2</sub> "fresca" in un sistema chiuso (che ovviamente diventa vadoso).

Parte IV

t) Frattura standard: immissione diffusa di CO<sub>2</sub> – Anche in questo secondo caso avremo due settori della frattura con concentrazioni di equilibrio diverse:

per 
$$0 \le x < KL$$
  $c_{eq_1} + (\Delta c_{eq}/KL)x$ 

per 
$$KL \le x \le L$$
  $c_{eq_2} = c_{eq_1} + \Delta c_{eq} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ mol/cm}^3 + \Delta c_{eq}$ 

L'immissione diffusa di CO2 nella fessura per un tratto iniziale lungo x, può essere prodotto, come già accennato, da una popolazione di microrganismi, distribuita uniformemente, che ossida sostanze organiche e le trasformano in CO<sub>2</sub> (e altre chimiche specie energia). ed microrganismi forniscono un tasso costante di CO2 fino a quando una sufficiente quantità di ossigeno e materia organica è disponibile.

La *Figura 80a* mostra la dipendenza di  $T_b$ su K per diversi valori di  $\Delta c_{eq}$ . Altri parametri corrispondono a quelli della frattura standard, per esempio  $c_{eq} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ mol/cm}^3$ .  $T_b$  diminuisce con l'aumentare di K, come a dire che più è lungo il tratto della frattura che subisce l'immissione progressiva di CO<sub>2</sub> più la carsificazione se ne avvantaggia.  $T_b$ diminuisce anche con l'aumentare di  $\Delta c_{eq}$ , e questo era immaginabile.

La Figura 80b mostra  $T_b$  in funzione di  $\Delta c_{eq}$  per vari valori di K (indicati sulle



#### Parte IV

#### Speleogenesi

curve). E' evidente una ripida diminuzione di  $T_b$ a valori bassi di  $\Delta c_{eq}$  La maggior parte della riduzione si verifica per  $\Delta c_{eq} \leq 0,05 \cdot 10^{-6}$  mol/cm<sup>3</sup>. Così, quando i microrganismi risiedono nella prima metà della frattura (K = 0,5), il breakthrough time si riduce da 21,7 a 7,5 ky.

u) Conclusioni sull'effetto prodotto dall'immissione di  $CO_2$  nella frattura standard - Fonti sotterranee di  $CO_2$ , sia con immissione puntiforme sia con permeazione diffusa lungo una frattura carsificabile, produce un significativo miglioramento sulle velocità di dissoluzione. La riduzione dei *breakthrough time* dipende dalla quantità di  $CO_2$  fornita e dalla posizione dei punti d'immissione.

Qualche dato:

- 1. gli effetti maggiori si hanno quando il punto d'immissione è vicino alla metà della frattura; in questo caso un piccolo aumento della pressione parziale di  $CO_2$  ( $p_{CO2}$ ) di 2·10<sup>-3</sup> atm è sufficiente per ridurre  $T_b$  di circa la metà;
- 2. se il punto d'immissione è vicino all'ingresso della frattura è necessario che K sia almeno uguale a 0,1 per avere una diminuzione significativa del *breakthrough time*;
- 3. per le immissioni vicino all'uscita della frattura, anche un grande aumento di  $p_{co2}$  influenza il  $T_b$  solo moderatamente;
- 4. la vegetazione sulla superficie carsica contribuisce a immettere  $CO_2$  con  $\Delta c_{eq1} \approx 2 \cdot 10^{-6}$  mol/cm<sup>3</sup>;
- 5. per il carso nudo il contributo si riduce ed è  $\Delta C_{eq1} \approx 0.5 \cdot 1 \cdot 10^{-6} \text{mol/cm}^3$ ;
- 6. i microrganismi possono contribuire all'immissione di  $CO_2$  con una  $p_{CO2} \approx 6 \cdot 10^{-3}$  atm; ma occorre che questi abbiano invaso in profondità la frattura, popolandone almeno il primo terzo della sua lunghezza, per produrre effetti di un qualche significato nella fessurazione del carso nudo.

v) "Corrosione " per miscela d'acque sature - Il ruolo della "Corrosione per miscela d'acque" (*Boegli, 1965*) (MC in sigla) sulla carsificazione è minimo se non addirittura inesistente. Comunque, anche per rispetto a una teoria che ha avuto momenti di gloria (del tutto immeritata), analizziamo il fenomeno.

In *Figura 81* è disegnato lo schema delle due fratture (Fr. 1 e Fr. 2) identiche che si uniscono dopo un percorso KL in un'unica frattura Fr. 3 lunga L - KL = (1 - K)L:

- $\rightarrow$  **p**<sub>1</sub> e **Q**<sub>1</sub> la pressione parziale di **CO**<sub>2</sub> e la portata di Fr. 1;
- $\rightarrow$  **p**<sub>2</sub> e **Q**<sub>2</sub> la pressione parziale di **CO**<sub>2</sub> e la portata di Fr. 2;
- → **h** il carico idraulico di entrambi le fratture affluenti;
- $\rightarrow$  **Q**<sub>3</sub> la portata in uscita da Fr. 3;
- $\rightarrow a_0 e b_0 le dimensioni delle tre fratture.$

Inoltre (come nella frattura standard):

- $\rightarrow$  **a**<sub>0</sub> = 0,02 cm,
- $\rightarrow b_0 = 100 \text{ cm per tutti i tre rami,}$
- → **h** = 5000 cm,
- $\rightarrow$  **p**<sub>1</sub> = 0,05 atm e **p**<sub>2</sub> nell'intervallo tra 0.003 atm e 0.05 atm,
- $\rightarrow$  **k**<sub>1</sub> = 4 · 10<sup>-11</sup> mol/cm<sup>2</sup>s,
- $\rightarrow$  **n** = 1 (legge velocità lineare),
- $\rightarrow$  **k**<sub>n</sub> = 4 · 10<sup>-8</sup> mol/cm<sup>2</sup>s,
- $\rightarrow$  c<sub>s</sub> = 0.9 c<sub>eq</sub>,
- $\rightarrow$  **n** = 4 (legge velocità non-lineare).

In *Figura 51* (*Parte III, capitolo 03, paragrafo f*) lo schema che giustifica la sottosaturazione creata dall'unione di soluzioni sature.



#### Parte IV

Una prima difficoltà interpretativa sta nell'impossibilità di confrontare risultati ottenuti in laboratorio, con soluzioni immobili contenute in recipienti, e flussi carsici spinti a muoversi dentro dei condotti da un carico idraulico h.

Una seconda difficoltà nell'accettare la MC come agente carsificante significativo è espressa nelle *Figure 82a e 82b* (coordinate semilogaritmiche).

Nella Figura 82a - con k = 0,5, p<sub>1</sub> = 0, 5 atm, p<sub>2</sub> = 0,05 atm - è rappresentato lo sviluppo dell'apertura delle fratture 1 e 3 in funzione della distanza dall'ingresso. Le cinque curve sono state rilevate per i tempi: 0,2 - 2 - 20 - 40 - 400 migliaia di anni, marcati sulle curve stesse da 1 a 5 rispettivamente. A ogni tempo, anche 400.000 anni, le curve vanno a zero sull'asse x poco oltre la metà delle fratture. Questo significa che la velocità di corrosione si è annullata per il raggiungimento dello stato di equilibrio e il breakthrough time non può essere mai raggiunto.



Il significato è chiaro: con i principi utilizzati con la teoria di Boegli (cinetiche lineari) non si può arrivare alla carsificazione completa delle fratture e tutto il processo non può che abortire.

Nella *Figura 82b*, per contro - sotto le stesse impostazioni della *Figura 82a* ma con  $p_1 = p_2 = 0,05$  atm (attenzione, non ci sono due soluzioni a diversa saturazione), non utilizzando i criteri della **MC** ma quelli delle equazioni di velocità tipiche delle cinetiche non-lineari – sono riportate le curve relative ai tempi: 0,1 - 23,9 - 48,6 - 55,2 - 56,9 - 57,2 - 57,4 migliaia di anni (segnati sulle rispettive curve da 1 a 7). Sono dei grafici che si azzerano sull'asse x.

Il *breakthrough time* viene raggiunto dopo 57.000 anni (ma viene raggiunto).



Da notare che il sistema rappresentato in *Figura 82b* si comporta come un'unica frattura formata dal ramo 1 (linea tratteggiata) e ramo 3 (linea punteggiata).

**w)** Limiti delle ricerche sui modelli carsici - Come detto in precedenza (*Parte I, Capitolo 03*) la ricerca speleogenetica è una disciplina delle scienze della Terra dove con difficoltà si può applicare compiutamente il metodo scientifico. Infatti i tempi propri dell'evoluzione dei sistemi carsici nei territori calcarei sono tali da rendere molto problematica la realizzazione di sperimentazioni di conferma.

Ma nel caso delle elaborazioni di *Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov* (e altri) sui tempi d'attuazione del carsismo ipogeo vengono in aiuto le datazioni eseguite sulle concrezioni nel complesso Grotta Grande del Vento – Grotta del Fiume (Figura 83a) e sintetizzate nella *Figura 83b*, elaborata da M. Menichetti sulla base del lavoro di *Taddeucci, Tuccimei, Voltagio (1994)*.

Giacché l'età di una grotta è sicuramente superiore all'età delle concrezioni in essa contenute, possiamo dire che i valori sull'età delle concrezioni contenute nella Grotta Grande del Vento (che variano da 1 a 157 migliaia di anni), calcolati tramite il decadimento degli isotopi, sono compatibili con i tempi ricavati per il *breakthrough time* di diversi casi di fratture standard prima esaminati.

#### Parte IV

#### Speleogenesi

Ma considerando che le misurazioni sono state fatte su un livello della grotta appena soprastante la falda freatica attuale e che al di sopra di questo ne esistono almeno altri (fossili), possiamo affermare che i tempi di attuazione del sistema carsico di Frasassi sono ben più lunghi di quelli necessari per raggiungere il *breakthrough time* di una singola frattura.

Ma, per contro, tutto questo non tiene conto che il complesso di Frasassi è stato in gran parte formato con l'apporto ipogenico di acque termali solfuree, ben più acidificanti delle soluzioni  $H_2O - CO_2$  atmosferica messe in gioco nelle simulazioni relative alla frattura standard.





## Parte V

L'energia nei sistemi carsici calcarei d'origine <mark>epigenica</mark> e **ipogenica**  **Premessa e richiami** – Questa Parte V ha lo scopo di definire, concretamente, per i territori calcarei i rapporti fra l'energia e la formazione dei fenomeni carsici.

A tal fine sarà fatta un'esposizione completa e particolareggiata delle fonti d'energia utilizzate, nonché i modi e i tempi di questo utilizzo nella creazione di un sistema carsico.

Allo stesso tempo l'esposizione sarà integrata con richiami sintetici a quanto detto in precedenza sul tema dell'energia, con l'intento di dare un quadro facilmente comprensibile contenente tutti gli elementi necessari per affrontare la lettura delle Parti che seguono.

Pertanto in questa Parte s'incontrerà un insieme di nuove informazioni e di richiami a quanto prima analizzato, esposto e definito, ma che hanno bisogno di essere ripetuti per dare un quadro al tempo stesso organico, esaustivo e sintetico di quanto sinora abbiamo analizzato e definito.

## 01. Le forme d'energia che concorrono alla creazione di un sistema carsico: modi e tempi d'attuazione

**a)** Fenomeni naturali ed energia - Per potersi manifestare un fenomeno naturale deve possedere una fonte d'energia alla quale attingere. Senza di essa e senza le sue trasformazioni il fenomeno non si attua.

E' questo un elemento di base che vale anche per i fenomeni carsici, com'è stato anticipato nella *Premessa II, capitolo 01*.

**b)** Dissipazione irreversibile in energia termica - Se quanto definito nel punto precedente soggiace al Primo Principio della Termodinamica ("L'energia non si crea e non si distrugge, ma solo si trasforma") è altrettanto vero che "In ogni trasformazione d'energia che produce lavoro (attraverso l'uso di una "macchina") una parte di essa si disperde, in modo irreversibile, in energia termica (calore)". E' questo uno dei modi di enunciare il Secondo Principio della Termodinamica. E la "macchina" può essere anche un sistema carsico.

Su questa dissipazione d'energia in calore interviene il Terzo Principio (a proposito del significato del termine "energia" si ricordi quanto stabilito nella *Premessa II, capitolo 01, paragrafo b*), definendo le regole e il punto finale dell'evoluzione dei fenomeni naturali (lo stato più probabile e stabile di un sistema è quello con entropia più elevata e contenuto energetico più basso).

**c)** Fonti energetiche e modi di utilizzo - Alla creazione di un sistema carsico calcareo concorrono tre fonti d'energia: l'Energia Solare, l'Energia Geotermica e il Potenziale Chimico di molecole e ioni che possono produrre la corrosione del calcare.

Queste fonti si alternano o coesistono nel costituire le quattro componenti essenziali della "macchinasistema carsico", che sono:

- 1. il fluido acquoso <u>in movimento</u> spinto dalla differenza di pressione fra ingresso e uscita del sistema carsico;
- 2. il potenziale chimico della soluzione acquosa costituito dalla specie chimiche che possono produrre la corrosione del calcare;
- 3. i condotti drenanti della roccia calcarea;
- 4. il flusso gassoso (quando presente) in movimento per la spinta di pressioni interne e/o per i moti indotti dalla situazione metereologica interna ed esterna, anch'esso contenente l'energia legata al potenziale chimico di specie corrosive del calcare.

#### Parte V

**d)** L'energia solare e la formazione delle stratificazioni calcaree, marnose e bituminose – E' l'energia esogena del Sole che, attraverso la fotosintesi, permette lo sviluppo di forme di vita marina e quindi la sedimentazione delle stratificazioni calcaree (*Figura 84*). Le alternanze nella stratificazione di livelli calcarei con livelli impermeabili (marnosi) e bituminosi costituiscono degli elementi fondamentali per la costituzione e definizione di un sistema carsico.



Fondale marino del Giurassico: sedimentazione rocce calcaree

La sedimentazione delle rocce calcaree è un processo che porta il sistema a uno stato più stabile, con aumento del disordine e dell'entropia e l'annullamento del contenuto energetico (*Premessa II, capitolo 01, paragrafo c, Relazione b*).

**e)** L'energia geotermica e l'emersione delle stratificazioni calcaree – L'energia endogena, legata ai moti convettivi nel Mantello, produce la deriva dei continenti e quindi le spinte che portano tanto all'emersione (orogenesi) delle rocce calcaree stratificate sui fondali marini quanto all'attività vulcanica come alla

formazione delle montagne (*Figura 85*).

Altro elemento fondamentale legato all'orogenesi è la fratturazione delle rocce, che va a costituire l'ossatura drenante dei sistemi carsici.

Quanto descritto nei due capoversi qui sopra riportati produce un incremento positivo del contenuto energetico del sistema, una



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

diminuzione del disordine (e dell'entropia) e, infine, uno stato meno stabile che tende inevitabilmente e spontaneamente a ritornare nel caos e alla stabilità.

A ogni azione orogenetica corrisponde una reazione demolitrice e degradante di quanto è stato sollevato, che riporta il sistema allo stato più probabile e stabile (diminuisce il contenuto energetico ma aumenta il disordine e l'entropia).

f) L'energia endogena è il motore dei flussi che risalgono dal basso e che portano alla formazione dei sistemi carsici ipogenici - Questa energia è legata ai flussi (sia liquidi sia gassosi) che attraversano la crosta terrestre dal basso verso l'alto (*Figura 86*).

Tali flussi hanno un contenuto energetico generato dallo stesso flusso in movimento (energia cinetica) e dal potenziale chimico degli agenti acidificanti trasportati. Quest'ultimo fattore energetico, in condizioni ipogeniche, è preponderante quantitativamente rispetto al primo.

Gli agenti acidificanti sono l'anidride carbonica  $CO_2$ , l'acido solfidrico  $H_2S$  e l'acido fluoridrico HF prodotti dal riscaldamento delle stratificazioni



calcaree al contatto con il Mantello e/o dal termalismo legato alle Anidriti e alla presenza di strati bituminosi (giacimenti d'idrocarburi).

In questi processi di riscaldamento e produzione di acidificanti può dare un contributo determinante, se non essenziale, il vulcanismo presente o in quiescenza.

Quando questi attraversano delle formazioni rocciose calcaree creano dei sistemi carsici detti "**ipogenici**" (meglio sarebbe dire "a componente ipogenica") dove la forza di gravità non è la fonte dell'energia necessaria all'attuazione del fenomeno, ma anzi deve essere vinta perché si determinino le condizioni per la carsificazione (le pressioni endogene devono essere tali da superare la pressione idrostatica esercitata dal liquido che occupa i condotti drenanti verso la superficie).

La peculiare caratteristica dei sistemi carsici ipogenici sta nel fatto che la loro formazione avviene sotto un costante stato di aggressività del flusso, e quindi molto rapidamente.

g) Il Sole è il motore del ciclo dell'acqua che fornisce l'energia alla componente epigenica dei sistemi carsici - L'energia solare che attraverso l'evaporazione dell'acqua dei mari crea le condizioni per produrre le nubi e quindi le precipitazioni (*Figura 87*) - fornisce la massa d'acqua che, spinta dalla forza di gravità, ritorna nel mare attraverso un deflusso superficiale.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Non tutta, perché una porzione evapora, un'altra è utilizzata dalla vegetazione e, infine, un'ultima cospicua parte penetra nelle stratificazioni calcaree (o gessose o dolomitiche o quarzitiche), raggiungendo per vie sotterranee di nuovo il mare (tramite risorgenti e/o falde freatiche).

E' la forza di gravità a guidare il deflusso (superficiale e profondo). I sistemi carsici che si formano si dicono "epigenici" in quanto l'energia in gioco (potenziale) e il potenziale chimico degli acidificanti sciolti in soluzione hanno una provenienza esterna e sono spinti dall'alto verso il basso dalla <u>forza di gravità</u>.

Facendo o riferimento a quanto esposto nella *Premessa II (capitolo 01, paragrafo d, Fase 3)* ricordiamo che l'apporto esogeno delle precipitazioni meteoriche immette nel sistema carsico (sotterraneo), in modo pressoché costante, un carico energetico che lo mantiene in un grado d'ordine superiore. Quindi in una condizione sempre tendente allo stato più stabile, quello che prefigura il rilievo calcareo (dove si sviluppa il sistema) disgregato in una "pianura", senza contenuto energetico, dove regna il disordine più completo.

La condizione complessiva che genera l'apporto meteorico è tale per cui il drenaggio sotterraneo è una componente, insieme all'erosione e corrosione superficiale e a i fenomeni clastici, in mano al Secondo e Terzo Principio della Termodinamica per eliminare ogni rilievo montuoso e degradare l'energia in calore.

**h)** I tempi d'azione delle componenti energetiche del carsismo - Nella realtà dei fenomeni carsici le fonti energetiche descritte e definite nei paragrafi precedenti agiscono contestualmente, in una contrapposizione fra spinte orogenetiche che tendono a creare sistemi (montuosi) più ordinati e azioni originate dalle precipitazioni meteoriche che tendono a disgregare i rilievi e a degradare l'energia.

Questo "braccio di ferro" si perpetuerà fintanto che il sole e le pressioni endogene potranno agire in contemporanea. In questo gioco di contrapposizioni il fenomeno carsico, come già sottolineato nelle *Premessa II*, è solo uno dei fattori, sicuramente uno dei meno rilevanti.

## 02. Le condizioni indispensabili per la formazione di un sistema carsico

**a) Premessa** – Discendendo dai comportamenti dei fenomeni carsici governati dai Principi universali alle regole e leggi che sono alla base della formazione di un sistema carsico, anche più facilmente definibili quantitativamente, nei paragrafi che seguono elenchiamo gli elementi base che condizionano la creazione di un sistema sotterraneo.

**b)** La necessità del moto dei fluidi - La condizione fondamentale (ripetiamo per facilitare la lettura) perché un flusso possa solubilizzare il calcare e generare un sistema carsico è che sia in movimento. Solo in tal modo si produce l'energia necessaria per attuare la dissoluzione del calcare.

Se il fluido occupa le discontinuità della roccia calcarea senza muoversi, la corrosione inizia ma s'interrompe rapidamente, quando è raggiunto lo stato d'equilibrio e la completa saturazione della fase liquida.

Inoltre la mancanza di deflusso inibisce fortemente l'evacuazione del calcare disciolto, favorendo ulteriormente la rapida saturazione della soluzione. E a tal proposito si ricordi quanto detto sui modelli di sistemi carsici e la "frattura standard" (*Parte IV, capitolo 01*).

c) La necessità di un insieme di canalizzazioni interconnesse che uniscano un ingresso a un'uscita - Perché un fluido possa muoversi è necessario che percorra una canalizzazione intercomunicante all'interno della massa calcarea che unisce un punto (o area) d'ingresso con un punto (o area) d'uscita (così come definito per un sistema carsico nella *Parte I, capitolo 01, paragrafo a*).

**d)** Le condizioni per provocare il movimento del flusso - Perché un flusso possa muoversi in condotti o/e canali è necessario che la differenza di pressione fra ingresso e uscita del sistema carsico sia tale da vincere ogni forza che si oppone al deflusso.

Le forze che si oppongono al deflusso si differenziano a seconda che la carsificazione sia "epigenica" o "ipogenica". Nel capitolo che segue i termini che compongono le questioni nel dettaglio.

### 03. Origine, caratteristiche e attriti nel moto dei fluidi in un sistema epigenico

a) Richiami – Le leggi idrauliche proprie dei condotti e dei canali con pareti non deformabili (Parte II, capitoli 02, 03 E 04) SONO APPLICABILI, SENZA ALCUN LIMITE, ANCHE ALLE VIE DI DRENAGGIO CALCAREE (CON LA DIFFERENZA CHE IN QUEST'ULTIMO CASO LA CORROSIONE DEL CaCO<sub>3</sub> MODIFICA LA GEOMETRIA DELLE VIE DI DRENAGGIO).

D'ORA IN AVANTI L'IDRAULICA CHE ANALIZZIAMO È COLLEGATA A VIE DI DRENAGGIO CON PARETI CALCAREE, QUINDI DEFORMABILI CON LA CORROSIONE.

b) Gli attriti interni ed esterni che si oppongono al drenaggio in condizioni freatiche e in regime laminare - Nel movimento dall'alto verso il basso in un sistema epigenico (Figura 88) gli attriti che si oppongono al movimento del flusso nelle vie di drenaggio calcaree esistono e sono molto efficaci.

Le interazioni fra i filetti del fluido (attrito interno) e fra il fluido e lo strato limite delle pareti dei condotti e dei canali (Parte II, capitolo 02, paragrafo d) producono il fenomeno della viscosità, misurata con il suo coefficiente  $\mu$ .

C'è, insomma, una forza d'attrito da superare per attivare il drenaggio. E solo quanto la differenza di pressione fra ingresso e uscita del sistema carsico riesce a contrastare e superare guesta forza d'attrito inizia il movimento del flusso idrico.

Dunque soltanto quando un flusso di una certa portata  $\mathbf{Q}$  (m<sup>3</sup>/s) - che dipende dalla quantità d'acqua disponibile all'ingresso, dalle caratteristiche e dimensioni dei condotti (condizioni freatiche) e dei canali (condizioni vadose) del sistema drenante, dal dislivello h e dalla distanza L fra ingresso e uscita, dalla pendenza  $\alpha$  del condotto – percorre vie sotterrane spinto dal suo stesso peso (la forza di gravità unico agente per il movimento), entra da un punto (o area) d'ingresso ed esce da un punto (o area) di risorgenza (o immettendosi in una falda freatica) inizia la carsificazione.



La differenza di quota fra ingresso e uscita è essenziale per

costringere il flusso a muoversi verso il basso fino a fuoriuscire. E la cadente piezometrica o idraulica:

$$J = h/L = \sin \alpha$$

è il parametro principale per quantificare la differenza di pressione esistente fra ingresso e uscita (J è di fatto una misura dell'energia potenziale per ogni unità di lunghezza del condotto). Di conseguenza è anche il parametro più significativo per valutare la potenza dell'aggressione.

c) La Legge di Poiseuille e la misura delle forze d'attrito – Prendendo come punto di riferimento un tubo calcareo rettilineo a sezione circolare dove scorre un flusso d'acqua in regime laminare (Figura 88), la portata Q può essere calcolata con la relazione (forma adatta alle condizioni epigeniche con il flusso in movimento sotto la spinta della forza di gravità) (Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23b:

$$Q = \frac{\pi r^4}{8\mu} \cdot J$$

dove: r = raggio del condotto $\mu = coefficiente di viscosità$  44

122

#### Parte V

Questa relazione è la Legge di Poiseuille che regola le condizioni del moto di un flusso d'acqua in un condotto con le caratteristiche prima specificate, che, se non cambiano, ne mantengono costante la portata Q. Un flusso siffatto e definito dalla *Relazione 44*, si dice che è in "regime di Poiseuille".

In tale regime, disponendo di una quantità illimitata d'acqua all'ingresso del condotto in modo tale da mantenervi comunque le condizioni freatiche, si ha di conseguenza che:

- rimanendo costante la geometria del condotto, la portata è direttamente proporzionale alla cadente piezometrica J (in altre parole la portata è tanto più grande quanto maggiore è la pendenza della via di drenaggio);
- 2. il raggio del condotto ha un forte influenza sulla portata, essendo espresso alla quarta potenza: ad una sua piccola variazione segue una grande variazione della portata;
- 3. l'aumento della viscosità è inversamente proporzionale alla portata, ma, essendo i fluidi carsici costituiti unicamente d'acqua, la sua variazione può avvenire solo in funzione delle variazioni di temperatura, verso le quali è molto sensibile: passando da 20° C a 0° C, il coefficiente di viscosità dell'acqua aumenta del 100 %.

Ricordiamo inoltre che nelle condizioni sopraddette la misura della forza d'attrito <u>complessiva</u> che si oppone al flusso è data dalle relazioni (*Parte II, capitolo 02, paragrafi d e m, <i>Relazioni 06 e 16*):

$$F_a = k_l \cdot Q$$
 per il regime laminare 45  
 $F_a = k_t \cdot Q^2$  per il regime turbolento 46

La forza d'attrito è dunque, in condizioni di regime laminare, direttamente proporzionale alla portata. Mentre, in regime turbolento, è direttamente proporzionale al <u>quadrato</u> della portata (si fa presente che il regime turbolento è una condizione non compresa nel "regime di Poiseuille"; tuttavia, come in seguito verrà precisato, le relazioni 44 e 46, con le opportune modifiche e integrazioni, sono valide anche in presenza di turbolenza).

La Legge di Poiseuille si presta a tante considerazioni e correlazioni, tutte capaci di dare spunti analitici di grande importanza per comprendere come interagiscono la forza di gravità, l'energia disponibile, la sua quantità che si trasforma in calore, l'agitazione termica che ne deriva, l'incremento della reattività delle specie chimiche (e quindi l'aumento della velocità della corrosione del **CaCO**<sub>3</sub>). In seguito la comprensione di molte morfologie osservate nei sistemi carsici reali saranno spiegate tramite l'interpretazione fornita da questa legge.

La *Relazione 44* è applicabile anche con condotti freatici non circolari e canali vadosi con sezione trasversale di qualsiasi forma, purché ad essa si sostituisca la *Relazione 23c* (*Parte II, capitolo 06, paragrafo* **b**):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathscr{H}^4}{\mu L} \cdot \Delta p$$

46a

con:

 $\alpha = coefficiente di forma della sezione trasversale$  $\Re = \sigma/C = raggio medio o idraulico$  $\sigma = superficie della sezione trasversale$ C = contorno bagnato = parte del perimetro della sezione trasversale bagnato dal flusso

**d)** Relazione fondamentale fra l'energia potenziale, l'energia interna e l'energia cinetica – L'argomento è trattato in via preliminare nella *Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 05*. Qui è ripreso con un approfondimento ulteriore e integrandolo opportunamente nel contesto di questo fondamentale capitolo dedicato all'energia e il carsismo, in preparazione per la comprensione di quanto sarà detto nella Parti che seguono.

### Parte V

Con un fluido reale (acqua) gli attriti ostacolano il suo scorrimento nei canali e nei condotti del sistema carsico. Ne deriva che una parte dell'energia potenziale  $E_p$  si dissipa in energia interna del sistema (calore)  $\Delta E_i$  e solo una parte in energia cinetica  $E_c$  (flusso in movimento).

Pertanto si può scrivere la relazione fondamentale che descrive la fonte dell'energia nei sistemi epigenici sulla base del Primo e del Secondo Principio della Termodinamica:

$$E_p = \Delta E_i + E_c \tag{47}$$

Una parte dell'energia potenziale si dissipa dunque in calore, cioè in energia interna del sistema carsico  $\Delta E_i$  che si ripartisce fra le varie fasi presenti (solido-liquido-gas) (Terzo Principio).

dove:

 $\begin{array}{lll} \Delta E_i = incremento \ d'enegia \ interna & 48\\ E_p = h \cdot P = h \ \cdot m \ \cdot g = energia \ potenziale \ (Figura 88) & 49\\ h = dislivello \ fra \ ingresso \ e \ uscita & \\ P = peso \ di \ una \ data \ massa \ d'acqua \ in \ transito \ nel \ sistema \ carsico & \\ g = accelerazione \ di \ gravità & \\ E_c = 1/2 \ \cdot m \ \cdot V_m^2 & 50\\ m = massa \ della \ quantità \ d'acqua \ presa \ in \ considerazione & \\ V_m = velocità \ media \ di \ avanzamento \ del \ flusso & \\ \end{array}$ 

**e)** La dissipazione dell'energia potenziale – Se il fluido fosse ideale (assenza di qualsiasi tipo d'attrito) nell'attraversamento del sistema carsico tutta l'energia potenziale si trasformerebbe in energia cinetica:

$$E_p = E_c$$
 51

Ma questo non può accadere nella realtà (Secondo Principio della Termodinamica), dove invece accade il contrario:

$$E_c \cong 0$$
 52

$$E_p \cong \Delta E_i$$
 53

Nella realtà delle "macchine-sistemi carsici" le precipitazioni meteoriche mosse dall'energia del Sole, complice la forza di gravità, immettono nella profondità dei massicci calcarei rilevanti quantità d'energia termica  $\Delta E_i$ .

**f)** Calcolo dell'energia interna immessa nel sistema carsico – Dunque nei sistemi carsici reali l'energia cinetica del flusso è irrilevante e trascurabile, tanto che è possibile scrivere:

$$E_p = E_i = h \cdot m \cdot g \tag{54}$$

Con la *Relazione 54* sono calcolate le quantità d'energia che le precipitazioni meteoriche immettono nei sistemi carsici.

### 04. La distribuzione dell'energia interna fra le componenti di un sistema carsico *epigenico*

**a)** Le componenti dei sistemi carsici – Riepilogando, i sistemi carsici sono composti da un flusso (stato liquido) che si muove nei condotti (freatici) e nei canali (vadosi), dalla roccia incassante con le sue vie di drenaggio che fanno da contenitore (stato solido) e dall'aria che sovrasta il liquido che corre in un canale (stato gassoso).



Ricevere energia interna per il sistema carsico significa aumentare l'agitazione termica (temperatura) nelle tre componenti del sistema. Di fatto le particelle costituenti queste tre fasi aumentano la loro velocità di movimento, nei gradi di libertà a loro possibili (per esempio in un solido aumentano le vibrazioni nel reticolo rappresentato in *Figura 89*, mentre in un gas la velocità con cui si muovono liberamente le molecole). Nella *Figura 90* sono disegnati i tre stati della materia.



**b)** L'agitazione termica, la reattività chimica e la pressione nello stato gassoso – In questa condizione le molecole che compongono il gas sono libere di muoversi in tutte le direzioni, con velocità molto elevate, urtandosi fra loro e sulle pareti del contenitore. Con il crescere della temperatura e l'aumentare della velocità delle molecole la probabilità che le particelle si urtino è maggiore e per di più con sempre più elevata energia: aumentano gli urti efficaci e di conseguenza la reattività chimica.

Alla temperatura di 20°C la velocità media di particelle allo stato gassoso è di 1800 km/h. Molecole, ioni, atomi allo stato gassoso e liquido che si muovono a velocità molto elevate non risentono delle forze gravitative.

Con l'aumento della temperatura s'incrementa anche la probabilità che le molecole colpiscano le pareti del recipiente che le contiene. Ciò provoca un incremento della pressione del gas, che è la misura della forza risultante sull'unità di superficie della parete del contenitore prodotta dalla somma degli urti delle particelle che la colpiscono.

c) Il trasferimento dell'energia interna nel sistema carsico e nella massa rocciosa che lo contiene – Il calore si muove dai corpi caldi a quelli freddi. E così è anche nei sistemi carsici.

Il calore prodotto con la dissipazione dell'energia potenziale insiste innanzitutto sulle componenti del sistema carsici (solido, liquido, gas), verso le quali trasferisce il calore. Da queste poi si diffonde sull'intera massa rocciosa contenete il sistema carsico.

Occorre distinguere la successione dei trasferimenti di calore perché l'energia interna prodotta dal flusso in movimento agisce sulla velocità di corrosione del calcare durante il trasferimento di calore dalla fase liquida al solido, soprattutto nell'interfaccia liquido/solido. In questo luogo ristretto le geometrie dei condotti e dei canali producono una dissipazione d'energia differenziata da luogo a luogo, dove più, dove meno, dove niente, a seconda degli attriti più o meno forti, degli ostacoli più o meno ingombranti.

Da questa differenziazione dell'azione del calore prodotto si origina la possibilità di una corrosione differenziata, quella che sta alla base della formazione dei sistemi carsici, specie in fase embrionale in condizioni di saturazione dei flussi carsici, come descritto dettagliatamente nella successiva *Parte VIII*.

Svolto questo ruolo di fattore determinante della dissoluzione differenziata delle pareti calcaree delle vie di drenaggio, il calore poi si disperde omogeneamente nella massa rocciosa, in pieno rispetto del Terzo Principio della Termodinamica, degradando in modo definitivo quasi completamente l'energia potenziale in calore.

# 05. La dissipazione localizzata d'energia potenziale in un sistema carsico *epigenico:* la creazione della multiforme morfologia carsica ipogea

**a)** Dissipazione differenziata dell'energia potenziale - Vogliamo qui riprendere, sinteticamente, e sottolineare ancora gli aspetti di un fondamentale comportamento dei flussi in movimento in condotti e canali: la dissipazione localizzata (detta anche differenziata) dell'energia potenziale in energia interna. Rammentiamo ancora una volta che questo comportamento della corrosione è fondamentale per comprendere e spiegare la creazione e l'evoluzione dei sistemi carsici con la loro variegata morfologia.

**b)** Condotti e canali con pareti indeformabile e con pareti calcaree - In precedenza (*Parte II, capitoli 02 e 03*) sono state esaminate in modo approfondito questioni che riguardano la dissipazione d'energia potenziale in energia interna di flussi contenuti in tubi e canali con pareti non-calcaree (per esempio metallo, plastica, cemento, ecc.), così come li contempla l'idraulica classica sulla base di evidenze teoriche e, soprattutto, empiriche. In particolare, con queste condizioni d'impossibilità di modificare la forma delle vie di drenaggio, sono stati presi in considerazione aspetti legati al moto di fluidi ideali, di fluidi reali con moto laminare, di fluidi reali con moto turbolento, di fluidi reali con moto laminare e turbolento.

E' stato messo in evidenza come la stragrande maggioranza dei moti siano turbolenti. Sono state mostrate situazioni di flusso in regime laminare o turbolento, rilevando come questa condizione di regime sia possibile solo se il condotto si mantiene rettilineo, a sezione trasversale uniforme nelle dimensioni e nella forma, senza ostacoli per il flusso e con pareti uniformemente levigate.

Con le situazioni sopraddette è stato verificato che (Parte II, capitolo 05, paragrafi b, c, d, e, f):

- 1. settori più o meno ampi di turbolenza possano convivere con moti laminari;
- 2. flussi laminari possano contenere settori localizzati a maggiore o minore velocità di scorrimento, ma sempre in regime laminare;
- 3. in un regime turbolento permanente possono manifestarsi aree ristrette a minore o maggiore turbolenza;
- 4. in presenza di turbolenza generalizzata possono esserci settori in regime laminare.

Queste diversificazioni di regime di flusso sono permanenti in caso di pareti non deformabili. Ma per contro sono temporanee nei condotti e nei canali calcarei, dove le pareti subiscono una conseguente dissoluzione differenziata che va eliminando le cause delle difformità di regime nello scorrimento del flusso.

Da questo comportamento del flusso in movimento nei condotti e nei canali carsici - che tende a far raggiungere alle vie di drenaggio la morfologia ideale per uno scorrimento senza attriti (*Parte II, capitolo 07*) - nasce la straordinaria variegata morfologia dei sistemi carsici veri: ogni forma che vi si osserva rappresenta uno stadio dell'evoluzione dei condotti e canali carsici verso lo stato che permette la maggior portata possibile. E che, viste le tante vicissitudini che incidono su un sistema carsico (*Parte I, capitolo 05*), in concreto non sarà mai raggiunto. Le nostre osservazioni speleomorfologiche registreranno soltanto degli stadi intermedi.

La speleogenesi può essere ricostruita sia retrocedendo verso l'origine che avanzando verso o stadio teorico finale.

# 06. Le acque meteoriche, la forza di gravità, l'energia potenziale prodotta: valutazioni quantitative su sistemi carsici *epigenici*

**a) Ciclo dell'acqua, precipitazioni e forza di gravità** - Poniamo la nostra attenzione su quanto è rappresentato dall'energia solare che muove il ciclo dell'acqua e che solleva grandi masse d'acqua fin sopra i rilievi calcarei (precedente *capitolo 01, paragrafo f, Figura 87*). E' questa la condizione base per la formazione dei sistemi carsici epigenici, dove prevale un'azione dall'alto verso il basso spinta dalla forza di gravità.

#### Parte V

**b)** La penetrazione delle precipitazioni nella massa calcarea e l'individuazione del percorso sotterraneo che porta alla risorgenza - La quantità d'acqua (pioggia, neve, ghiacciai) che cade o si accumula sulle masse rocciose calcaree penetra (circa il 50 % in certe situazioni tettoniche e di vegetazione favorevoli) attraverso un ingresso (o area di assorbimento) nella rete di discontinuità della roccia, dove un percorso interconnesso di fratture, condotti e canali, viene individuato dal flusso sotterraneo fino a permettergli di uscire all'esterno ad una quota inferiore a quella del punto d'accesso (*Parte I, capitolo 01, paragrafo c*).

c) Valutazione quantitativa dell'energia interna in funzione delle caratteristiche geometriche del sistema carsico – Innanzitutto occorre ricordare che l'energia cinetica nel flusso di un sistema carsico reale si trasforma quasi per intero in energia interna (calore) e possiamo ritenere trascurabile la quantità d'energia potenziale che si trasforma in energia di movimento del flusso (precedente *capitolo 03, paragrafo d*). Il che si esprime, come già detto, con le seguenti relazioni, equivalenti nella sostanza:

$E_i \gg E_c$	55
$E_c \cong 0$	56
$E_p \cong E_i$	57

**d)** Tabella esemplificativa della "*potenza*" di un sistema carsico schematico - Sulla base della *Relazione 57*, conoscendo le portate Q e i dislivelli h fra inghiottitoio e risorgente, sono stati calcolati i dati relativi a diverse situazioni di quantità di flusso e di dislivello, risultati esposti nella tabella che segue.

Energia interna e potenza per diversi dislivelli e portate di un sistema carsico					
	Portate				
h	1 litro/s	25 litri/s	100 litri/s	1000 litri/s	
200 m	<i>P</i> = 1,962 kW	<i>P</i> = 49,05 kW	<i>P</i> = 0,1962 MW	<i>P</i> = 1,962 MW	
400 m	<i>P</i> = 3,924 kW	<i>P</i> = 98,1 kW	<i>P</i> = 0,3924 MW	<i>P</i> = 3,924 MW	
800 m	<i>P</i> = 7,848 kW	<i>P</i> = 196,2 kW	<i>P</i> = 0,7818 MW	<i>P</i> = 7,848MW	
1200 m	<i>P</i> = 11,772 kW	<i>P</i> = 294,3 kW	<i>P</i> = 1,1772 MW	<i>P</i> = 11,772MW	

dove:

 $P = E_i/s = h \cdot Q = potenza [W, kW, MW]$  s = tenpo [secondi] h = dislivello fra entrata e uscita del sistema [m]Q = portata del flusso [litri/s]

I valori in tabella mostrano che le precipitazioni penetranti nei massicci calcarei portano nei sistemi carsici grandi quantità d'energia a elevate potenze. Per un dislivello di 200 m e una portata di 25 litri/s si ottiene una potenza pari a quella necessaria per fornire energia elettrica a 16 abitazioni. Con un dislivello di 1200 m e una portata di 1000 litri/s si ottiene una potenza pari a quell'elettrica necessaria a quasi 4000 famiglie.

Con la stessa potenza di 11,772 MW si possono sollevare:

- 1. per 1 m 500 m<sup>3</sup> di calcare ogni secondo
- 2. per 10 m 50 m<sup>3</sup> di calcare ogni secondo
- 3. per 100 m 5 m<sup>3</sup> di calcare ogni secondo.

127

#### Parte V

#### Speleogenesi

e) Esempio di dissipazione d'energia potenziale in energia interna: superficie dell'area carsica di 1 km<sup>2</sup> con dislivello di 200 m fra ingresso e uscita - Nell'ipotesi, realistica, che su una siffatta zona carsica cadano 1500 m di pioggia all'anno, il volume d'acqua accumulato in 365 giorni è pari a 1.500.000 m<sup>3</sup> (1.500.000.000 litri). Se, com'è verosimile, il 50 % di questo volume è immesso nei condotti carsici (il restante 50 % si perde in ruscellamento superficiale ed evapotraspirazione) risulta che in un anno 750.000.000 di litri sono fluiti nelle discontinuità delle rocce calcaree. Ne deriva un'ipotetica portata media annui alle risorgenti di 24 litri/s. E quindi:

 $E_i = 47.088 J$ 

 $P = 47,088 \, kW$ 

potenza elettrica, come già detto nel paragrafo precedente, pari al fabbisogno di 16 abitazioni.

**f)** Esempio di dissipazione d'energia potenziale in energia interna: l'area carsica del Pian Grande, Monte Vettore, Norcia (Umbria – Italia) – La sua estensione è di 56 km<sup>2</sup>, l'altezza s.l.m. media è di 1700 m, la piovosità di 2000 mm annui e il dislivello fra aree di assorbimento (Inghiottitoio dei Mergani) e risorgenti (Fiume Sordo e Marcite) è pari a 800 m (*Figura 91*). Sempre nell'ipotesi che il 50 % delle precipitazioni entri nella roccia calcarea, la portata teorica media delle risorgenti risulta pari a:

 $Q = 1.775 \ litri/s$ 

quindi:

#### P = 13,9302 MW

M. Menichetti 1999 M.Vettore M.Patino Figura 91 Forca di Presta F. Tronto F.Sordo le Marcite nghiottito i Mergan Vorcia rocce marnose impermeabili rocce calcaree permeabili faglie e sistemi di frattura carsificati risorgent carsiche sistema di drenaggio carsico deflusso acque risorgente de sotterrane Torbidone sedimenti detritici e palustri

sufficiente al fabbisogno elettrico di una cittadina di 4.500 abitanti.

#### Area carsica Pian Grande - Monte Vettore - Norcia: 56 km<sup>2</sup>

Contrasta con questa grande disponibilità d'energia la quasi totale assenza nel territorio dei Monti Sibillini di sistemi carsici (nella zona sono conosciute solo poche cavità di qualche decina di metri di sviluppo). Evidentemente, nonostante la disponibilità di energia e le estese e profonde stratificazioni calcaree, la situazione è tale da non permettere, per ora, la creazione di complessi ipogei percorribili, neanche in parte. Oppure i sistemi carsici esistono ma non hanno comunicazioni praticabili con l'esterno.



#### Parte V

Solo l'Appennino umbro-marchiano, interamente calcareo, nel suo insieme è 25 volte più esteso del territorio prima considerato. Il contiguo Abruzzo calcareo ha un'estensione di quasi 5000 km<sup>2</sup>. L'Appennino Meridionale che segue è altrettanto calcareo ed esteso. Eppure i sistemi carsici noti in questi territori non sono certo in numero e in volume tale da essere compatibili con l'energia a disposizione. Forse molti non sono ancora conosciuti o forse non tutto il fluire dell'acqua nelle profondità dei massicci calcarei è in grado di formare sistemi sotterranei percorribili. Ma comunque anche in quelli impercorribili (attualmente?) l'energia potenziale viene dissipata in energia interna!

La stessa situazione è presente nelle grandi aree carsiche calcaree della Spagna, della Francia, della Svizzera, dell'Austria e della Slovenia, e dell'Italia. In questi luoghi, anche dopo ripetute osservazioni superficiali e profonde, si acquisisce la consapevolezza che i fenomeni carsici epigenici estesi sono rari rispetto alla vastità delle masse rocciose. E se ci sono, ma non si vedono in superficie, c'è da domandarsi perché questo accada, visto che un complesso carsico epigenico deve sempre avere un ingresso e un'uscita, condizione questa indispensabile perché il sistema si formi.

Nella Figura 92 c'è l'immagine delle stratificazioni calcaree del Monte Perdido (Pirenei - Parco dell'Ordesa – Spagna), un vasto e alto massiccio calcareo (3400 m slm) sulle cui pareti non esiste alcuna morfologia carsica evidente. Lo stesso si può dire dell'altipiano carsico a esse soprastanti che, nonostante l'elevata piovosità di oltre 2500 mm/anno, non ha fenomeni d'inghiottimento/assorbimento degni di nota.

Viene da concludere che il fenomeno carsico è l'eccezione nella vastità delle masse rocciose carsificabili e che l'energia, sia pur indispensabile e sovrabbondante, non sia l'unico fattore che porta alla formazione dei sistemi carsici. Nelle Parti seguenti verrà completato il quadro dei fattori che portano al carsismo.



# 07. L'origine, le caratteristiche e gli attriti nel moto dei fluidi in un sistema *ipogenico*

**a)** Differenze fra sistemi carsici epigenici e ipogenici - La descrizione di un sistema ipogenico è contenuta nella *Parte I* (*capitolo 01, paragrafo c, Figure 08, 09, 10, 11*). Anche per questo tipo di sistemi carsici vale quanto detto nei precedenti *capitoli 01 e 02* e in particolare la necessità che il flusso si muova, tanto per creare le condizioni della corrosione quanto per l'eliminazione del calcare solubilizzato. Ma i sistemi carsici ipogenici si distinguono dagli epigenici per:

#### Parte V

- 1. è endogena l'origine del flusso carsico, che risale dal basso verso la superficie terrestre;
- 2. la spinta verso l'alto viene da pressioni interne legate alla geotermia e al vulcanismo;
- 3. la forza di gravità che non è il motore del flusso in movimento, ma anzi è il principale ostacolo per la sua risalita dal basso verso l'alto;
- il regime del flusso durante la risalita è sempre sotto pressione e quindi sempre freatico; soltanto dopo aver raggiunto la superficie piezometrica della falda dov'è contenuto può scorrere in condizioni vadose (Parte X, capitolo 04, paragrafo c, Figura 253);
- 5. la condizione chimica è sempre aggressiva verso il calcare per l'azione di potenti acidificanti che non permettono di raggiungere lo stato d'equilibrio e quindi la saturazione;
- 6. la capacità dei flussi di garantire l'evacuazione del soluto;
- 7. il trasporto di sostanze che sedimentano nelle cavità minerali ipogenici (gesso e fluorite, principalmente) che non possono esistere nella carsificazione epigenica.

**b)** Gli attriti che si oppongono al drenaggio - Anche per un sistema ipogenico (*Figura 93*), nel movimento dal basso verso l'alto del flusso carsificante, le vie di drenaggio creano degli attriti che si oppongono al moto, esattamente come nelle condizioni epigeniche. Anche in queste condizioni le interazioni fra i filetti del fluido (attrito interno) e fra il fluido e lo strato limite producono il fenomeno della viscosità. Anche in questo caso c'è una forza d'attrito da superare per attivare il movimento del flusso che a sua volta produce la corrosione differenziata e l'evacuazione del soluto.

Anche nel caso di sistemi ipogenici il flusso è definito nei suoi parametri dalla *Relazione 23c (Parte II, capitolo 06, paragrafo b*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathscr{R}^4}{\mu L} \cdot \Delta p$$
 58

La Relazione 58 ci dice che la portata del flusso è direttamente proporzionale alla differenza di pressione fra ingresso e uscita. Mentre, a parità di  $\Delta p$ , la portata è direttamente proporzionale alla quarta potenza del raggio, inversamente proporzionale alla viscosità e alla lunghezza del condotto (nella sostanza, come nel caso epigenico). Questa equazione definisce la scelta delle vie di drenaggio per salire fin sulla superficie piezometrica (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo e, Figura 117c*).

 $p_{T} - p_{H} = \Delta p_{2r} p_{H}$ Figura 93 L H H

c) La pressione idrostatica che si oppone al drenaggio – Ma in condizioni ipogeniche oltre che dall'attrito il movimento del flusso è ostacolato dal peso del fluido contenuto all'interno del condotto: fintanto che la pressione endogena  $p_T$  non supera la pressione idrostatica  $p_H$  che, in senso contrario, esercita il liquido con il suo peso, il moto in risalita non può avvenire e la Legge di Poiseuille non ha modo di essere applicata. Anzi se  $p_H > p_T$  si ha un moto in senso contrario, discendente, e il sistema diventa epigenico.

Per poter utilizzare la *Relazione 58* occorre integrarla come qui di seguito indichiamo:

$$\begin{cases} p_T - p_H = \Delta p > 0 \\ Q = \frac{1}{\alpha} \frac{4\pi \mathcal{H}^4}{\mu L} \Delta p \end{cases}$$

con:

 $p_T$  = pressione totale endogena all'ingresso del condotto (indefinibile)  $p_H$  = pressione idrostatica per una profondità **H** dalla superficie del fluido  $\alpha$  = coefficente dipendente dalla forma della sezione trasversale del condotto

Se la pressione endogena supera quella idrostatica il flusso inizia a muoversi verso l'alto e con la forza d'attrito unico ostacolo a opporsi al moto.

Se nel flusso ipogenico che risale sono presenti delle specie chimiche capaci di produrre la corrosione del calcare, inizia anche l'evacuazione del soluto, che permette di completare l'ampliamento delle vie di drenaggio.



Il peso del liquido all'interno del condotto su cui calcolare  $p_H$  si ricava dalla scomposizione delle forze mostrata in *Figura 94*, ed è equivalente al segmento  $\overline{ab}$ , essendo P equivalente al segmento  $\overline{ac}$ .

Questa è una delle più rilevanti peculiarità dei flussi ipogenici: l'energia necessaria per la formazione di sistemi carsici deve essere fornita da fonti endogene e la forza di gravità sottrae energia invece che fornirla. L'energia in questione deve essere molto rilevante visto che ha il compito primario di sollevare ingenti masse di fluido per svariate centinaia di metri. La tabella inserita nel paragrafo **d** del precedente *capitolo 06* può essere utilizzata per avere valutazioni quantitative della potenza necessaria per sollevare i flussi carsificanti. Ci sono casi noti di risorgenti ipogeniche dove si registra una portata di 800 litri/s e una risalita ipotizzata di 1000 - 2000 m! Una di queste è la sorgente di Saturnia (Toscana – Italia).

Trattando di carsismo ipogenico, occorre tenere presente che gli ipotetici dislivelli che il flusso deve risalire sono di difficile definizione, se non attraverso un'analisi morfologica di sistemi carsici noti o sulla base di ricerche geologiche che, ovviamente, ricostruiscono indirettamente le situazioni geotermiche e vulcaniche. Nel primo caso è sempre una valutazione per difetto, poiché, sinora, è stato impossibile raggiungere con l'esplorazione i settori profondi dove il flusso endogeno ha avuto la sua origine. Nel secondo caso le ricerche geologiche hanno una precisione molto bassa nella rilevazione delle profondità alle quale avvengono gli eventi che si analizzano (a meno che non si sia in presenza di trivellazioni).

**d)** La misura delle forze d'attrito - La forza d'attrito che si oppone al flusso ipogenico in un condotto è data dalle relazioni (*Parte II, capitolo 02, paragrafi d e m, Relazioni 06 e 16*):

$F_a = k_l \cdot Q$	per il regime laminare	60
$F_a = k_t \cdot Q^2$	per il regime turbolento	61

che sono identiche alle relazione 45 e 46 valide per i sistemi epigenici, con la sostanziale differenza che, nel caso ipogenico, la spinta viene da pressioni endogene non definibili quantitativamente, mentre nell'altra condizione la pressione è conseguenza della forza di gravità, ed è <u>misurabile</u> tramite l'energia potenziale.

Anche in condizioni ipogeniche la forza d'attrito è direttamente proporzionale alla portata in condizioni di regime laminare e direttamente proporzionale al quadrato della portata in regime turbolento. E questo, in prima approssimazione, è valido per ogni tipo di sezione trasversale.

Il fatto che la forza d'attrito in condizioni turbolente sia proporzionale al quadrato della portata è un'indicazione chiara di quanto la turbolenza - 48 volte più dissipativa d'energia del moto laminare - sia elemento determinare per mettere in moto una reattività chimica localizzata capace di produrre la corrosione differenziata, sulla falsariga di quanto descritto per i condotti a pareti indeformabili (*Parte II, capitolo 05*).

Parte V

### 08. Le pressioni endogene e il potenziale chimico nei sistemi carsici ipogenici

a) Il contributo delle pressioni endogene e del potenziale chimico degli agenti acidificanti nella carsificazione ipogenica - Anche nelle condizioni ipogeniche la formazione di un sistema carsico è legata alla disponibilità d'energia, la cui fonte, come si è visto, è molto diversa da quella che fornisce energia all'epigenesi.

Se nelle condizioni epigeniche l'energia è fornita dalla forza di gravità attraverso la dissipazione d'energia potenziale in energia interna  $\Delta E_i$  e dal potenziale chimico fornito dall'anidride carbonica esogena, nella formazione di complessi carsici ipogenici l'energia ha la sua fonte nelle pressioni interne (indefinibili quantitativamente) e nel potenziale chimico degli agenti acidificanti trasportati in soluzione dal flusso.

Da un primo confronto risalta che l'energia prodotta dalle pressioni interne (vincendo gli attriti che si oppongono al movimento del flusso) e trasformata in energia interna  $E_i$  del sistema può essere comparabile con l'analoga energia prodotta in condizioni epigeniche. Tenendo tuttavia presenti le indicazioni che danno le relazioni 60 e 61, dove la portata Q è l'indice quantitativo delle produzione di energia interna, sembrerebbe più probabile che questa fonte d'energia sia più consistente con il carsismo d'origine epigenica.

Per contro nelle condizioni ipogeniche il potenziale chimico contenuto nelle specie chimiche trasportate dal flusso ha un contenuto energetico di gran lunga superiore a quello dell'anidride carbonica fornita dall'atmosfera. Pertanto non si può escludere che i meccanismi chimici propri dell'epigenesi (corrosione omogenea e differenziata) esistano anche in una carsificazione ipogenica, ma risultino del tutto irrilevanti nella corrosione del calcare di fronte all'azione di acidificanti come  $H_2S$ ,  $HF e H_2SO_4$ .

In conseguenza di queste costatazioni, se nella Parte VIII, dedicata ai meccanismi chimico-fisici della corrosione del calcare in regime epigenico, l'analisi degli acidificanti ( $CO_2$  atmosferica) ha un rilievo trascurabile, non altrettanto deve dirsi per i flussi carsificanti d'origine endogena dove l'effetto della presenza in soluzione di grandi quantità d'idrogenioni  $H^+$  rende irrilevante ogni altra forma di solubilizzazione delle pareti calcaree delle vie di drenaggio.

In condizioni ipogeniche il flusso è costantemente aggressivo (non-saturo), con equazioni di reazione di primo ordine, lineari, alla cui base c'è la grande disponibilità dell'energia propria legata al potenziale chimico trasportato dai flussi in risalita. E' questa una condizione che non richiede di ricorrere ad alchimie chimiche (come ad esempio nella speleogenesi epigenica embrionale), ma utilizza l'equazione di velocità della corrosione del calcare in condizioni di non saturazione (*Parte VII, capitolo 04, paragrafo f, Relazione 109*), esaustiva nel definire il fenomeno.

In aggiunta a quanto sopraddetto, vi sono altri due elementi che occorre rilevare:

- 1. i flussi endogeni, legati alla geotermia e al vulcanismo, sono caratterizzati da temperature elevate che rendono di poco significato gli incrementi di temperatura generati da  $\Delta E_i$ ;
- 2. se è vero, come accennato in precedenza, che l'aumento della portata non comporta significativi aumenti del  $\Delta E_i$ , è altrettanto vero che una crescita della portata favorisce il trasporto degli acidificanti endogeni, incrementando così la quantità di potenziale chimico disponibile.

**b)** La portata del flusso e l'evacuazione del calcare solubilizzato – Da rilevare, ancora una volta, che nei sistemi ipogenici, dove la velocità di corrosione può essere anche molto elevata, è di fondamentale importanza l'entità della portata del flusso per controbattere l'effetto ritardante provocato da una lenta evacuazione del calcare solubilizzato. Senza questo trasporto all'esterno del sistema la soluzione si saturerebbe prima di aver potuto corrodere il condotto per tutta la sua lunghezza. Una portata consistente riduce anche l'effetto per cui i sistemi carsici ipogenici vanno restringendosi man mano che risalgono verso la superficie.

## Parte VI

I sistemi carsici calcarei epigenici e ipogenici:

gli elementi stratigrafici, tettonici, orografici e idraulici che ne definiscono la struttura

### 01. La scelta delle vie di drenaggio in condizioni *epigeniche*

a) La ricerca del percorso fra punto (o area) d'ingresso e punto (o area) d'uscita – Nella fase embrionale iniziale, nel momento in cui delle masse d'acqua sono sollevate sopra un massiccio calcareo si pone il problema di come possano discendere a valle spinte dalla forza di gravità. Come già detto in precedenza circa il 50% delle precipitazioni meteoriche evapora, traspira e ruscella verso valle per vie superficiali. L'altra metà è assorbita in profondità nella massa calcarea occupando tutte le possibili discontinuità della roccia (diaclasi, leptoclasi, faglie, interstrati, livelli porosi). Se non è trovata un'interconnessione con un punto esterno a quota inferiore il fluido resta immobile nelle discontinuità, l'energia potenziale non si trasforma in energia interna, facendo così mancare il fattore determinante per la corrosione e l'evacuazione del calcare solubilizzato.

Se invece l'interconnessione viene trovata l'acqua delle precipitazioni può fuoriuscire a valle, ma solo se il carico idraulico h (dislivello fra ingresso e uscita) è sufficiente a vincere le forze di attrito che si oppongono al movimento. Se così è, comincia il deflusso e l'energia potenziale, trasformandosi in energia interna del

sistema carsico, fornisce quanto necessario per <u>produrre lo svuotamento delle masse</u> <u>calcaree</u> (*Parte I, capitolo 05, paragrafo b*; *Figura 12 Fase 1-4*). Se per qualsiasi motivo questo deflusso si arresta la carsificazione abortisce.

b) Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: faglie, diaclasi, leptoclasi, interstrati, livelli porosi - Al momento della sedimentazione della serie stratigrafica sono stati creati i primi elementi di discontinuità nella massa calcarea: gli interstrati e, eventualmente, i porosi. Sempre in fase livelli di sedimentazione possono formarsi degli strati impermeabili, anche loro elementi fondamentali nel definire il percorso delle vie sotterranee.

Agli elementi strutturali dovuti alla sedimentazione devono poi aggiungersi quelli legati alla tettonica, conseguenza dell'orogenesi (faglie e diaclasi).

Per comprendere gli schemi evolutivi dei sistemi carsici è dunque necessario acquisire notizie sulla situazione geologica dell'area interessata al carsismo, sia in pianta che in sezione, come ad esempio nella *Figura 95*, dalla quale, in modo sinottico, si mostrano le successioni stratigrafiche, la presenza di eventuali livelli impermeabili e/o porosi, gli interstrati, le fratturazioni, le pendenze, le immersioni, le quote slm. Importante è collocare in modo realistico il fenomeno carsico all'interno della massa rocciosa (area **g** della Figura 95).





#### Parte VI

L'analisi della rete di fratture indotte dall'emersione delle giaciture stratigrafiche può essere rilevata e mostrata con opportuni grafici (*Figure 96d, 96e e 96f*), messi poi a confronto con grafici simili ma relativi alle principali direzioni di sviluppo delle gallerie del sistema sotterraneo (*Figure 96a, 96b e 96c*). Il fatto che le direzioni delle fratture e delle gallerie coincidano dimostra come, al momento della scelta del percorso in fase embrionale, la situazione tettonica ha imposto al deflusso di seguire la via lungo le fratture principali, quelle che garantiscono la maggiore portata (*Parte V, capitolo 07, paragrafo b, Relazione 58*).

Nella *Figura 97* questo fatto è ancora più evidente: lo sviluppo planimetrico principale della Grotta del Mezzogiorno a Frasassi (in nero la proiezione) segue la direzione delle faglie trascorrenti, mentre le gallerie secondarie laterali hanno direzioni coincidenti con la faglia diretta (non è chiaro il motivo di questa scelta). La Grotta ora è fossile, ma all'inizio ha funzionato come via di drenaggio di flussi ipogenici da **A** verso **B**, con percorso "obbligato" lungo la faglia.

Nella Figura 98 la planimetria della Grotta di Monte Cucco (Tratto Turistico) è messa in relazione con le principali faglie, appenniniche (NNE-SSW) е anti appenniniche (WNW-ESE). Anche in questo caso emerge come il sistema carsico abbia indirizzato il suo sviluppo fratture principali lungo le che caratterizzano l'area. Quanto accade in questo livello di carsificazione (il più elevato in quota) della Grotta di Monte Cucco si ripete anche nei livelli inferiori, caratterizzando tutta l'estensione di questo sistema carsico.

Il fatto che nei casi citati in questo paragrafo ci sia corrispondenza fra tettonica e analisi geomorfologica del sistema carsico non è un'eccezione. Anzi è riscontrabile in ogni complesso carsico, mostrando così che la disposizione delle fratture nata con l'orogenesi è uno degli elementi fondamentali su cui s'impostano i sistemi carsici.

Nel caso della presenza all'interno della massa calcarea di una falda freatica la superficie piezometrica (specchio freatico o "water table"), che la delimita in alto, è



un altro elemento importante nel disegnare il sistema carsico, tanto in fase embrionale quanto nelle fasi successive di sviluppo.

**c) Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: i livelli impermeabili inferiori** – Rimanendo nell'esame di quei fattori che determinano le grandi linee di un sistema carsico un ruolo di primaria importanza lo rivestono le stratificazioni impermeabili (livelli marnosi, selciferi e altre litologie dove l'acqua non può permeare, se non in minima parte). Nei sistemi carsici epigenici questi orizzonti confinano il



drenaggio sia inferiormente, il caso più classico, sia lateralmente. Le *Figure 99, 100 e 101* si riferiscono al confinamento inferiore in casi reali del carsismo mondiale.

Nella *Figura 99* è reso evidente il ruolo svolto dal livello impermeabile nel sistema de la Dent de Crolles (Chartreuse - Francia). I movimenti orogenetici che hanno interessato il massiccio montuoso durante l'evoluzione della carsificazione non sono stati in grado di modificare le grandi linee del drenaggio sotterraneo, che sono rimaste immutate dalla fase embrionale a oggi. Le vie d'alimentazione dal plateau superiore sono in genere interessate da un ruscellamento modesto ed hanno tutte tendenze verticali (pozzi cascata, retroversioni e meandri sfondati) (*Parte II, capitolo 07, paragrafo c, Figura 38 ter*).

L'alimentazione abbondante di questi condotti di collegamento probabilmente è avvenuta quando sulla sommità era presente un ghiacciaio o delle stratificazioni impermeabili che hanno permesso la formazione di corsi d'acqua superficiali. Nella parte inferiore, a ridosso del livello impermeabile, abbondano condotte forzate modellate da scallops, la cui disposizione sulle pareti indica chiaramente un deflusso verso la Risorgente de la Guiers Mort.

In *Figura 100* una tipica cavità pirenaica - Lonne Peyret - dove ancora una volta il confinamento inferiore ha guidato la costituzione del sistema sotterraneo. La cavità ha un andamento rappresentativo, suddivisa nettamente in due distinte parti: la prima, strettamente verticale, che collega la zona d'inghiottimento con il livello di base (orizzonte impermeabile), la seconda inclinata secondo la pendenza delle stratificazioni. E' altrettanto evidente che l'orogenesi non ha influenzato lo schema della speleogenesi, che, anche in questo caso è rimasto lo stesso dalla fase embrionale a oggi.



Nella *Figura 101* un caso classico: la Pierre Saint Martin (Pirenei Atlantici - Francia). Tutte le vie di comunicazione verso il livello di drenaggio, definito inferiormente dallo strato impermeabile, seguono il principio della massima verticalità possibile. Segue il deflusso del fiume sotterraneo lungo lo strato impermeabile, che ha un andamento praticamente uniforme fino alla Sala della Verna. Qui c'è stato un





cambiamento radicale del confinamento inferiore: il corso d'acqua ha eroso la stratificazione impermeabile, permettendogli di raggiungere le rocce calcaree sottostanti e iniziare tutta una nuova storia dell'evoluzione lungo un secondo sottostante orizzonte impermeabile. Con questo secondo confinamento inferiore il fiume sotterraneo de la Pierre Saint Martin raggiunge l'attuale risorgente a 500 m slm (Trou de Toro). Precedenti a quest'ultimo sfondamento, nei rami fossili a valle della Sale de la Verne, si sono verificate altre forature dello strato impermeabile superiore, tutte hanno portato il corso d'acqua fino al Trou de Toro, anticipando lo stato attuale e poi restando fossili.

**d) Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le falde freatiche** – Le falde freatiche possono <u>confinare</u> inferiormente lo sviluppo dei sistemi carsici epigenici e superiormente quelli ipogenici.

Per definire le diverse situazioni facciamo riferimento a schematizzazioni di sistemi carsici (ispirati a casi reali) e al Teorema di Bernoulli, valido tanto per l'idrostatica quanto per l'idrodinamica, anticipato nei suoi concetti fondamentali nella *Parte II (capitolo 06, paragrafo e)*, cui facciamo riferimento per i simboli utilizzati. Ricordiamo comunque che il Teorema è valido per liquidi ideali (senza attriti) e con moto laminare.

In relazione alle caratteristiche dei sistemi carsici questo Principio ha un'importanza fondamentale perché quantifica il contenuto energetico di ogni singola particella di liquido all'interno di una massa (falda freatica), ad esempio d'acqua, immobile o in movimento.

E conoscere lo stato energetico delle singole particelle d'acqua di una falda freatica contenuta in un terreno (ad esempio calcareo) permettere di risolvere il problema di conoscere il moto dei filetti fluidi, in che direzione si muovono e con quale velocità. Questo è possibile in base al principio che le particelle di liquido si muovono sempre verso quelle a minor contenuto energetico. Se non c'è differenza d'energia non c'è movimento (se non quello dovuto alla pendenza della falda, ma con i filetti fluidi che non si mescolano).

Da ciò possiamo affermare:

- se la particella A è più carica d'energia della particella B, trovandosi nella stessa falda freatica, la particella A si nuove verso la particella B con una velocità proporzionale alla differenza d'energia fra A e B (falda freatica dinamica);
- se nella stessa falda freatica tutte le particelle liquide hanno la stessa energia, comprese quelle che costituiscono la superficie, vuol dire che nella falda freatica non è possibile alcun movimento (falda freatica statica).

Quest'ultimo punto costituisce la base per poter definire il potere confinante delle falde freatiche statiche (o pressoché statiche, com'è nella maggior parte dei sistemi carsici).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte VI

Ricordiamo i termini essenziali del Principio, facendo riferimento alla *Figura 102* e alla particella generica **A**, rispetto alla quale vengono individuate le tre altezze, componenti essenziali del Teorema di Bernouilli:

 $\zeta$  = altezza geometrica

 $p/\gamma = altezza piezometrica$ 

#### $V^2/2g = altezza cinetica$

Hanno le dimensioni di una lunghezza ed esprimono, rispettivamente:

- 1. l'energia potenziale, nel senso del contenuto energetico creato alla forza di gravità e legato alla posizione della particella rispetto al livello di riferimento;
- 2. l'energia dovuta alla pressione, quella che spingerebbe la particella **A** a risalire, se fosse libera di farlo, fino alla superficie di separazione liquido/aria (superficie piezometrica);
- 3. l'energia cinetica legata al moto della particella (vale solo per falde freatiche dinamiche, come rappresentate in *Figura 102*).

Ebbene il principio di Bernouilli afferma che per ogni particella della stessa falda freatica la somma delle tre altezze è costante e uguale a quello che viene chiamato carico totale **H**:

### $\zeta + p/\gamma + V^2/2g = H = costante$ <sup>62</sup>

Il carico totale è una misura dell'energia complessiva posseduta dalla particella. Pertanto, se non c'è differenza di carico totale fra particelle, non può esserci movimento fra di esse.

Da notare come, in rispetto del principio della conservazione dell'energia (Primo Principio della Termodinamica), restando con lo stesso valore l'altezza geometrica, se diminuisce la quota piezometrica aumenta la velocità di deflusso, mentre se questa cresce la velocità diminuisce; ma **H** rimane costante.

Al limite, se la quota cinetica scompare la linea dei carichi totali va a coincidere con la superficie piezometrica e la falda freatica viene definita "statica" (senza alcun punto di fuoriuscita).

Nei terreni calcarei questo tipo di falda è molto comune, anche perché a essa può essere assimilata una falda dove la fuoriuscita ha una portata minima rispetto alla sua cubatura complessiva. Una situazione questa molto comune nel carsismo, che porta a dei movimenti idrici appena percettibili, concentrati nelle immediate vicinanze della superficie piezometrica. La pendenza della superficie piezometrica (proporzionale alla componente cinetica) è quasi sempre trascurabile se la falda è contenuta in un terreno, specie se questo ha un grado di permeabilità basso come appunto accade nelle rocce calcaree fratturate o porose.

Nel seguito di questo lavoro le superfici piezometriche sono sempre rappresentate come una linea retta, anche se nella realtà hanno un andamento concavo (curva esponenziale). Ma questa differenza ha degli effetti sostanziali trascurabili.

e) Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: falda freatica statica contenuta in un terreno – Un caso di estremo interesse per i problemi legati alla carsificazione epigenica si manifesta quando la massa liquida è:

- 1. contenuta in un terreno permeabile,
- 2. confinata inferiormente,
- 3. immobile (idrostatica) o con velocità di deflusso, se presente, trascurabile.

In questo caso ogni particella della massa liquida è immobile e di conseguenza il termine "altezza cinetica" è nullo:

$$V^2/2g=0$$

63

quindi la *Relazione 62* si riduce a:

#### Parte VI

### $\zeta + p/\gamma = H = quota piezometrica = costante$

che è la legge fondamentale della statica dei liquidi: "ogni particella di una massa liquida immobile ha la stessa quota piezometrica".

Nella *Figura 103*, rappresentativa di una falda freatica statica contenuta in un terreno permeabile, è messo in evidenza che la componente cinetica è nulla e quindi il carico totale è uguale alla quota piezometrica. Inoltre la superficie (o specchio) freatica coincide con la superficie piezometrica e con la superficie del carico totale. Queste superfici sono il luogo di punti dove la pressione è nulla o uguale a quella atmosferica se la falda è a contato, comunque, con l'esterno (anche tramite la fratturazione o la porosità della massa rocciosa).



Prendendo in esame i punti A, B e C della massa liquida in Figura 103 si ha che:

$$\zeta_A + \frac{p_A}{\gamma} = \zeta_B + \frac{p_B}{\gamma} = \zeta_C = H = costante$$
 65

Ciò significa anche che ogni punto della massa liquida ha la stessa energia e, quindi, al suo interno non c'è possibilità di movimento per effetto di una differenza di carico idraulico!

Conclusione, di grande rilievo, che spiega perché la superficie (o specchio) di una falda freatica statica è un elemento confinante la carsificazione: se al di sotto di essa non c'è possibilità di movimento del fluido non c'è possibilità di corrosione del calcare.

Questa superficie confinante si definisce "piezometrica", termine molto pertinente nelle falde contenute in terreni calcarei.

64

Per meglio comprendere la caratteristica fondamentale della superficie piezometrica si tenga presente che, per definizione, è il luogo dei punti dove ogni particella della falda, se fosse libera di muoversi, convergerebbe sotto la pressione idrostatica che la coinvolge.

Nella Figura 103 bis è rappresentata in sezione una porzione di falda freatica statica con la sua superficie piezometrica (linea tratteggiata). Questa superficie passa per tutti i punti di separazione liquido/aria



presenti nella massa calcarea fessurata ed è orizzontale (se fosse dinamica penderebbe verso il punto di emissione del flusso, con inclinazione tanto più accentuata quanto maggiore è la portata) (*Figura 117c*).

Nei terreni calcarei fratturati è una superficie in gran parte teorica in quanto attraversa anche la roccia compatta, dove non sono presenti vie allagate.

Per rendere evidente il significato di superficie piezometrica in un terreno fessurato è sufficiente ipotizzare che nella massa calcarea venga praticata una perforazione  $(T_1)$  fino a raggiugere un condotto allagato della falda freatica: l'acqua allagherebbe il pozzo, risalendo fino al livello della superficie piezometrica; e non oltre. La stessa cosa accadrebbe in ogni altra perforazione che intercettasse la rete di condotti allagati.

Il pozzo rimarrebbe asciutto se la trivellazione (T<sub>2</sub>), pur discendendo sotto la superficie piezometrica, non intercettasse la rete di condotti allagati.

Se la falda freatica è contenuta in un terreno a fratturazione fine, oppure come la sabbia e la ghiaia (tanto più sono ridotte le dimensioni dei granelli di sabbia e di ghiaia tanto più omogenea è la disposizione e il comportamento della falda), la massa liquida ve a distribuirsi in modo uniforme, come se fosse libera di muoversi all'interno di un contenitore.

In generale le falde freatiche appoggiano su uno strato impermeabile mentre la superficie piezometrica, sia pur all'interno del terreno, è a contatto con l'atmosfera.

f) Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: cambio di forma della superficie piezometrica per l'immissione di un flusso affluente – Prendendo come riferimento la falda freatica di Figura 103, ipotizziamo che arrivi dall'alto un flusso con velocità media  $V_m$  (Figura 104) (ogni altro parametro resta immutato). La particella a fa da riferimento.

Prima dell'immissione la particella **a** era immobile con quota piezometrica pari al carico totale **H** (come tutte le altre) e pressione uguale a quella atmosferica  $\mathbf{p}_a$  (pari a quella di tutte le altre particelle della superficie piezometrica). Con l'arrivo del flusso affluente la particella **a** viene sollecitata da questo vettore. Per la regola della scomposizione delle forze la sollecitazione prodotta dal flusso con velocità  $V_m$  si scompone in  $ab = V_m \cdot \sin \alpha$ , che spinge normalmente alla superficie piezometrica con l'effetto d'aumentare la pressione da  $\mathbf{p}_a \rightarrow (\mathbf{p}_a + \Delta \mathbf{p})$ , e in  $ad = V_m \cdot \cos \alpha$ , che spinge orizzontalmente la particella **a**, trasmettendole un movimento lungo la superficie piezometrica, che prima non aveva, con altezza cinetica pari a  $V_m \cdot \cos \alpha/2g$ .

Quindi il carico totale della particella **a**, inserendo solo i moduli dei vettori, assume il valore:

$$\zeta + \frac{p_a + \Delta p}{\gamma} + \frac{V_m \cdot \cos \alpha}{2g}$$

mentre quello dell'altezza piezometrica diventa:

$$\zeta + \frac{p_a + \Delta p}{\gamma}$$

Nella *Figura 104* è rappresentata la situazione dopo l'immissione, con la linea nera tratteggiata raffigurante la nuova superficie dei carichi totali e la linea blu che delinea la superficie piezometrica deformata,.

Se l'immissione del flusso è temporanea, questa situazione di squilibrio rispetto al precedente stato di quiete impone a tutte le particelle contenute sotto la superficie piezometrica (linea blu tratteggiata) di entrare in movimento, disperdendosi nella massa liquida della falda fino a ristabilire lo stato di quiete. I movimenti dei filetti interessano solo una ristretta zona superficiale della falda freatica, non creando così i presupposti per un moto carsificante più in profondità.

Se invece l'immissione è permanente, s'instaura una corrente di liquido che si muove verso la soglia di trabocco della falda. Ma anche in questo caso i movimenti dei filetti interessano solo una ristretta porzione di massa liquida posta in prossimità della superficie, determinando una situazione carsificante solo in sua prossimità (*Figura 105*).

Come ulteriore esemplificazione del ruolo di confinamento delle falde freatiche si veda anche *Parte I (capitolo 05, paragrafo b*, *Figure 12, fasi 03-06*).

Per tutto quanto esposto si può concludere che una falda freatica in condizioni epigeniche è un elemento confinante inferiormente oltre il quale la carsificazione non può prodursi, non essendo possibile, lo ricordiamo ancora



una volta, alcun movimento delle particelle di liquido sotto la superficie piezometrica. Niente movimento, niente corrosione!

**g)** Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: cambio di forma della superficie piezometrica per la sottrazione di un flusso - Prendendo come base, anche in questo caso, la falda rappresentata in *Figura 103*, nell'ipotesi che nello strato impermeabile che confina inferiormente la massa

liquida si produca una perdita, risulta una situazione di deformazione della superficie piezometrica causata dalla perdita di pressione nel punto **A** pari a  $\Delta$ **p** (*Figura 106*). Il flusso in uscita causato dalla perdita ha una velocità pari a (*De Marchi 1988*):

$$V_m = \sqrt{2hg}$$
 66

che è indipendente dalle dimensioni di foro.

Ma essendo:

$$V_m = Q/\sigma$$

dove: Q = portata $\sigma = sezione trasversale foro$ 

risulta:

$$Q = \sigma \cdot \sqrt{2hg}$$



La portata (indice della velocità di corrosione del calcare e d'erosione di uno strato impermeabile) è quindi direttamente proporzionale alla superficie del foro e alla velocità del flusso in uscita.

Data la situazione di squilibrio creatasi con la deformazione della superficie piezometrica alcuni filetti fluidi entrano in movimento convogliando liquido verso la perdita. Ma nel corpo della massa liquida non ci sono gradienti d'energia fra punto e punto e i filetti fluidi in movimento corrono in superficie verso l'affossamento della superficie piezometrica per poi discendere in senso verticale, come in caduta, verso il foro dell'orizzonte impermeabile. In queste condizioni la perdita produce due effetti carsificanti:

- 1. uno leggero, lungo la superficie piezometrica dove una porzione non troppo spessa della massa liquida è in movimento convergente verso l'affossamento;
- 2. un altro, ben più efficace, sulle pareti della foratura che, allargandosi, fanno aumentare la portata, eliminando in tal modo il "collo di bottiglia" che è una fattore fortemente condizionante la velocità di formazione di un sistema carsico (*Parte IV, capitolo 01, paragrafo j, Figura 61*).

L'effetto indicato nel *punto 2* può avere un grande rilievo nell'evoluzione dei sistemi carsici: se si manifesta può anche cambiarne radicalmente lo sviluppo. Ad esempio, la falda freatica "sospesa" può svuotarsi, il sistema carsico inizia a drenare il flusso nella massa calcarea sottostante lo strato impermeabile, con formazione di nuove vie e abbassamento del suo livello di base (con una risorgenza più bassa di quota). Non è improbabile che le vecchie vie di drenaggio soprastanti l'orizzonte impermeabile inizino una fase di fossilizzazione. Com'è accaduto nella Sala de la Verna del sistema de la Pierre Saint Martin (precedente *capitolo 01, paragrafo c, Figura 101*).

In sintesi, una falda freatica è un elemento fortemente confinante che permette la carsificazione solo nelle zone limitrofe alla sua superficie piezometrica. La corrosione del calcare non può avvenire in profondità perché tutti i punti hanno la stessa energia e non sono, quindi, permessi movimenti dei filetti fluidi. Tuttavia una perdita nel livello impermeabile che sostiene la falda può determinare un radicale cambiamento nell'evoluzione del sistema carsico.

h) Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le stratificazioni porose (rocce non fratturate) – In alcune serie stratigrafiche calcaree sono presenti degli strati con porosità primaria, con aperture dei canalicoli che vanno dal decimo di *mm* al *centimetro*. Questa porosità è tale da permettere il

#### Parte VI

passaggio di flussi idrici carsificanti. L'entità di questi flussi può essere desunta dalla legge di Darcy (empirica):

$$Q = k \cdot \sigma \cdot J$$

dove:

 $\sigma$  = sezione trasversale del livello poroso  $J = h/L = \sin \alpha = cadente \ piezometrica \ (Parte II, capitolo 04, paragrafo a)$ h = dislivello fra ingresso e uscitaL = lunghezza strato poroso $\mathbf{k} = coefficiente di permeabilità [m/s]$ 

valida per il filtraggio in regime laminare di correnti idriche attraverso terreni porosi (sabbia, ghiaia, rocce porose) (Figure 107 e 108).

Dunque la portata Q dei flussi che attraversano gli orizzonti porosi è direttamente proporzionale all'estensione della sezione trasversale dello strato poroso  $\sigma$  e alla cadente piezometrica **J**.

Dato che:

$$V_m = Q/\sigma$$

la relazione 67 si modifica in:

$$V_m = k \cdot J$$

Nelle rocce non fessurate (porose) il valore di k (coefficiente di permeabilità) è compreso fra 10<sup>-12</sup> m/s e 10<sup>-10</sup> m/s. Un valore molto basso, tanto che per progredire di un metro sono necessari dai 317 ai 31.700 anni (secondo le dimensioni della porosità).

68

Ma ciononostante il drenaggio avviene e, per quanto è stato possibile osservare nei sistemi carsici conosciuti, porta alla formazione di estesi settori di sistemi carsici.

Per la forza d'attrito che si oppone al flusso nelle stratificazioni porose non è possibile definirla in termini di resistenza per unità di superficie, visto che è difficile valutare la geometria delle superfici solide a contatto con il liquido.

Possiamo solo affermare che per il flusso in questione, che avanza con moto laminare, valgono le relazioni (De Marchi, 1988):

$$F_a = k_{po} \cdot \sigma \cdot J$$
 69





Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

67

$$\Delta E_i \propto F_a \tag{70}$$

 $F_a = forza$  totale che si oppone al flusso nella roccia porosa

e, passando a valutazioni energetiche, si ha:

e infine:

$$\Delta E_i = k_{po}^* \cdot \sigma \cdot J \tag{71}$$

dove:

 $\Delta E_i = energia interna prodotta$  $k_{po}^* = costante di proporzionalità che tiene conto anche del coefficiente di permeabilità$ **k** 

Dalla *Relazione 71* risalta che l'energia interna prodotta (quindi la reattività chimica) è direttamente proporzionale a  $k_{po}^*$  (aumenta con le dimensioni della porosità), alla superficie  $\sigma$  dello strato (*Figura 108*) e alla cadente piezometrica J (uno strato poroso verticale ha a disposizione una maggior quantità di energia e carsifica più rapidamente). Si ricorda che:

$$0 \le J \le 1$$
  $J = \mathbf{0}$  strato orizzontale  $J = \mathbf{1}$  strato verticale 72

Il flusso carsico nelle stratificazioni porose è equivalente a una falda freatica sotto pressione confinata sia inferiormente che superiormente (molte analogie con le falde freatiche artesiane), dove lo sviluppo del sistema è condizionato dall'andamento dell'orizzonte poroso nello spazio e non dalla forza di gravità. Si possono formare condotti discendenti e ascendenti, anche in condizioni epigeniche. La loro morfologia è identica tanto in un sistema carsico epigenico che ipogenico: nel primo caso prevale l'andamento verso il basso, nel secondo verso l'alto, ma in entrambi i casi con possibilità di tratti in contropendenza.

L'analisi morfologica di diversi sistemi carsici conferma ripetutamente questa modalità speleogenetica, che confina lungo direttrici particolari la strutturazione dei sistemi carsici. Nella *Figura 109* un settore della

Grotta di Monte Cucco con "condotte forzate" che si sono sviluppate lungo una stratificazione porosa.

Nella *Figura 110* la sezione longitudinale del settore della Grotta di Monte Cucco contenente la Burella: quasi 500 m di grotta che si sono generate (in condizioni ipogeniche) lungo una stratificazione porosa del calcare. Le frecce indicano il senso del flusso ipogenico.

# 02. La scelta delle vie di drenaggio in condizioni *ipogeniche*

**a) Premessa** – La formazione di un sistema carsico ipogenico (*Parte I, capitolo 01, paragrafo c, Figure 08, 09, 10 e 11*) avviene, dal basso verso l'alto, per la spinta delle forze endogene che riescono a vincere l'opposizione sia del peso del liquido contenuto nei condotti sia delle forze d'attrito prodotte dallo

 $k_{po}$  = costante di proporzionalità (tiene conto anche del coefficiente di proporzionalità k)



dove:


scorrimento del flusso all'interno di essi. Solo quando queste forze sono vinte e superate inizia il movimento del flusso e la corrosione del calcare.

Ma occorre anche premettere che un sistema carsico ipogenico "puro", come potrebbe configurarsi da quanto detto nel precedente capoverso, non esiste in quanto l'ipogenesi carsica deve sempre essere abbinata alla presenza di una falda freatica entro la quale e sulla quale il sistema sotterraneo si sviluppa. La superficie piezometrica della falda è un elemento confinante superiore insuperabile per il flusso ipogenico. Di conseguenza un sistema con risalita dal basso di un flusso carsificante deve sempre essere definito "a componente ipogenica", con un settore che si sviluppa in condizioni freatiche nel corpo della falda ed un altro che si forma lungo la superficie piezometrica, anche in condizioni vadose e con apporti epigenici, fino a fuoriuscire dalla "risorgente" (successivo *paragrafo e*, *Figure 117a*, *117b e 117c*) (*Parte X, capitolo 04, paragrafi c e d*, *Figure 253 e 254*) (*Parte X, capitolo 06, paragrafo b*, *Figura 266*).

Un sistema carsico siffatto è dunque possibile suddividerlo in due settori nettamente distinti:

- 1. uno <u>freatico</u>, sotto pressione, con movimento prevalentemente verticale contenuto nel corpo della falda;
- 2. un secondo <u>vadoso-freatico</u> allungato lungo la superficie piezometrica fino a fuoriuscire in superfice.

A questa schematizzazione fanno eccezione soltanto i casi in cui:

- 1. l'agente endogeno sia un gas (Parte X, capitolo 02, paragrafo d, Figura 227);
- 2. nella prima fase della formazione di un sistema ipogenico (*Parte X, capitolo 09, paragrafo c, Figura 288*).

Lo stato del moto è prevalentemente turbolento e la condizione chimica costantemente aggressiva. La forza di gravità non ha nessun ruolo nel definire la struttura del sistema carsico, anzi, come già detto, è il principale ostacolo alla sua formazione.

Infine è bene precisare che possiamo solo formulare ipotesi sulla profondità del luogo d'origine delle pressioni endogene e sulla morfologia dei condotti utilizzati per risalire verso la superficie. Le esplorazioni e i rilievi effettuati in alcuni sistemi carsici ipogenici profondi hanno dato delle utili informazioni, ma assolutamente incomplete visto che, sinora, è stato impossibile raggiungere con l'esplorazione diretta i settori profondi dove il flusso endogeno ha avuto la sua origine. D'altro canto le ricerche geologiche, anche tramite trivellazioni, hanno una precisione molto bassa nella rilevazione delle profondità e delle caratteristiche delle vie di drenaggio dei fenomeni che a noi interessano.

Tenendo presente tutto quanto è stato esposto in questo paragrafo, si ricorda che nei prossimi paragrafi **b**, **c** e **d** ci si riferisce alla parte verticale freatica del sistema a componente ipogenica.

**b)** Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le relazioni di base – Quanto accade nella speleogenesi epigenica si ripete in condizioni ipogeniche: la rete di fratture tettoniche, le stratificazioni e le loro discontinuità originarie (porosità) giocano un ruolo fondamentale nella individuazione delle vie di drenaggio che andranno a costituire l'ossatura di base del sistema carsico ipogenico.

Ne è un'immagine emblematica la Cattedrale nella Grotta di Monte Cucco (Umbria – Italia) (*Figura 111*) carsificata in condizioni ipogeniche e impostata su una faglia "appenninica" Nord-Sud. E' chiara la coincidenza fra la direttrice carsificante e la direzione della faglia. Anche l'andamento verticale della cavità è un'ulteriore dimostrazione che il fattore originario del suo sviluppo è stato guidato dalla dislocazione nello spazio della faglia e l'anastomosi successiva dei condotti freatici (*Parte X, capitolo 09, paragrafi c e d, Figure 293 e 294*).

Nella precedente *Parte V* (*capitolo 07, paragrafi* **b** *e* **c**, *Figure 93 e 94*) sono già state definite le condizioni e le relazioni di base che definiscono l'origine dell'energia necessaria alla carsificazione in condizioni ipogeniche.

Comunque ricordiamo che la relazione di base che definisce la formazione di sistemi carsici ipogenici con flusso in risalita lungo fratture, interstrati e stratificazioni porose è (*Parte V, capitolo 07, paragrafo b, Figura 93*) (*Parte V, capitolo 07, paragrafo c, Relazione 59*):

$$\begin{cases} p_T - p_H = \Delta p \ge 0\\ Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathscr{H}^4}{\mu L} \Delta p \end{cases}$$
73

La *Relazione 73* è la Legge di Poiseuille per la speleogenesi ipogenica che quantifica la portata del flusso in un condotto.

Questa relazione stabilisce che:

- 1. la pressione endogena  $p_T$  deve essere superiore a quella idrostatica  $p_H$  perché si verifichi il moto del liquido nei condotti drenanti;
- 2. tanto è maggiore la portata, tanto è minore il coefficiente  $\beta$  (il suo valore più basso è quello relativo alla sezione trasversale circolare);
- 3. la portata è direttamente proporzionale alla differenza fra la pressione endogena e la pressione idrostatica;
- 4. a parità delle altre condizioni, la portata è direttamente proporzionale alla quarta potenza del raggio medio (un suo piccolo incremento determina una grande variazione di portata);
- 5. la portata è inversamente proporzionale al coefficiente di viscosità (che varia con la temperatura) e alla lunghezza del condotto.

Quanto contenuto nella *Relazione 73* costituisce l'insieme degli elementi che guidano la scelta del flusso carsico lungo la rete di discontinuità della massa rocciosa alla ricerca del percorso che permette la maggiore portata possibile.

Ricordiamo infine le relazioni che definiscono la forza complessiva  $F_a$  che si oppone al flusso:

$$F_a = k_l \cdot Q$$
 per il regime laminare 74

$$F_a = k_t \cdot Q^2$$
 per il regime turbolento

che quantificano l'energia disponibile e l'entità della velocità di carsificazione.

La *Relazione 73* guida l'individuazione della rete di discontinuità della roccia che andrà a costituire l'ossatura di base del sistema carsico, facendo scegliere al flusso, preferenzialmente, la serie di condotti interconnessi dove la portata possibile è più elevata, e con essa la velocità di corrosione del calcare.

#### Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Speleogenesi



75

#### 146

c) Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: faglie, diaclasi, leptoclasi, interstrati e orizzonti porosi – Questi elementi costituiscono l'insieme delle soluzioni di continuità della massa calcarea, lungo il quale s'imposta il sistema carsico. Per comprenderne le caratteristiche e la funzione saranno mostrati e analizzati, in questo paragrafo come nei seguenti, alcuni esempi concernenti sistemi carsici ipogenici reali.



Nella Grotta di Monte Cucco (Umbria – Italia), in una delle sue zone più spiccatamente ipogeniche (*Figura 112*, le frecce indicano il senso del flusso endogeno), è possibile osservare, in diversi luoghi, delle morfologie che legano la carsificazione di due tipiche soluzioni di continuità della roccia calcarea: le faglie e gli orizzonti porosi del Calcare Massiccio (precedente *capitolo 01, paragrafo* **b**) (gli interstrati hanno un comportamento analogo a quello degli orizzonti porosi, con velocità di corrosione del calcare che può essere superiore o inferiore a seconda dei relativi coefficienti di permeabilità legati alla Legge di Darcy).

Nella *Figura 112* è riportato in sezione l'ampio settore di gallerie poste fra il Salone Saracco e il Salone Staffa, integralmente carsificato in condizioni ipogeniche. Si tratta di condotte forzate di vari metri di diametro, tutte impostate su orizzonti porosi. Delle faglie che



intersecano queste stratificazioni hanno creato dei collegamenti verticali fra i vari piani di gallerie inclinate. In alcune di queste intersezioni ci sono delle morfologie che mettono a confronto, "sperimentalmente", le velocità di corrosione del calcare nei due tipi di vie di drenaggio, avendo come agente carsificante lo stesso flusso (quindi stessa pressione, stessa temperatura e stessa capacità aggressiva).

In *Figura 113* viene disegnata la situazione all'origine della carsificazione (presente in diversi punti delle zone marcate con cerchi rossi di *Figura 112*). In tutti questi punti l'evoluzione è stata identica e il risultato finale, uguale nella sostanza, è quello rappresentato in *Figura 114*. E' evidente che la carsificazione ha

Speleogenesi

preferito seguire la via degli orizzonti porosi piuttosto che quella fornita dalla faglia. Eppure in non poche altre zone della Grotta di Monte Cucco, come in molte altre cavità ipogeniche, il flusso ipogenico ha seguito preferenzialmente la via fornita dalle fratture.

La spiegazione di questa evoluzione è contenuta nella *Relazione 73*, dalla quale si evince che il flusso ipogenico ha preferito seguire gli orizzonti porosi, piuttosto che le faglie, in quanto i primi hanno garantito una portata maggiore e quindi una più veloce corrosione del calcare dovuta al fatto che la lunghezza L della "via porosa" era:

- 1. la più breve,
- 2. quella che presentava l'altezza H minore (e quindi un maggior  $\Delta p$ ),
- 3. quella che presentava il "raggio" maggiore,
- 4. quella che era più rettilinea,
- 5. quella che aveva la minor scabrosità,
- 6. quella con il minor numero di ostacoli.



La scelta della via può essere avvenuta per uno solo dei motivi elencati, per tutti i motivi uniti allo scopo, per alcuni di questi in sinergia. E' difficile individuare le motivazioni esatte, anche se ipotizzare il "raggio" come elemento determinante è, in vero, il più vicino alla realtà. Ma non bisogna dimenticare che la via "porosità" era probabilmente la più breve e quella con un dislivello **H** fra ingresso e uscita minore.

Un'altra motivazione della scelta per il drenaggio lungo i livelli porosi dipende anche dal fatto che in questi il rapporto  $S/\tau$  è molto più elevato che in una frattura a pareti compatte, non porose (S = superficie di separazione solido/liquido;  $\tau$  = volume di soluzione a contatto con la superficie S). Questo, in base alla *Relazione 109 (Parte VII, capitolo 04, paragrafo f*) favorisce un forte incremento della velocità di corrosione del calcare, specie se le condizioni del flusso sono lontane dalla saturazione, come appunto accade in un regime ipogenico. E' questa una motivazione "chimica" e non "idraulica".

**d)** Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: i livelli impermeabili superiori e laterali – In regime ipogenico i livelli impermeabili hanno una funzione opposta a quella svolta nella speleogenesi epigenica: essendo il moto dal basso verso l'alto, gli strati impermeabili sono elementi che confinano superiormente la carsificazione (oltre che lateralmente come del resto accade anche in condizioni epigeniche). Nelle *Figure 115a, 115b, 115c, 116a, 116b, 116c e 116d* sono riportati alcuni casi ipotetici, ispirati a sistemi carsici reali, che rappresentano emblematicamente le situazioni di confinamento "all'inverso".

Si ricordi che la speleogenesi ipogenica prima di raggiungere la superficie piezometrica della falda (precedente *paragrafo a*), con qualsiasi portata del flusso, si svolge sempre e unicamente in condizioni freatiche e quindi i condotti carsificati sono quasi esclusivamente delle "condotte forzate" con sezione trasversale circolare o ellittica o altre forme similari "a pressione".

Gli esempi qui di seguito riportati tengono conto soltanto della scelta dei percorsi e dei carichi idraulici *H* dei flussi endogeni, trascurando per ora le falde freatiche a loro associate.

**Nella Figura 115a** è mostrato lo "spaccato" di un rilievo montuoso con rocce sedimentarie calcaree, con faglia centrale. In marrone la stratificazione impermeabile che avvolge il rilievo, in bianco le rocce calcaree stratificate e fratturate. La cavità con siluette nera è una grotta ipogenica; le frecce rosse segnano il percorso e il verso del flusso ipogenico. Com'era corretto prevedere le vie di drenaggio seguono la fratturazione e la stratificazione. Il flusso ipogenico fuoriesce appena al disopra dello strato impermeabile del settore destro, dove la fagliatura ha creato l'unica apertura verso l'esterno.

149



Infatti:

- 1. il flusso endogeno non può fuoriuscire nel settore destro del massiccio calcareo se non nel luogo dove la fagliatura ha interrotto la continuità del mantello impermeabile, mettendo a nudo un settore della rete di fratture delle rocce calcaree;
- 2. sul versante sinistro del massiccio la copertura impermeabile non presenta alcuna "foratura" praticabile;
- 3. le fratturazioni presenti nell'area calcarea libera dallo strato impermeabile e soprastanti il punto di fuoriuscita non possono essere utilizzate per il deflusso perché le vie di drenaggio con maggiori capacità corrosive (e quindi di penetrazione) sono quelle dove il dislivello *H* è minore (*Relazione 73*).



**Nella Figura 115b** la carsificazione endogena ha avuto un'evoluzione: al canale ipogenico di risalita mostrato nelle Figura 115a se ne sono aggiunti altri (è aumentata la spinta endogena e i flussi ipogenici percorrono contemporaneamente altre vie di drenaggio preferenziali). Ma, non essendo cambiata la posizione dell'unico possibile punto di fuoriuscita, la "risorgente" è sempre la stessa, sempre con un dislivello non maggiore di H (che è più elevato del precedente).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

**Una successiva evoluzione** della carsificazione ipogenica del massiccio calcareo è mostrata nella *Figura* 115c. L'erosione superficiale ha determinato una "foratura" del mantello impermeabile nel settore sinistro del massiccio calcareo. Il sistema di deflusso ipogenico viene "catturato" verso una fuoriuscita dove il dislivello H è minore di quello della risorgente precedente.

Questo è dovuto, come ampiamente ribadito in precedenza, alla maggiore velocità di corrosione lungo il percorso che porta alla nuova risorgenza. Ciò significa che le nuove vie di deflusso hanno conquistato una sempre maggiore portata, a scapito di quelle che defluivano verso la fuoriuscita più alta in quota. Da notare che il flusso risale fino al livello *H* anche negli altri canali, ma essendo immobile non produce alcuna ulteriore carsificazione.

Oltre la diminuzione di H (che incrementa il  $\Delta p$  della *Relazione 73*) contribuisce al drenaggio verso la risorgenza più bassa in quota anche all'azione dovuta alla forza di gravità, che spinge in caduta, per un dislivello h, la massa di liquido contenuta nel tratto in discesa del condotto. Qui l'energia potenziale si dissipa in energia interna per vincere la forza di attrito che si oppone al drenaggio, ma è sempre il potenziale chimico ipogenico e il  $\Delta p$  a prevalere come agenti carsificanti.

Pertanto, anche nell'ipogenesi possono sussistere tratti in cui subentra, questa volta a favore, la forza di gravità e valgono le stesse leggi che governano l'epigenico. Nel tratto discendente di dislivello h la relazione da utilizzare per calcolare la portata Q è la consueta equazione derivata dalla Legge di Poiseuille (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23d*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \, \mathcal{H}^4}{\mu} \cdot J$$

76

valida quando, in condizioni epigeniche, la differenza di pressione  $\Delta p$  è data dal peso del liquido contenuto nel condotto di drenaggio fra l'inghiottitoio e la risorgente.

Ricordiamo che la *Relazione 76* non solo guida la scelta del percorso preferenziale per il sistema carsico (elementi discriminanti sono il raggio medio  $\Re$  più grande e pendente piezometrica più vicina la valore di J = 1) ma anche fa si che questo percorso sia attraversato da un flusso con la maggior portata possibile e quindi quello che viene carsificato più velocemente, portando ai condotti più ampi e percorribili (il fattore carsificante Q in quanto proporzionale alla forza d'attrito  $F_a$ ).

Perciò nel tratto discendente prima della risorgente si sommano gli effetti della diminuzione di H (*Relazione* 73) e della cadente piezometrica J (legata al dislivello h). Il primo effetto, ricordiamo, è legato alle pressioni interne ipogeniche che devono vincere la forza di gravità, il secondo, al contrario, è prodotto dalla forza di gravità, misurata da J (*Parte II, capitolo 04, paragrafo* a).

*I confinamenti superiori "anomali"* imposti ai flussi ipogenici dalle coperture impermeabili sono messi in evidenza in tutte e tre le figure precedenti. Il primo è visibile nella *Figura 115a* dove il flusso è costretto a risalire per poter traboccare sopra lo sbarramento impermeabile in corrispondenza della "foratura" creata dalla faglia. Il secondo confinamento si evidenzia nelle *Figure 115b*: il flusso ipogenico in risalita lungo fratture preferenziali, per dimensioni e geometrie, una volta raggiunto lo strato impermeabile preferisce, per quanto è possibile, seguirne la superficie inferiore fino a raggiungere la via di fuoriuscita.

Questo comportamento complementare al confinamento superiore del livello impermeabile è condizionato dall'altra forma della Legge di Poiseuille (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23c*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathcal{H}^4}{\mu L} \cdot \Delta p$$

76 bis

che, a parità delle altre condizioni, definisce la proporzionalità inversa della portata rispetto alla lunghezza *L* del condotto percorso dal flusso. Ciò significa che la via di drenaggio a ridosso della copertura impermeabile è <u>quella</u> più breve per raggiungere la risorgenza e quindi <u>quella</u> che permette la maggior portata del flusso, ed è anche <u>quella</u> che viene allargata più velocemente, rendendola <u>quella</u> con maggiori probabilità di raggiungere dimensioni percorribili.

Viene in aiuto nel definire la scelta del percorso la costatazione che nella parte immediatamente sottostante degli strati impermeabili è presente un orizzonte poroso dove il rapporto  $S/\tau$  ha un valore molto elevato, che permette un ulteriore incremento della velocità di corrosione del calcare (*Parte VII, capitolo 04, paragrafo f, Relazione 109*).

Per comprendere invece il comportamento del flusso ipogenico descritto nella *Figura 115c* ci si deve riferire alla *Relazione 76*: una volta che il flusso ha raggiunto il punto più elevato della sua risalita, il percorso a ridosso della superficie inferiore della strato impermeabile è quello con il maggior valore possibile della cadente piezometrica *J*, e quindi lungo questa via di drenaggio si registra la maggior portata possibile e la maggiore velocità di corrosione del calcare. Anche altre vie permettono il passaggio di porzioni del flusso, ma l'unica che ha maggiori probabilità di raggiungere dimensioni "esplorabili" è quella che ha come "tetto" lo strato impermeabile.

*Nelle Figure 116a, 116b, 116c e 116d* che seguono è riportata una successione di carsificazione che rendono evidenti ulteriori caratteristiche dei condizionamenti imposti dalle stratificazioni impermeabili e dalle loro modificazioni nel tempo e nello spazio. Anche qui gli schemi carsici mostrati sono ispirati a situazioni reali rilevate in grotte di chiara origine ipogenica.



*Iniziamo con la Figura 116a*, dov'è disegnato un massiccio calcareo del tipo descritto in *Figura 115a*, ma con due differenze:

- 1. il flusso ipogenico trova un'apertura nel mantello impermeabile sul settore sinistro, a una quota (dislivello *H*) inferiore a quello proposta con la fagliatura sul lato destro;
- 2. il flusso ipogenico raggiunge, lungo fratturazioni preferenziali, la superficie inferiore della copertura impermeabile e la segue lungo l'interstrato che la separa dalla massa carsificabile fino a raggiungere il punto di fuoriuscita (determinato dal minore dislivello *H*).

E' questa una situazione riscontrata nella morfologia ipogea di non pochi conclamati sistemi carsici ipogenici, come ad esempio la Buca delle Tassare (Monte Nerone – Marche – Italia). Anche in questo caso la scelta del percorso di drenaggio è dettata dalle *Relazioni 76 e 76 bis*, con le stesse motivazioni addotte per lo schema di *Figura 115c*, ma con percorso in risalita anziché in discesa verso la risorgente (verosimilmente è il minor valore della lunghezza *L* a fare la differenza).

**Nella Figura 116b** l'erosione superficiale ha prodotto una seconda "foratura" del mantello impermeabile, a quota inferiore alla precedente.  $H_1 \ e \ H_2$  sono le quote, rispetto al livello d'origine dell'ipogenesi (indeterminabile), con  $H_1 > H_2$ .

Per le motivazioni già dette, contenute nella *Relazione 73*, la foratura più bassa in quota ha catturato il flusso ipogenico e ha reso fossile il tratto superiore del sistema carsico. La sua parte profonda resta inalterata nella strutturazione di base, salvo modifiche nelle dimensioni dei condotti freatici (sempre più ampi in profondità).



Anche nella Figura 116c lo schema evolutivo si conferma: l'erosione superficiale del mantello impermeabile nel settore di sinistra ha creato un'ulteriore foratura, più in basso delle precedenti, costringendo il flusso a praticare la via di fuoriuscita più bassa in quota e a rendere fossili i tratti superiori del sistema carsico:  $H_3$  è il dislivello minore che, a parità delle altre condizioni, crea le migliori condizioni di portata (*Relazione 73*).



Da notare che si è creato un sistema ipogenico con più ingressi, a quote diverse, le cui dimensioni diminuiscono man mano che si raggiungono le quote più elevate [la velocità di corrosione del calcare in condizioni ipogeniche si riduce salendo verso l'esterno (*Relazione 109*)].

E' questo uno dei motivi che rende difficile la localizzazione di cavità ipogeniche, i cui ingressi possono essere facilmente ostruiti senza che vengano lasciati segni di carsificazione. D'altro canto la scoperta d'ingressi di piccole dimensioni di cavità ipogeniche, magari attraverso disostruzioni, può riservare scoperte straordinarie (vedi Lechuguilla Cave – New Mexico – USA).

**Nella Figura 116d** il sistema carsico ipogenico si è evoluto. Ora la foratura del mantello impermeabile avviene sotto il punto dove il flusso in risalita incontra il mantello impermeabile. Qui avviene l'inversione del senso del deflusso che trova più "conveniente" discendere lungo il contatto impermeabile/calcare fino a fuoriuscire dalla nuova apertura. A questa scelta il flusso è condizionato dall'alta porosità dell'interstrato sottostante il mantello impermeabile e, soprattutto, da quanto impone la *Relazione 76 bis* con il rapporto  $\Re^4/L$ .

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree



e) Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le falde freatiche con flusso endogeno originato al loro esterno e la superficie piezometrica come confinante superiore – In regime ipogenico le falde freatiche possono determinare le direttrici dello sviluppo dei sistemi carsici, come accade nei sistemi epigenici (precedente *capitolo 01, paragrafi d, e, f, g*). La diversità sostanziale sta nel fatto che gli elementi

che determinano un eventuale drenaggio del flusso agiscono dal basso verso l'alto con aumenti di i cui effetti pressione si ripercuotono fin sulla superficie piezometrica, statica o dinamica che sia (precedente capitolo 01, paragrafo e, Figura 103). Si ricorda ancora una volta che la carsificazione può avvenire solo nelle vie di drenaggio dove il flusso è in movimento.

Ipotizziamo (Figura 117a) una situazione dove una falda freatica libera d'origine epigenica sia contenuta in un terreno permeabile (sabbia, ghiaia, rocce fratturate e/o porose) sostenuta е da un confinamento inferiore (strato impermeabile, ad esempio) e con la sua superficie libera e a contatto l'atmosfera. con Non avendo possibilità di sbocchi all'esterno la falda è statica, perché ogni sua particella possiede la stessa quantità di energia: ciò che non permette movimenti del liquido all'interno della falda (precedente capitolo 01, paragrafo **d** ed **e**, Figura 103).

Prendendo la particella **A** come rappresentativa di tutte le



Carico totale

particelle della falda freatica epigenica, in base al Principio di Bernouilli, si ha:

$$\zeta + {p_A}/{\gamma} = H = costante$$
 77

dove:

#### $H = carico \ totale \ epigenico \ costante = quota \ piezometrica \ epigenica$

Sottostante alla falda freatica epigenica, separata da uno strato impermeabile, ipotizziamo che vi sia una seconda falda freatica, ma questa volta chiusa fra due confinamenti (una situazione analoga ad una falda freatica artesiana) e sotto pressione a causa di fenomeni interni, per esempio vulcanismo. Anche in questo caso tutte le particelle liquide della falda hanno la stessa energia e sono quindi immobili.

Ma, ponendo che la pressione all'interno della falda ipogenica chiusa sia superiore a quella presente nella falda epigenica e, prendendo come riferimento la particella **B** della falda ipogenica, si ha:

Superficie piezometrica e freatica

$$\zeta + \frac{p_B}{\gamma} = H^* = costante$$
78

dove:

 $H^* = carico totale ipogenico costante = quota piezometrica ipogenico$ 

Η

con:

$$p_B > p_A \qquad H^* >$$

Ciò significa, sempre in riferimento alla Figura 117a, che la superficie piezometrica ipogenica e il carico totale ipogenico sono ad un livello alto di **h** rispetto più ai corrispettivi epigenici. In altre parole questo significa che, se tutte le particelle liquide della falda ipogenica fossero libere di muoversi (per esempio eliminando il livello impermeabile superiore), raggiungerebbero queste la superficie piezometrica ipogenica (pozzi artesiani).

Se si crea un collegamento fra la falda freatica ipogenica e falda freatica epigenica con una foratura *F* nello strato impermeabile (*Figura 117b*) la situazione cambia in modo radicale:

- dei filetti fluidi attraversano il foro e passano dalla falda ipogenica a quella epigenica, facendo salire di un dislivello *h* la sua superficie piezometrica fino a coincidere con la superficie piezometrica ipogenica;
- 2. una volta stabilizzata la



situazione, all'interno delle due falde non vi sono più moti (convettivi) perché tutte le particelle delle due falde hanno la stessa quota piezometrica e, quindi, la stessa quantità di energia.

#### Parte VI

Le due falde hanno anche temperature diverse con  $T_{ipo} > T_{epi}$  (che la temperatura di una falda ipogenica sia superiore a quella di una falda epigenica è una costatazione che per ora, sulla base di riscontri sul terreno, non ha ammette eccezioni, visto che la carsificazione ipogenica è originata da vulcanismo e fenomeni termali). Questo fatto introduce un nuovo elemento fra quelli che producono il movimento nel flusso carsico: ai moti convettivi derivanti dalla differenza di pressione si aggiunge l'effetto della conduzione termica che porta le particelle liquide dai luoghi "caldi" a quelli "freddi" (Terzo Principio della Termodinamica).

Anche se esistesse la sola falda epigenica, occorre tener presente che dei moti nel liquido sarebbero comunque presenti ad opera del gradiente geotermico esistente nella crosta terrestre.

*Fino a questo punto*, nel caso che il terreno contenente la falda sia una roccia calcarea frattura o porosa, la carsificazione è di scarsa entità, perché:

- 1. i moti sono dispersi nel terreno che contiene la falda,
- 2. le velocità di deflusso sono molto basse se non inesistenti,
- 3. il fenomeno si manifesta per un tempo limitato.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

**Quando invece, a seguito dell'apertura laterale** R, si raggiunge la situazione riportata nella *Figura 117c* la falda freatica da statica diventa dinamica: sotto la spinta del carico idraulico h si determina uno scorrimento idrico lungo la superficie piezometrica  $\overline{CR}$  fino a raggiungere la risorgente R. Ora è in atto un ben altro livello di corrosione con un flusso ipogenico - carico di calore, d'aggressività chimica e d'energia cinetica - che defluisce con una portata Q (costante) (*Parte II, capitolo 06, paragrafo* **b**, *Relazione 23d*) pari a:

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathscr{H}^4}{\mu} \cdot J$$
79

e una velocità di flusso (costante) (Parte II, capitolo 06, paragrafo d, Relazione 25c):

$$V_m = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{\Re^2}{\mu} \cdot J \tag{80}$$

La situazione è propria di un liquido reale (il Principio di Bernoulli, come del resto anche la Legge di Poiseuille, sono applicabili, con opportune modifiche, anche a fluidi non ideali).

Ed è per questo che la linea di carico totale è inclinata verso la risorgente: la presenza di attriti fa si che l'energia potenziale, conferita dal carico idraulico h, si dissipi in energia interna  $\Delta E_i$  (quantitativamente rappresentata dalla superficie rossa in alto a destra della *Figura 117c*). Il Primo Principio della Termodinamica è rispettato; come pure il Secondo e il Terzo.

La corrosione agisce in condizioni di aggressività permanente, tanto in condizioni freatiche che vadose; la carsificazione procede velocemente, anche per l'apporto di acidificanti molto forti legati al vulcanismo, generando vasti ambienti sotterranei. Può aiutare in modo deciso la carsificazione delle vie di drenaggio l'eventuale apporto di acque meteoriche, che contribuiscono all'evacuazione del calcare solubilizzato (precedente *capitolo 01, paragrafo f, Figure 104 e 105*) e alla sua dissoluzione tramite l'anidride carbonica presente in superficie.

**Anche nel corpo della falda** il flusso endogeno, in condizioni freatiche, sempre aggressivo, corrode le pareti di calcare dei condotti che utilizza per raggiungere la soprastante superficie piezometrica. Se questi sono ben individuati e in numero limitato l'azione carsogena porta alla formazione di vie di drenaggio ad andamento pressoché verticali, impostate su faglie di grande estensioni, sia in lunghezza che in profondità. Un esempio è la Grotta di Monte Cucco rappresentata nella *Figura 288 (Parte X, capitolo 09, paragrafo c)*.

Se invece la fratturazione propone diverse vie di drenaggio, più o meno equivalenti, la carsificazione nel corpo della falda porta alla creazione di più condotti con aperture di dimensioni ridotte: il potere carsificante legato al potenziale chimico degli acidificanti in risalita si distribuisce su più azioni parallele e non ha quindi la stessa efficacia del caso precedente. Un esempio di questa situazione dispersiva è la Grotta di Cittareale (Rieti – Lazio – Italia) (*Parte X, capitolo 10, paragrafo b, Figure 297, 298, 299 e 300*).

Ecco dunque la giustificazione delle capacità confinanti delle falde freatiche nel caso che siano permeate da un flusso ipogenico, che può svolgere la sua azione corrosiva anche dopo aver raggiunto la superficie piezometrica, ma defluendo lungo la direttrice  $\overline{CR}$ . Questo è il motivo per cui molti sistemi carsici, definiti impropriamente ipogenici, si sviluppano lungo un percorso inclinato che discende la superficie piezometrica per raggiungere il punto di fuoriuscita R. Ne è un esempio il Ramo Solfureo del Sistema Fiume/Vento di Frasassi (Genga - Marche – Italia) (*Parte X, capitolo 04*).

*Nel caso di rocce calcaree con fratture di grandi dimensioni,* con faglie verticali che intersecano la falda freatica ipogenica, agli effetti carsificanti sopradetti se ne aggiunge un altro, anch'esso di grande efficacia speleogenetica. Infatti se una faglia di grandi dimensioni attraversa una falda freatica gli effetti carsogeni dei flussi (tanto ipogenici che epigenici) non si "diluiscono" sull'intera superficie piezometrica, ma si concentrano sulla linea d'intersezione fra questa e la faglia. Ciò vale anche per quanto accade nel corpo della falda.

Le grandi fratture possono attraversare per chilometri i rilievi calcarei e indirizzare la strutturazione dei grandi sistemi carsici. La Grotta della Beata Vergine di Frasassi (Genga - Marche - Italia) rappresenta bene questa situazione (precedente *capitolo 01, paragrafo b*, *Figura 97*).

#### Parte VI

elevata la portata. La nota relazione di base (Parte V, capitolo 07, paragrafo c, Relazione 59):

Infine una considerazione sul carico idraulico h che è stato determinato dalla foratura dello strato impermeabile come rappresentato nelle *Figure 117b e 117c*. Il valore di questo parametro è una conseguenza della pressione endogena presente sotto lo strato impermeabile prima della foratura. E' del tutto evidente che maggiore è questa pressione ipogenica maggiore è il carico idraulico (e la cadente piezometrica) e più

$$\begin{cases} p_T - p_H = \Delta p > 0 \\ Q = \frac{1}{\alpha} \frac{4\pi \mathcal{H}^4}{\mu L} \Delta p \end{cases}$$

81

definisce questa situazione.

La portata del flusso idrico ipogenico è dunque una misura di quanto le pressioni interne superano la pressione generata dal carico idraulico della falda.

**f)** Gli elementi che determinano la scelta delle vie di drenaggio: le falde freatiche con flusso endogeno originato al loro interno – Nel caso che stiamo per descrivere, comune a molti sistemi carsici ipogenici e nella sostanza simile a quello rappresentato nelle *Figure 117b e 117c*, una falda freatica si forma per l'afflusso di acque meteoriche penetrate nelle rocce sedimentarie, entrando all'interno di formazioni come le Anidriti di Burano (stratificazioni gessose del Trias) (*Figura 118; Complesso Grotta Grande del Vento –* 



*Grotta del Fiume*). Questo contatto provoca una serie di reazioni chimiche, anche esotermiche (le acque termali hanno sempre una temperatura superiore alla norma), che portano alla produzione di acidificanti sotto forma di gas ( $CO_2$  e  $H_2S$ ) (*Parte X, capitolo 04, paragrafo b, Relazioni 184 e 185*). Queste specie con elevato potenziale chimico risalgono fin sulla superfice piezometrica per diffusione, spinti dai moti convettivi creati dal gradiente geotermico e sotto forma di bolle generatesi perché la pressione parziale endogena degli acidificanti è talmente elevata da non permettere una loro completa diluizione in acqua.

L'idratazione delle Anidridi provoca anche la loro dilatazione e quindi una pressione che spinge le acque profonde della falda a risalire verso la superficie piezometrica, innalzandone il carico idraulico (*Figura 117c*) e producendo un deflusso verso la risorgente con portata definita dalla *Relazione 81*. Nel caso del sistema sotterraneo di Frasassi la risorgente è la Grotta Solfurea, sull'alveo del Fiume Sentino (*Parte X, capitolo 04, paragrafo c, Figura 253*)

In tal modo, nel complesso, si è venuto a creare un sistema carsico a componente ipogenica che conduce le acque delle precipitazioni meteorologiche a costituire un flusso carsogeno risalente dalle stratificazioni del Trias fin sulla superficie piezometrica e da qui, lungo di essa, fino a fuoriuscire nella risorgenza (il ciclo si completa in 25 anni). Il flusso è sempre aggressivo e corrode il calcare in condizioni freatiche nel corpo della falda e in condizioni freatiche-vadose lungo la superficie piezometrica.

Nel corpo della falda si formano condotti con morfologia a pressione ("condotte forzate"), mentre lungo la superfice piezometrica si possono alternare condotti freatici a canali vadosi (dipende, come vedremo in seguito, dalla fratturazione della roccia calcarea e dalla presenza o meno di faglie che intersecano la falda).

Senza i moti convettivi creati dalla dilatazione delle Anidridi, nonostante la presenza in abbondanza di agenti acidificanti endogeni, la carsificazione non potrebbe avvenire: <u>non sarebbe infatti possibile evacuare il calcare solubilizzato</u>.

**Osservazione di grande rilievo**: la portata del torrente del Ramo Solfureo di Frasassi riceve un contributo consistente dalle acque meteoriche che percolano fin sulla falda (*Parte X, capitolo 04, paragrafo c, Figura 253*); questo flusso idrico esogeno contribuisce alla carsificazione del tratto sub-orizzontale del sistema con il suo apporto corrosivo legato all'anidride carbonica atmosferica, all'incremento della portata (e quindi della produzione d'energia interna  $\Delta E_i$ ) e all'evacuazione del calcare solubilizzato.

Dunque il sistema sotterraneo Fiume/Vento di Frasassi, in particolare il suo Ramo del Torrente Solfureo, è un esempio rappresentativo di quanto contenuto schematicamente nelle *Figure 117b e 117c* e del ruolo confinante delle falde freatiche con la loro superficie piezometrica. Un esempio che non deve essere ritenuto un'eccezione ma la regola: la superficie piezometrica che confina superiormente il flusso ipogenico svolge anche il ruolo di confinante inferiore per i flussi d'origine meteorica (assenti soltanto in casi eccezionali).

Questa situazione ibrida è una caratteristica di tutti i sistemi cosiddetti ipogenici che per tale motivo è più opportuno definirli "ipogenici con apporto epigenico" o più semplicemente "epi-ipogenici" (*Parte X*). Soltanto nella prima fase della genesi di alcuni sistemi carsici un flusso endogeno può ritenersi ipogenico "puro" e non essere abbinato ad alcuna falda freatica (*Parte X, capitolo 09, paragrafo c, Figura 288*).

A questo punto è indispensabile indurre a osservare - altrimenti le considerazioni contenute nei due capoversi soprastanti potrebbero sembrare in netto contrasto - che nella rappresentazione schematica dei fenomeni carsici ipogenici contenuta nelle *Figure 115a, 115b, 115c, 116a, 116b, 116c, 116d* sono state omesse le relative falde freatiche soltanto per meglio mettere in evidenza le relazioni fra carico idrostatico, pressioni interne e funzione confinante delle stratificazioni impermeabili. L'inserimento delle falde freatiche non comporterebbe la modifica delle analisi e delle conclusioni tratte sull'effetto confinante dei mantelli impermeabili posti superiormente.

## 03. La scelta delle vie di drenaggio: la ricerca del percorso nelle rocce calcaree fratturate in assenza di elementi confinanti

a) Premessa – In assenza degli elementi confinanti descritti nella Parte VI:

- 1. strati impermeabili confinanti inferiori (precedente capitolo 01, paragrafo c);
- 2. orizzonti porosi (precedente *capitolo 01, paragrafo h*);
- 3. mantelli impermeabili confinanti superiori e laterali (precedente capitolo 02, paragrafo d).

tanto in condizioni epigeniche quanto ipogeniche, tanto in regime vadoso quanto freatico, la scelta della via da seguire per il flusso carsogeno dipende unicamente da fattori legati all'interazione fra chimica della corrosione del calcare e idraulica (*Parte VIII e IX*).

Le superfici piezometriche indicate nel capitolo precedente si riferiscono a falde contenute in terreni permeabili a granulometria fine. Ma quando la superficie piezometrica si sviluppa all'interno di una roccia calcarea fratturata la sua linearità viene compromessa e la situazione reale è quella mostrata nella *Figura 118 bis* (in sezione) dove i percorsi possibili per il flusso carsico non coincidono con la superficie ideale, che è in gran parte teorica (quando attraversa la roccia compatta che non potrà mai essere perforata da un flusso carsogeno).



Le superfici piezometriche per il loro sviluppo spaziale reale devono sempre fare i conti con le caratteristiche della fratturazione della massa calcarea. E a tal proposito si può anticipare lo sviluppo delle situazioni con il principio: tanto maggiori saranno le dimensioni delle "maglie" della fratturazione tanto più la superficie piezometrica si discosterà dal coincidere con una superficie piana; tanto più ridotte saranno le dimensioni delle maglie tanto più la superficie piezometrica assumerà la configurazione di un piano (al limite, con maglie di dimensioni uguale a zero la superficie piezometrica risulterebbe un piano ininterrotto).

Tanto più minuta è la fratturazione della massa calcarea e tanto più il comportamento della falda è prevedibile, misurabile e vicino ai dettati delle leggi dell'idraulica valide per i terreni sabbiosi, ghiaiosi e porose.

Se invece le maglie della rete di fratture sono di grandi dimensioni (o molto grandi come si vedrà per il caso della Fontaine di Vaucluse) le leggi dell'idraulica sono sempre applicabili, ma i valori dei parametri da immettervi risultano di difficile valutazione, sia per la difficoltà di penetrare nella zona freatica dei sistemi carsici (e quindi mettere in atto la "sperimentazione" che può dare l'osservazione speleomorfologica), sia perché la casualità gioca un ruolo importante nella creazione della rete di fratture potenzialmente drenanti, tanto che alcuni settori della massa rocciosa possono non essere intercomunicanti ed essere esclusi dal drenaggio.

Quanto è esposto qui di seguito si sviluppa partendo dell'ipotesi, molto verosimile, di flussi che attraversano la massa calcarea fratturata con velocità tanto ridotte da non produrre perdite di carico dovute agli attriti. Perdite di carico che creerebbero nella superficie piezometrica delle concavità localizzate. Per meglio comprendere quanto detto si faccia riferimento alla *Parte VIII, capitolo 03, paragrafo i, Figura 149 ter*.

**b)** La carsificazione lungo la superficie piezometrica: rete di fratture a maglie piccole e scelta del percorso di drenaggio – Nella parte superiore di *Figura 119* è disegnato lo spaccato di un massiccio calcareo con fessurazione minuta dove la situazione idrogeologica ha portato a costituire una falda freatica. Sulla sua superficie piezometrica è confinato un deflusso (J > 0) (precedente *capitolo 02, paragrafo e, Figura 117c*) sopra il quale non possono salire le particelle del fluido ipogenico, sotto il quale non può esserci movimento del fluido epigenico (nessuna carsificazione sopra e sotto la superficie freatica).

Nella parte bassa della stessa figura c'è l'ingrandimento relativo a una porzione dello spaccato (tratteggiata la superficie piezometrica) che evidenzia nei particolari quanto accade nel drenaggio: nonostante l'intensa fratturazione lo scorrimento del fluido è comunque condizionato dalla rete di soluzioni di continuità della roccia e segue un percorso con molte variazioni di quota, con tratti freatici (sifoni) ed altri a pelo libero.

Rispettando i criteri confinanti dettati dal Principio di Bernouilli, nell'ipotesi, molto verosimile, che lo sviluppo del drenaggio avvenga in condizioni quasi prevalentemente freatiche, la scelta iniziale del flusso fra le vie di drenaggio possibili dipende esclusivamente dai criteri imposti dalla consueta relazione derivata dalla Legge di Poiseuille (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23c*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathscr{R}^4}{\mu L} \cdot \Delta p$$

82



Infatti la Legge di Poiseuille dice che, a parità di differenza di pressione  $\Delta p$  (in questo caso definita dal dislivello fra ingresso e uscita), la maggior portata si ottiene percorrendo il tragitto L più corto (portata inversamente proporzionale ad L) e con la maggiore apertura dei condotti (portata direttamente proporzionale alla quarta potenza del raggio medio  $\Re$ ). E' evidente dunque che il raggio medio, incidendo con la quarta potenza, ha un'influenza nettamente superiore rispetto alla lunghezza L del percorso e, statisticamente, la via preferenziale prescelta è quindi quella che presenta la maggiore apertura delle fratture della roccia.

Ma non è detto che questo accada sempre: se una possibile via di drenaggio presenta grandi aperture ma è sufficientemente lunga, può verificarsi che il flusso non vi si incanali, scegliendo invece una via di carsificazione con passaggi più stretti ma con un percorso più breve. Quindi il parametro che determina la scelta del percorso non è tanto  $\Re$  o L separatamente, ma piuttosto il rapporto  $\Re^4/L$  nel suo insieme. Sul valore di questo rapporto gioca un ruolo fondamentale l'incertezza che determina la fratturazione delle rocce e che rende poco prevedibile la sua influenza sulla scelta dei percorsi carsificati.

Ma per giustificare la carsificazione occorre tenere presente che una maggiore portata significa una conseguente maggiore velocità di ampliamento. E quindi i canali prescelti sulla base della *Relazione 82* saranno quelli che andranno a costituire l'ossatura principale del sistema carsico, sempre comunque in rispetto del potere confinante della superficie piezometrica.

Tuttavia per completare il quadro della scelta delle vie di drenaggio in presenza dell'effetto confinante di una falda freatica occorre integrare la trattazione con un ulteriore considerazione, di grande rilievo. Quando un flusso avanza verso la risorgente, avendo la possibilità di scegliere fra più vie, suddivide la sua portata fra le canalizzazioni possibili in base alla *Relazione 82*: dove è più vantaggioso il rapporto  $\mathcal{H}^4/L$  la portata sarà maggiore, dove questo rapporto è svantaggioso la portata sarà minore.

Ma il drenaggio sarà comunque presente in ogni canalizzazione, dove la forza degli attriti  $F_a$  che si oppongono al flusso è data dalle relazioni (*Parte II, capitolo 02, paragrafi d e I, Relazioni 06 e 16*):

$$F_a = k_l \cdot Q$$
 per il regime laminare 83  
 $F_a = k_t \cdot Q^2$  per il regime turbolento 84

dalle quali segue (Parte II, capitolo 02, paragrafo d e m, Relazioni 08 e 17):

$$\Delta E_i = k_l^* \cdot Q \qquad \text{per il regime laminare} \qquad 85$$
  
$$\Delta E_i = k_t^* \cdot Q^2 \qquad \text{per il regime turbolento} \qquad 86$$

Pertanto le canalizzazioni interessate dal deflusso si ampliano in funzione della portata: dove questa è maggiore più veloce sarà l'ampliamento; dove la portata è minore più lento sarà l'allargamento delle fessure originarie. E può accadere, come spesso conferma l'analisi speleo morfologica, che le condotte di maggiori dimensioni, ampliandosi, catturino quelle minori. Oppure tanto le maggiori quanto le minori si possono sviluppare contestualmente fino a formare una rete di drenaggio complessa.

Ma può anche accadere che il flusso diminuisca la portata, facendo restare idrologicamente attive solo le vie di dimensioni minori e "fossilizzando" le più grandi, e sono frequenti i casi in cui è possibile osservare in grotta simili situazioni (catture, retroversioni; *Parte IX, capitolo 02*).

In somma, la situazione è variegata e le possibili evoluzioni sono molte, rispettose tutte delle leggi dell'idraulica. Ma data l'impossibilità di misurazione delle caratteristiche delle vie di drenaggio la previsione può essere solo approssimata.

c) La carsificazione lungo la superficie piezometrica: la scelta della via di drenaggio negli orizzonti porosi – Anche se per certi aspetti è una forzatura, possiamo ritenere un flusso che scorre all'interno di uno strato poroso come una falda freatica confinata superiormente e inferiormente, la cui superficie piezometrica coincide con la faccia inferiore dello strato impermeabile superiore. La dislocazione nello spazio dell'orizzonte poroso può essere qualsiasi, anche se in questa esposizione la ipotizziamo orizzontale, la più facile da interpretare intuitivamente (*Parte VI, capitolo 01, paragrafo h*) (*Parte VI, capitolo 02, paragrafi a, b e c*).

In questa situazione, data l'omogeneità della "fratturazione" dovuta alla porosità e l'estensione su un piano della stratificazione stessa, il flusso idrico, guidato dalla *Relazione 82*, abbia potuto scegliere diverse vie di deflusso pressoché equivalenti con velocità di corrosione molto simili, il cui sviluppo porta a vie di drenaggio multiple, su direttrici parallele che portano il flusso dal punto d'immissione al punto d'uscita.

In tal modo si creano situazioni speleogenetiche simili a quelle riscontrate in sistemi di rilevante sviluppo (Grotta di Monte Cucco, Pozzi della Piana, Dent de Crolles, Holloch, per esempio), dove si sono formate estese zone labirintiche costituite da una rete di condotte forzate poste su uno stesso piano. In alcuni sistemi carsici (per esempio la Grotta di Monte Cucco) la presenza di più livelli porosi sovrapposti ha generato, sempre in condizioni freatiche, labirinti a maglie interconnesse su più piani.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

In *Figura 120* e *121* sono riportati, rispettivamente, la topografia (sezione longitudinale) di un settore della Grotta di Monte Cucco, dove il fenomeno prima descritto è molto significativo, e la fotografia di queste condotte forzate (zona marcata da un cerchio rosso).

Una considerazione di confronto: i settori dei sistemi carsici creatisi lungo le superfici freatiche sono in genere interessati da deflussi molto lenti, sia per i molti impedimenti presenti nei condotti, sia per i bassi valori della cadente piezometrica J e la dispersione su più vie.

Ne segue che in quei luoghi profondi e remoti la velocità di corrosione del calcare è molto più lenta che altrove e gli ambienti risultano poi angusti e di difficile percorrenza, soprattutto in condizioni epigeniche.



d) La carsificazione lungo la superficie piezometrica: la scelta della via di drenaggio in una rete di fratture a maglie grandi – L'effetto confinante superiore (superficie piezometrica) e inferiore (assenza di moti convettivi nel corpo della falda) è attivo anche quando la fratturazione della roccia è a maglie grosse, come appunto viene mostrato nella *Figura 122*. Anche in questo caso il discrimine è il valore del rapporto  $\Re^4/L$  della *Relazione 82* e le conclusioni tratte sulla base delle *Relazioni 82, 83, 84, 85 e 86*.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte VI

Ma la compattezza del calcare non fratturato (molto probabile quando le maglie hanno grandi dimensioni) fa si che non esistano all'interno della falda vie alternative a quelle proposte dalle principali fratture (linee azzurre marcate a tratto grosso). Se questi percorsi alternativi ci sono (linee nere sottili) non sono in grado, data la loro ristrettezza, di drenare una portata di flusso di una certa consistenza, nonostante che il percorso proposto da questi itinerari alternativi abbia una lunghezza L minore.

Ne deriva che il flusso segue un percorso tortuoso, con nette variazioni di quota e in condizioni quasi totalmente freatiche (frecce blu). Data la lunghezza del percorso e le variazioni delle geometrie dei condotti drenanti, la portata è minima e la corrosione del calcare lenta. Le zone freatiche dei sistemi carsici contenuti in masse rocciose con fratturazione a maglia grossa sono in genere luoghi poco accessibili sia per la ristrettezza dei passaggi sia per la frequenza delle zone sifonanti.

Dovrà passare molto tempo per poter carsificare adeguatamente vie più adagiate sulla superficie piezometrica (frecce rosse), dove il flusso può correre lungo un itinerario più corto.

**Questa evoluzione alla ricerca di percorsi che comportino il minor dispendio d'energia** (per intenderci, dal tracciato a frecce blu al tracciato a frecce rosse) è resa possibile dal fatto che in realtà tutte le vie di possibile drenaggio, grandi e piccole, fanno defluire una parte del flusso totale disponibile: quelle con rapporto  $\Re^4/L$  favorevole avranno una portata più elevata, ma anche le più sfavorite saranno interessate da un sia pur minimo deflusso. Anche quest'ultime subiranno dunque la corrosione del calcare, in un processo lento data l'entità minima della portata, ma che prima o poi renderà obsoleti i percorsi più lunghi prima praticati, che non verranno più carsificati perché vi cesserà, quasi del tutto, il passaggio del flusso idrico.

Ancora una volta si conferma che in natura vale sempre il principio per cui ogni fenomeno persegue trasformazione che lo portano ai contenuti energetici più bassi possibili.

e) La Fontaine de Vaucluse: un esempio di estrema incertezza nella formazione delle vie di drenaggio in rocce calcaree fratturate a maglie molto grandi – Nella *Figura 123* è riportata la sezione della risorgente di Vaucluse (Provence – Francia). La cavità si apre a 90 m slm e quindi la sua parte più profonda è a circa 210 m sotto il livello del mare.

Dalla parte più profonda risale il flusso che, a regime, ha una portata oscillante fra i **4** e **21**  $m^3/s$ .

A monte della risorgenza ci sono le montagne calcaree della Provence che culminano sul Mont Ventoux (1912 m slm). All'interno della massa calcarea dove è contenuta la falda freatica con superficie piezometrica che ha il suo punto più basso coincidente con la Risorgente - non vi sono elementi confinanti, se non la fratturazione delle rocce e la superficie piezometrica.

Pertanto si deve concludere che non esiste alcuna soluzione di continuità della roccia, con aperture



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

sufficientemente grandi, che possa permettere un deflusso lungo percorsi più ravvicinati alla superficie piezometrica (come accade invece nel sistemi carsici rappresentati nelle *Figure 119 e 122*).

I percorsi possibili, sono quelli che si sviluppano anche a centinaia di metri sotto la superficie piezometrica, con maglie della rete di fratture d'identiche dimensioni.

Non è dato sapere se esista anche un sia pur minimo deflusso che segue un tragitto più aderente alla superficie piezometrica.

La risalita del flusso idrico è determinata dalla presenza di una faglia nel massiccio calcareo che lo mette a contatto con dei terreni impermeabili, facendo da sbarramento sopra il guale avviene il trabocco (*Figura 124*).



La Fontaine è l'emergenza in superficie di una falda freatica dinamica che porta l'acqua delle precipitazioni alla Risorgente (è un sistema epigenico e non v'è alcun indizio che il flusso risalga spinto da pressioni ipogeniche). Il suo bacino d'alimentazione è dislocato a quote superiori ai 90 m slm e produce una ricarica della falda capace di vincere le resistenze viscose lungo il percorso sotterraneo e la pressione idrostatica di circa 44 atm. Il bacino idrografico che alimenta con le precipitazioni meteoriche la Fontaine de Vaucluse si estende per circa 100 km<sup>2</sup> di superficie, anche con la presenza d'importanti sistemi carsici (Aven Jean Nouveau) che facilitano il drenaggio verso il basso

**f)** La Fontaine de Vaucluse: il confinamento superiore imposto dalla superficie piezometrica – Nella *Figura* 124 è messo in evidenza che il livello dell'acqua nella risorgente coincide con la superficie piezometrica della falda freatica (e questo vale anche in periodi di piena quando il livello dell'acqua si innalza e fuoriesce dalla bocca di "troppo pieno") (*Figura 123*). E non potrebbe essere diversamente sulla base dei principi e delle leggi dell'idraulica.

La superficie piezometrica s'innalza di quota man mano che penetra nella massa calcarea. In termini più espliciti significa che la quota piezometrica alla risorgente è minore di qualsiasi altra quota piezometrica misurata all'interno della roccia carsificabile (precedente *capitolo 01, paragrafo d, Figura 102*):

$$\zeta + \frac{p_x}{\gamma} > \zeta + \frac{p_s}{\gamma}$$

con:  $p_s/\gamma = altezza \ piezometrica \ alla \ risorgente$  $p_x/\gamma = altezza \ piezometrica \ in \ qualsiasi \ altro \ punto \ della \ falda$  87

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte VI

Con ciò si crea un deflusso verso la risorgente (da punti a maggior energia a punti a minor energia), proveniente da ogni punto della superficie piezometrica, e in particolar modo lungo le direttrici stabilite dall'intersezione fra essa ed eventuali faglie o fratture.

In questa situazione di drenaggio lungo una rete di fratture a maglie molto grandi (dell'ordine di centinaia di metri) - dove potrebbe apparire verosimile che l'incertezza condizioni ogni fenomeno e non sia possibile definire nulla a priori - alcuni principi di confinamento sono comunque sempre validi e ineludibili.

Uno di questi, oramai ripetutamente indicato, sta nell'impossibilità che l'acqua della falda superi la sua superficie piezometrica ("luogo di punti che le particelle di liquido non possono superare con la pressione idrostatica che possiedono") (punti A, B, C e D ad esempio). Le particelle d'acqua della falda non possono salire oltre, a meno che non salga la linea del carico totale (ad esempio per un maggior apporto idrico a seguito di precipitazioni meteoriche).

Un secondo principio di confinamento, questa volta inferiore, più volte indicato, è l'impossibilità di avere il fluido in movimento (e quindi la carsificazione) all'interno della falda sotto la superficie piezometrica.

*Ma quest' ultimo principio nelle masse calcaree con fratturazione a maglie molto grandi* vale soltanto in teoria, perché nella pratica i flussi carsici in movimento in condizioni freatiche, sono costretti a percorrere le uniche vie praticabili che si trovano verosimilmente anche molto al di sotto della superficie piezometrica.

E' sempre necessario far riferimento alle *Relazioni 82, 83, 84, 85 e 86* per giustificare la scelta della via di carsificazione e il successivo ampliamenti differenziato, avendo come elementi discriminanti la lunghezza L e l'ampiezza  $\Re$  per la prima finalità e la portata Q per la seconda.

E' anche ipotizzabile che nelle passate vicende della formazione di questo sistema carsico ci siano state delle fasi in cui il punto di risorgenza era posto a una quota nettamente inferiore all'attuale, tale da permettere la formazione di un complesso sotterraneo epigenico classico (*Parte I, capitolo 01, paragrafo a, Figura 01*), senza alcun dislivello significativo da risalire in pressione.

Punto di risorgenza che in seguito non è stato più praticabile, per esempio, a causa di un fenomeno di tettonica distensiva che ha portato la massa calcarea che contiene il sistema carsico ad abbassarsi rispetto ai terreni impermeabili circostanti, in uno schema orogenetico anomalo simile a quello che ha interessato la Grotta di Cittareale (*Parte X, capitolo 10, Figure 297, 298, 299 e 300*).

g) La Fontaine de Vaucluse: i fattori che determinano la scelta della via di carsificazione in una rete di fratture a maglie grandi – Nell'incertezza posta da quanto contenuto nei capoversi soprastanti, ogni esercizio interpretativo della speleogenesi che ha portato il sistema sotterraneo di Vaucluse allo stato attuale non avrebbe basi solide.

Tuttavia possiamo ragionevolmente ipotizzare i futuri sviluppi dello schema delle vie di drenaggio. Riferendoci alla *Figura 124*, nel caso in cui l'attuale via di deflusso principale sia la numero 1, mentre la numero 2 permette solo una portata ridotta, c'è da aspettarsi che quest'ultima via prosegua il suo ampliamento fino a quando, essendo il tragitto *L* il più corto verso la risorgenza (*Relazione 82*), catturerà l'intera corrente carsica.

Proseguendo ancora l'evoluzione è verosimile aspettarci, per gli stessi motivi indicati nel capoverso soprastante, che il percorso numero 3 (A-B-C-D), adiacente alla superficie piezometrica, sia la via di drenaggio finale.

Tutto questo inquadrato, come al solito, nell'influenza del rapporto  $\mathscr{R}^4/L$  sulla portata Q: all'inizio della carsificazione prevale l'influenza dell'apertura dei condotti (raggio medio); in seguito, una volta allargati sufficientemente le vie di drenaggio, è la lunghezza del percorso ha determinare la scelta della via da seguire.

h) Pozu Cabeza Muxa (Picos de Europa – Asturias – Spagna): confronto fra fattori che determinano la scelta della via di carsificazione in una roccia fratturata – Questa cavità contiene tutti i principali elementi confinanti che determinano la scelta del percorso da parte del flusso carsico (*Figura 125*):

A. nel settore A agisce una rete interconnessa di discontinuità della roccia (serie di faglie, diaclasi e leptoclasi verticali e parallele, intersecantesi con angoli di circa 90° (precedente *capitolo 01, paragrafi b e c, Figure 95, 96, 97 e 98*) senza confinamenti se non quelli imposti dalle stesse fratture dove può



riversarsi il flusso idrico proveniente dalle precipitazioni meteoriche; casi come questo sono stati già esaminati, parzialmente (precedente *capitolo 01, paragrafo c, Figure 99, 100 e 101*), dove nel settore soprastante il livello impermeabile le vie di drenaggio percorse dal flusso carsificante hanno, quasi esclusivamente, un andamento verticale che gli permette di raggiungere prima possibile lo strato impermeabile sottostante;

- B. nel settore B siamo nella situazione di confinamento inferiore determinata dalla presenza nelle stratificazioni rocciose di un livello impermeabile (caso questo sufficientemente definito nei capitoli precedenti di questa Parte VI);
- C. nel tratto C del sistema carsico, fra il punto P<sub>1</sub> e il punto P<sub>2</sub> la via prescelta dal flusso idrico ha una morfologia specifica, originata da una situazione della fratturazione, non ancora esaminata, ma molto frequente nei sistemi carsici epigenici, come ad esempio nel "Meandrino" della Grotta di Monte Cucco (*Parte IX, capitolo 05, paragrafo e, Figura 214 e 215*);
- D. infine nel settore **D** è presente il confinamento imposto dalla falda freatica in rocce fratturate, esaminato dettagliatamente in precedenza e senza necessità d'ulteriori considerazioni.

**Nel settore A** della figura è evidente che il flusso originatosi dalla penetrazione delle precipitazioni meteorologiche nella massa rocciosa ha seguito la via più breve possibile per raggiungere il livello di base locale (strato impermeabile). La giustificazione di questo comportamento, più volte accennata in precedenza, può essere interpretata in tre modi, diversi nell'espressione uguali nella sostanza.

**Il primo modo** – Tutte le canalizzazioni carsiche tendono ad assumere una configurazione tale da permettergli di trasportare un flusso il più consiste possibile (massima portata) con il minor dispendio possibile d'energia (minor quantità possibile d'energia potenziale dissipata in energia interna  $\Delta E_i$ , tutto a vantaggio del mantenimento dell'energia cinetica). Questa configurazione ottimale è un condotto rettilineo, verticale, a sezione circolare, con pareti levigate (*Parte II, capitolo 07, paragrafi a, b e c, Figura 38 ter*).

**Il secondo modo** – La relazione competente è ancora una volta la legge di Poiseuille modificata per le condizioni epigeniche (*Figura 126*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \,\mathcal{R}^4}{\mu} \cdot J$$

88

#### Parte VI

Da essa discende che nella variegata situazione tettonica del settore **A**, il parametro **J** opera una selezione delle vie di drenaggio, favorendo la maggiore portata (e quindi la velocità di corrosione del calcare) in quelle che hanno l'andamento più verticale. Infatti la cadente piezometrica **J** assume il suo valore massimo con J = 1, proprio di un canale perfettamente verticale.

La quarta potenza del raggio idraulico ha una influenza limitata nella scelta delle vie da percorrere, data la grande quantità di fratture verticali, di tutte le aperture, pronte al drenaggio.

Il terzo modo – Qui si fa riferimento a quanto sarà trattato nella *Parte IX (capitolo 06, paragrafi a e b, Figure 219 e 220)* dove è messo in evidenza che l'evoluzione dei canali percorsi da un flusso carsogeno tende a far assumere alla cavità l'andamento il più verticale possibile, al limite un'unica verticale che copre tutto il dislivello fra l'inghiottitoio e il confinamento inferiore (falda freatica o livello impermeabile).

#### Nulla da aggiungere in merito alla speleogenesi dei settori B e D.

*Rimane ora da approfondire adeguatamente quanto accade nel settore C*, anche in considerazione del fatto che la morfologia del tratto  $P_1$ - $P_2$  si riscontra frequentemente nei sistemi carsici conosciuti. Questo settore, dall'interruzione del livello impermeabile ( $P_1$ ) al raggiungimento della falda freatica ( $P_2$ ), è rettilineo, chiaramente impostato su un'unica frattura verticale (di apertura ridotta) e con una morfologia attuale tipica dei "meandri" (*Figura 127*).

Per tutta la sua lunghezza la parte alta del meandro è occupato dai resti di una condotta forzata (condizioni freatiche) a sezione ellittica con asse maggiore verticale (area rossa della *Figura 127*), poi "sfondata" per andare a costituire il meandro sottostante (condizioni vadose). Ciò è testimonianza certa che il tratto  $P_1-P_2$ della grotta ha avuto origine con un flusso che ha percorso il condotto embrionale prescelto per il drenaggio sotto pressione. Quando poi le dimensioni del condotto sono diventate tali da far passare il regime da freatico a vadoso, è iniziata l'incisione "gravitativa" verso il basso e la formazione del meandro (*Parte IX, capitolo 05, paragrafo* **c**, *Figure 209 e 210*).

Indicativa osservazione morfologica: la condotta forzata d'origine segue strettamente la frattura indicata in *Figura 127* con la superficie **S** (a, b, c, d), che nel sistema sotterraneo unisce il punto **P**<sub>1</sub> con il punto **P**<sub>2</sub>. E' evidente che nel settore **C** la frattura **S** era l'unica possibilità di collegamento con la falda freatica, oppure quello che comportava il minor dispendio di energie e la maggior portata possibile.

Per comprendere nei dettagli il perché di questa scelta, sempre avendo come base la *Relazione 88*, occorre un'analisi più approfondita. E' innanzitutto evidente che la massa rocciosa nel settore **C** non ha una fratturazione diffusa come nel settore **A** (altrimenti il flusso carsico sarebbe disceso verticalmente sulla falda freatica). Oppure non vi sono discontinuità nella roccia con aperture tali da rendere decisiva l'influenza della quarta potenza del raggio medio.





Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Speleogenesi

Per contro, il drenaggio è potuto defluire solo lungo la frattura P<sub>1</sub>-P<sub>2</sub> dove ha verosimilmente, trovato, alcune diverse possibilità di deflusso. Ma in questo caso è stata la cadente piezometrica **I** a determinare la scelta del percorso preferenziale.

Vediamo il perché. Nella *Figura 128* sono mostrate tre diverse ipotetiche vie di comunicazione fra il punto **P**<sub>1</sub>



e il punto  $P_2$ , tutte contenute all'interno della frattura sunnominata. La n. 1, con la sovraimpressione della sezione della grotta, ha la lunghezza  $L_1$  minore. Le altre due hanno lunghezza  $L_2$  e  $L_3$  maggiori. In sintesi si ha:

## $L_1 < L_2 < L_3$

da cui discende per le relative cadenti piezometriche, dato che il dislivello **h** è uguale per tutti e tre i percorsi:

$$J_1 = h/L_1$$
  $J_2 = h/L_2$   $J_3 = h/L_3$   
 $J_3 < J_2 < J_1$ 

Pertanto il percorso n. 1 è quello che permette la maggior portata e quindi la corrosione più veloce. Qui s'è incanalato il flusso carsico all'origine, lungo il condotto freatico embrionale. Da esso si è sviluppato, in condizioni vadose, il meandro, sulla cui formazione ci intratterremo dettagliatamente in seguito (*Parte IX, capitolo 05, paragrafo c e d*).

i) Le falde freatiche nelle rocce fratturate con confinamento inferiore: le variazioni di carico idraulico (in funzione delle precipitazioni meteoriche) nella scelta delle vie di drenaggio che alimentano le sorgenti temporanee – Le sorgenti temporanee o troppo pieno (*Figura 129*) sono componenti di fenomeni carsici che frequentemente sono presenti nelle zone di risorgenza. Infatti è piuttosto improbabile che un sistema carsico, nell'arco delle variazioni climatiche stagionali, abbiano un solo punto di fuoriuscita: la superficie



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

piezometrica della falda può salire o scendere a seconda delle situazioni meteoriche. E queste fluttuazioni di livello comportano, in genere, che nei periodi di piena da alcune bocche poste sopra la sorgente di regime (perenne) fuoriesca parte del flusso drenato dal sistema carsico.

Questo comporta che, dal punto di vista speleogenetico, si creino delle vie di drenaggio, oltre quella principale, che solo temporaneamente sono idrologicamente attive. Quindi tali vie subiscono un'azione carsificante in modo sporadico, tanto che, a parte casi molto speciali, le bocche di troppo pieno sono difficilmente praticabili all'esplorazione.

Ma d'altro canto, se la risorgenza di regime (perenne) del flusso carsico ha necessità di sbocchi eccezionali in tempo di precipitazioni abbondanti, vuol dire che anch'essa non si presta molto a essere percorsa per l'esplorazione. Ci sono molti casi famosi in cui le vie di troppo pieno sono state quelle che hanno permesso raggiungere il sistema carsico attivo, bypassando la risorgente perenne principale, impraticabile (Casteret).

Nella *Figura 129* è mostrato un sistema carsico che assomma diverse caratteristiche proprie di situazioni reali, dove le condizioni sono tali da produrre le sorgenti di troppo pieno. All'interno di una massa calcarea fratturata, confinata inferiormente da un livello impermeabile, una falda freatica è caricata dalle precipitazioni che si raccolgono nel suo bacino d'alimentazione. Se le precipitazioni sono scarse o inesistenti (per esempio nel periodo estivo) il flusso che ne deriva occupa i soli condotti presenti al contatto con lo strato impermeabile (hanno aperture sufficienti a drenare la massa idrica e ad alimentare solo la sorgente perenne). In queste condizioni, vadose, la superficie piezometrica della falda (la linea rossa a tratti grossi segna il suo livello nella sezione di *Figura 129*) coincide con la superficie superiore del flusso (a parte il tratto iniziale delle vie di drenaggio dove ci sono passaggi verosimilmente in condizioni freatiche e una superficie piezometrica più elevata rispetto ai condotti occupati dal flusso).

In coincidenza con periodi di maggior piovosità il sistema è caricato in modo eccezionale e la superficie piezometrica (linea rossa a tratti piccoli) sale di quota. Sennonché nel punto **S** il deflusso incontra dei canali con apertura ridotta, tali da permettere il drenaggio di una sola porzione del flusso. Questo significa che l'energia che si perde in attriti in **S** è trasformata, a monte, in energia potenziale che spinge la massa idrica verso l'alto. Di fatto aumenta l'altezza piezometrica (*Parte II, capitolo 06, paragrafo e*):

## $p/\gamma$

con: p = pressione idrostatica $\gamma = peso specifico = 1 kgp/dm<sup>3</sup> per l'acqua$ 

che ha le dimensioni di una lunghezza ma è una misura, inserita la giusta costante di proporzionalità, dell'energia potenziale delle particelle del flusso idrico in corrispondenza del punto **S**. Infatti a valle di tale punto, dove gli attriti aumentano per effetto della ristrettezza dei passaggi drenanti, la superficie piezometrica si abbassa rapidamente perché le forze d'attrito dissipano energia potenziale a favore dell'energia interna  $\Delta E_i$  e, quindi, della reattività chimica del flusso. Nel tratto a valle del punto **S** la portata Q (e la velocità media  $V_m$ ) sono costanti.

In sintesi, la situazione rappresentata in *Figura 129* è uno dei tanti stati di un processo evolutivo (come accade in ogni sistema carsico). I precedenti stati hanno portato alla creazione di un troppo pieno per un insieme di fatti legati alla fratturazione delle rocce (canalizzazioni con una potenziale fuoriuscita del flusso verso l'alto + ristrettezza dei condotti dopo il punto **S**). Ma le condizioni sono tali per cui i condotti ristretti a valle del punto **S** subiscono una maggiore velocità di corrosione e per un tempo prolungato (poiché in essi il drenaggio è continuato). E' evidente che questi condotti aumenteranno la portata e le vie di troppo pieno non saranno più necessarie per smaltire il flusso in piena. Queste conclusioni trovano conferma nell'analisi morfologica di molti sistemi carsici conosciuti.

**I)** Le sorgenti intermittenti: un prodotto dell'incertezza nella fratturazione delle rocce calcaree – Le sorgenti intermittenti sono fenomeni carsici possibili ma poco probabili, data la complessità del connubio fra geometrie dei condotti e portata del flusso che li percorre. Comunque le descriviamo per mostrare un altro caso, imprevedibile, legato all'aleatorietà della configurazione della rete di fratture in una roccia calcarea.

Speleogenesi

91

Si tratta di un vuoto carsico (nella *Figura 130a* è mostrata la sezione longitudinale del sistema), la cui genesi è imprecisabile, dove s'immette un flusso costante di portata  $Q_1$  in una cavità di raccolta a cui fa seguito una possibile fuoriuscita (condotto 1-2-3).

Quest'ultima, se interessata da un flusso, può sopportate una portata  $\mathbf{Q}_2$  maggiore di  $\mathbf{Q}_{1:}$ 

$$Q_{2_{temp}} > Q_1$$
 89

L'apporto idrico  $\mathbf{Q}_1$  fa salire il pelo dell'acqua dal livello minimo a quello massimo; la falda freatica è statica e non c'è ancora nessun versamento verso l'uscita **3**.



Raggiunto il livello massimo (*Figura 130b*) il condotto 1-2-3 inizia il drenaggio e il serbatoio, data la relazione 89 fra le portate, comincia ad abbassare il livello. Lo svuotamento termina dopo un certo tempo (nella realtà può essere anche dell'ordine di qualche giorno) quando viene di nuovo raggiunto il livello minimo (*Figura 130a*).

Perché possa avvenire l'innesco del drenaggio nel condotto 1-2-3 occorre che il flusso sia in condizioni freatiche e che:

$$h_{2-3} > h_{1-2}$$
 90

In tal caso la pressione nel punto **1** è maggiore della pressione del punto **3** e, per la relazione già più volte riportata (Legge di Poiseuille):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathcal{H}^4}{\mu L} \cdot \Delta p$$

ne deriva un flusso di portata **Q**. Di conseguenza l'accelerazione della velocità di corrosione nel condotto a valle del serbatoio. Tutto il sistema si evolve verso un ampliamento del tratto 1-2-3 che porterà di conseguenza a una diminuzione dei tempi di svuotamento del serbatoio.

Ma questo soltanto fino a quando permangono condizioni freatiche. Se il condotto di svuotamento diventa così grande da determinare nel tratto 2-3 un deflusso vadoso (la pressione idrostatica non c'è più) cessa l'intermittenza e il sistema rimane costantemente come in *Figura 130b*. Il flusso con



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

portata **Q**<sub>1</sub> trabocca sopra il punto **2** e risulta vera la relazione:

### $Q_2 = Q_1$

Quanto emerge da questo caso, tanto suggestivo quanto poco probabile, è comunque un'ulteriore attestazione dell'aleatorietà dell'influenza della fratturazione delle masse calcaree nella costituzione dei sistemi carsici. E' vero che alcune sue caratteristiche possono essere misurate, tanto da condurre verso la previsione di alcuni comportamenti, ma il tasso d'incertezza rimane sempre elevato, e solo l'analisi morfologica dei sistemi carsici già formati e percorribili può permettere di ricorrere a valutazioni probabilistiche sulle evoluzioni dei sistemi carsici che attraversano settori di rocce fratturate senza elementi di confinamento.

Resta comunque fermo il principio generale, più volte enunciato, che i sistemi carsici tendono con il tempo ad assumere forme e dimensioni tali da permettere il drenaggio più facile, con maggiori portate, con il minor dispendio di energia per vincere gli attriti.

*La chimica della corrosione del calcare* 

# 01. Le componenti e i meccanismi della corrosione in soluzioni immobili

#### a) Le componenti della corrosione del calcare: il dipolo acqua – L'elemento base della dissoluzione del calcare è l'acqua allo stato liquido, proveniente dalle precipitazioni meteoriche (sistemi epigenici) o dagli accumuli freatici all'interno della crosta terrestre (sistemi ipogenici).

L'acqua è costituita da molecole  $H_2O$  che hanno una struttura asimmetrica, con gli atomi d'idrogeno uniti all'atomo d'ossigeno tramite due legami che formano un angolo di 105° (*Figura 131*). Da notare che le dimensioni della molecola d'acqua (circa 2,3 Å) sono sufficientemente ridotte da permettere un comodo avvicinamento al reticolo cristallino della calcite (*Glasstone, 1963*).

La struttura molecolare asimmetrica di  $H_2O$  fa si che un settore, quello dove risiedono gli atomi d'idrogeno, sia a carica prevalentemente positiva, mentre quello occupato dall'atomo d'ossigeno sia prevalentemente negativa. Un "dipolo", appunto.

**b)** Le componenti della corrosione del calcare: il reticolo cristallino del calcare (CaCO<sub>3</sub>) – Il calcare solidifica in cristalli di calcite (in condizioni particolari anche in aragonite e vaterite) che hanno una struttura cristallina ionica, cioè con ioni  $Ca^{+2}$  che si alternano a ioni  $CO_3^{-2}$  ai vertici di celle cubiche (*Figura 132*). La distanza interionica a è di



circa 8 Å (8 mm/10.000.000). Gli ioni ai vertici vibrano, oscillano e ruotano (agitazione termica), ma sempre rimanendo strettamente legati alla propria posizione.

Per poter distaccare uno ione (uno qualsiasi dei due) occorre mettere in gioco delle forze che vincano quelle reticolari:

- 1. riscaldando, con l'aumento dell' agitazione termica e con la conseguente rottura dei legami reticolari (fusione);
- 2. mettendo un solvente (acqua) a contatto con il cristallo, per produrre forze extra reticolari tali da estrarre lo ione e portarlo in soluzione (corrosione/dissoluzione).

La struttura cristallina della calcite è molto stabile e di conseguenza la sua solubilità in acqua è molto bassa  $(K_{ps} = 3, 36 \cdot 10^{-9})$ , diecimila volte (quattro ordini di grandezza) minore di quella del gesso  $(K_{ps} = 4, 93 \cdot 10^{-5})$ .

**c)** Le componenti della corrosione del calcare: idrolisi dell'acqua – L'acqua allo stato liquido si dissocia, parzialmente, in ioni:

$$H_2 0 \leftrightarrow H^+ + 0 H^-$$

Raggiunto l'equilibrio, senza interferenze di specie chimiche di provenienza esterna, gli ioni idrogeno  $H^+$  e gli ossidrili  $OH^-$ si equivalgono numericamente e la soluzione si dice neutra (**pH = 7**). Pertanto nell'acqua pura (non entrata in contatto con alcuna sostanza solubile) ci sono tanti ioni carichi positivamente quanti ioni carichi negativamente. E non potrebbe essere diverso, vista la loro origine.

92

d) Le componenti della corrosione del calcare: l'idratazione degli ioni -Se in acqua vengono immesse delle sostanze solubili, agli ioni provenienti dalla dissociazione dell'acqua si aggiungono nuove specie chimiche (ioni e molecole). Nella Figura 133 sono presenti in acqua ioni di  $Be^{+2}$ ,  $Al^{+3}$  e  $Cl^{-1}$ , idratati da varie molecole d'acqua. Il Berillio ne coordina quattro, l'Alluminio sei e il Cloro quattro. Lo ione Berillio è positivo e le quattro molecole d'acqua che lo circondano sono rivolte a lui con la parte negativa del dipolo. Lo ione Alluminio è anch'esso positivo e coordina sei molecole d'acqua, alla stessa maniera del Berillio. Lo ione Cloro è negativo e coordina quattro molecole d'acqua ma rivolgendogli il lato positivo del



dipolo. Legami di coordinazione molto deboli possono instaurarsi anche fra parti di molecole e ioni con le molecole d'acqua. Le forze che legano ioni e molecole d'acqua sono deboli e i legami si rompono facilmente. E' molto improbabile che in una soluzione acquosa esistano specie chimiche non idratate.

L'idratazione appesantisce e ingrandisce le particelle ioniche (e le molecole), riducendone la mobilità (agitazione termica), quindi la possibilità di produrre "urti efficaci", quindi la reattività. Nelle equazioni che definiscono la velocità di reazione le concentrazioni delle specie chimiche interessate sono spesso sostituite dalle rispettive "attività", che equivalgono alla concentrazioni moltiplicate per la "forza ionica" della soluzione, che ha sempre un valore inferiore a **1**. Ciò di fatto significa che la misura della concentrazione viene corretta in diminuzione sulla base della quantità di ioni presenti in soluzione e non interessati alla reazione: più ce ne sono e più le specie ioniche (o le molecole) interessate alle reazioni si "appesantiscono" ed hanno minor mobilità e minor capacità di reagire.

e) Le componenti della corrosione del calcare: l'attraversamento dello strato limite - Nei processi di solubilizzazione del calcare - tanto con soluzione immobile come con fluido in movimento in condotti e canali - lo "strato limite" ha un ruolo di grande rilievo (*Parte II, capitolo 02, paragrafo f, Figura 23*). Infatti, secondo le condizioni di saturazione, il suo attraversamento (diffusione) è lo stadio lento che condiziona la velocità di reazione (*Parte III, capitolo 03, paragrafo g*).

A sua volta lo spessore  $\delta$  dello strato limite regola la velocità d'attraversamento: più è ridotto più aumenta (e con essa la velocità di dissoluzione del calcare). E viceversa.

Lo spessore, con flusso in movimento, è dell'ordine di alcuni centesimi di millimetro e varia secondo la relazione (*Parte II, capitolo 02, paragrafo f, Relazioni 12*):

$$\boldsymbol{\delta} = \sqrt{\mu/2 \cdot \mathcal{R} \cdot V_m}$$

dove:

 $\mu = coefficiente di viscosità$  $\Re = raggio medio o idraulico$  $V_m = velocità media del flusso$ 

Questa relazione è stata ricavata sperimentalmente per condotti a sezione circolare (di raggio r), con pareti levigate e in condizioni freatiche. Ma può essere utilizzata con buona approssimazione anche nel caso di condotti a sezione variabile, anche in regime vadoso, sostituendo il raggio con il raggio medio.

92 bis

Dato che la diffusione attraverso lo strato limite è lo stadio lento che condiziona la velocità di dissoluzione del calcare in condizioni d'aggressività del flusso, la *Relazione 92 bis* rende  $\delta$  un parametro determinante nei meccanismi chimici che portano alla corrosione del calcare.

Infatti, essendo lo spessore dello strato limite inversamente proporzionale alla radice quadrata della velocità media del flusso, ogni volta che le condizioni di pressione e le geometrie dei condotti e dei canali drenanti impongono un aumento di  $V_m$  lo spessore  $\delta$  diminuisce, facendo aumentare la velocità di solubilizzazione del calcare.

Nella Parte VIII questo fattore che lega la velocità del flusso alla velocità di corrosione del calcare è uno dei fattori determinanti.

**f)** Le componenti della corrosione del calcare: il distacco degli ioni dal calcare solido – Immergendo nell'acqua un cristallo di calcite, i dipoli-acqua aggrediscono gli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  posizionati nei nodi del reticolo cristallino (*Figura 134*). Quando la somma delle forze fra lo ione nel cristallo e le molecole d'acqua coordinate vincono le forze reticolari, lo ione passa in soluzione e viene subito avvolto in una "nube" di dipoli-acqua (idratazione).

Si tenga presente che a ogni distacco di uno ione dal reticolo (è indifferente che sia  $Ca^{+2}$  o  $CO_3^{-2}$ ) segue immediatamente il distacco dell'altro ione di segno opposto. Ciò è la conseguenza del principio della neutralità elettrica dei cristalli, la quale, dopo il distacco di uno ione, deve essere comunque mantenuta con l'allontanamento immediato di un altro ione di pari carica ma di segno opposto.

Anche la reazione opposta di reinserimento di uno ione nel reticolo cristallino della calcite segue il principio della neutralità elettrica dei cristalli: appena uno ione riesce a reinserirsi, immediatamente dopo se ne inserisce un altro di carica uguale e segno opposto.



# 02. La velocità di corrosione del calcare e il grado di saturazione della soluzione (immobile)

**a)** La concentrazione all'equilibrio – Ripetiamo in questo capitolo, per facilitare la consultazione, quanto è stato detto in precedenza (*Parte III, capitolo 03, paragrafo f*).

Il punto di riferimento per valutare il grado di saturazione della soluzione a contatto con il calcare è la concentrazione all'equilibrio è calcolabile con le relazioni:

$$[Ca^{+2}]_{eq} = 10,75(1 - 0,0139T) \cdot \sqrt[3]{p_{CO_2}^i - \frac{[Ca^{+2}]_{eq}}{k_H}}$$
 per un sistema chiuso (freatico) 93

$$[Ca^{+2}]_{eq} = 10,75(1 - 0,0139T) \cdot \sqrt[3]{p_{CO_2}}$$

per un sistema aperto (vadoso) 94

dove:

T = temperatura assoluta °K

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

I risultati ottenibili con le suddette relazioni sono validi per flussi carsici che utilizzano soltanto l'anidride carbonica atmosferica, la quale, in condizioni di sistema chiuso (freatico) (*Relazione 93*), non essendo possibili ricariche, si esaurisce arrivando rapidamente alla saturazione.

In condizioni di sistema aperto (vadoso) (*Relazione 94*), dov'è possibile un interscambio con la fase gassosa atmosferica, la  $[Ca^{+2}]_{eq}$  è in funzione della pressione parziale della **CO**<sub>2</sub> atmosferica.

Ne risulta che:

 $\left\{ [Ca^{+2}]_{eq} \right\}_{vadosa} > \left\{ [Ca^{+2}]_{eq} \right\}_{freatica}$ 

che ha come conseguenza una maggiore capacità corrosiva di un flusso carsogeno vadoso rispetto ad un equivalente flusso freatico.

Quest'ultima notazione ci dà lo spunto per mettere in evidenza un elemento di grande importanza della chimica della corrosione del calcare. La  $[Ca^{+2}]_{eq}$ , sia in condizioni freatiche che vadose (soprattutto), è determinata dalla pressione parziale  $p_{CO_2}$  nell'atmosfera. Di conseguenza, tanto più elevato sarà questo parametro tanto maggiore risulterà la capacità corrosiva del flusso.

Come prima conseguenza, se si verifica in un sistema carsico un incremento anomalo di  $CO_2$ , ad esempio d'origine endogena, la concentrazione all'equilibrio dello ione calcio incrementa il suo valore e con esso quello della capacità dissolutrice della soluzione. Il che è frequentemente verificabile nei fenomeni carsici reali.

Come seconda conseguenza, se nella soluzione si disciolgono delle sostanze che come l'acidificante "anidride carbonica" producono idrogenioni  $H^+$ , queste specie chimiche hanno una forte influenza sulle *Relazioni 93 e 94*: maggiore sarà la loro capacità d'immettere in soluzione idrogenioni  $H^+$ , più elevato sarà il valore della concentrazione all'equilibrio  $[Ca^{+2}]_{eq}$  e più alto il grado d'aggressività della soluzione. Ad esempio sostanze come H2S, HF e H2SO4 sono acidi capaci di rendere così alto il valore della concentrazione di  $[Ca^{+2}]_{eq}$  da non permettere, di fatto, di raggiungere la saturazione.

Nella *Parte IX* e soprattutto nella *Parte X*, dove sono trattate le questioni inerenti sistemi carsici vadosi e quelli a componente ipogenica, le conclusioni soprastanti assumano un rilievo di fondamentale importanza.

b) Il grado di aggressività (o saturazione) – Anche qui si ripete quanto già detto in precedenza sotto altra forma: la soluzione è tanto più aggressiva quanto più la concentrazione di  $[Ca^{+2}]$  è minore rispetto a quella d'equilibrio  $[Ca^{+2}]_{eq}$ . La massima aggressività si ha quando  $[Ca^{+2}] = 0$ . Se invece  $[Ca^{+2}] = [Ca^{+2}]_{eq}$  siamo alla saturazione.

Il grado di aggressività (o saturazione) può essere espresso in due modi diversi (ma equivalenti):

- 1. con l'espressione  $\left\{1 [Ca^{+2}]/[Ca^{+2}]_{eq}\right\}$   $1 \ge \left\{1 [Ca^{+2}]/[Ca^{+2}]_{eq}\right\} \ge 0$  95
- 2. con la differenza  $\{[Ca^{+2}]_{eq} [Ca^{+2}]\}$   $[Ca^{+2}]_{eq} \ge \{[Ca^{+2}]_{eq} [Ca^{+2}]\} \ge 0$  96

Il punto 1, secondo Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov (2005).

Il punto 2, secondo Roques (1969).

Nel prosieguo di questo capitolo utilizzeremo la forma 96.

**c)** Velocità di dissoluzione del calcare e grado di aggressività – Nella *Parte III (capitolo 04, paragrafo b, Relazione 42, Figura 53)*, viene messo in evidenza che i meccanismi della solubilizzazione del calcare cambiano a seconda del grado di aggressività (Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005). Nella *Figura 135,* che per facilitare la lettura replica esattamente la *Figura 53,* è mostrato il grafico della variazione della velocità di corrosione del calcare **F**<sub>1-4</sub> in funzione del rapporto di saturazione [ $Ca^{+2}$ ]/[ $Ca^{+2}$ ]<sub>eg</sub> =  $C/C_{eg}$ .

#### 176

Speleogenesi



La velocità di reazione del calcare può essere condizionata:

- dalla diffusione attraverso lo "strato limite" con una dipendenza lineare (segmento blu) con ordine di reazione n = 1;
- 2. dal passaggio dell' "interfaccia solido/liquido" con dipendenza non-lineare (curva viola) con ordine di reazione **n** = **4**.

Con concentrazione  $[Ca^{+2}]$  aggressiva:

$$0 \le [Ca^{+2}] \le 0.9 [Ca^{+2}]_{eq}$$
 96 bis

lo stadio lento condizionante è la diffusione attraverso lo strato limite e il grafico rappresentativo è quello indicato con la linea blu continua.

Con concentrazione  $[Ca^{+2}]$  satura o quasi-satura:

$$0,9 \ [Ca^{+2}]_{eq} < \ [Ca^{+2}] \le \ [Ca^{+2}]_{eq}$$
 96 ter

lo stadio lento diventa il passaggio dell'interfaccia solido/liquido e il grafico relativo è la curva viola a tratto intero, con ordine di reazione **n** = **4** e dipendenza non-lineare.

Le reazioni che portano il carbonato di calcio in soluzione sono dunque molto complesse e dipendono dalla concentrazione  $[Ca^{+2}]$ . Ciò è dovuto, come già precisato precedentemente, al fatto che sono presenti sulla superficie della calcite impurezze (silicati e fosfati) le quali innescano processi tanto complessi quanto difficili da definire, che possono far salire l'ordine di reazione fino a 11.

Su questi problemi della dissoluzione del calcare nei sistemi carsici si sono impegnati per molti anni diversi ricercatori (*Roques ed altri, 1969; Plummer, Wigley, Parkhurst, 1978; Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005; e altri*). Le equazioni di velocità di reazione del calcare sono state da loro ricavate empiricamente; come pure le costanti di velocità e gli ordini di reazione. Quando ci si avvicina allo stato di saturazione – utilizzando le elaborazioni proposte in questo paragrafo - le reali vicissitudini delle specie chimiche in gioco rimangono per il momento quasi ignote.

# 03. La chimica della corrosione del calcare: sistemi *epigenici* in regime freatico (chiusi) con flusso saturo o quasi-saturo in movimento in un condotto

**a) Richiami e premesse** – Da qui in avanti non sono più prese in considerazione situazioni statiche di "laboratorio" con soluzioni immobili, lontane dalle situazioni dinamiche che caratterizzano l'evoluzione di un sistema carsico dove tutto è in movimento, dal flusso carsogeno, all'orogenesi delle masse calcaree, allo smantellamento dei livelli impermeabili, ai cambiamenti nelle geometrie delle vie di drenaggio.

Ora s'inizia ad analizzare quanto accade nei sistemi carsici reali dove il flusso carsico è in movimento e segue le leggi dell'idrodinamica. Rispetto alle condizioni statiche le differenze sono radicali, tali da permettere d'interpretare la genesi dei fenomeni carsici e della loro variegata morfologia (con la chimica di "laboratorio" al massimo è possibile sviluppare qualche calcolo, su base empirica, su modelli).

Con questo capitolo s'inizia dunque ad analizzare i complessi aspetti che portano alla formazione di un complesso sotterraneo, sia in condizioni epigeniche che ipogeniche. Nel primo caso le vie di drenaggio sono condotti freatici e canali vadosi, nel secondo il flusso si muove in condotti freatici nel corpo della falda freatica e in condotti/canali freatici/vadosi lungo la superficie piezometrica (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo e, Figura 117c*). In entrambe le condizioni le pareti dei condotti e dei canali sono di calcare, quindi deformabili per corrosione.

Quanto sarà qui analizzato e definito è valido per ogni tipo di sistema carsico e per ogni valore del grado di saturazione.

Gli schemi che verranno di seguito rappresentati costituiscono la base per valutare ogni diversa situazione creata dalla presenza di elementi che condizionano le velocità di reazione e gli equilibri chimici.

Nei capitoli che seguono sono sviluppate, caso per caso, le analisi che investono ogni singola diversa peculiarità carsica.

b) Le cinetiche della dissoluzione del  $CaCO_3$  in un condotto calcareo dove scorre un flusso freatico quasi-saturo o saturo – In *Figura 136* è presentato lo schema sinottico delle dissociazioni, delle sintesi e delle aggregazioni del sistema  $CaCO_3 - H_2O$  nel caso di un condotto calcareo dove fluisce in regime laminare acqua pressoché satura o quasi-satura di carbonato di calcio (*Relazione 96 ter*). Sono queste le condizioni che riproducono lo stato della carsificazione embrionale quando il flusso penetra in condotti di dimensioni ridotte (anche decimi di millimetro di apertura) e rapidamente raggiunge la quasi-saturazione o la saturazione (*Figura 135*).

Nella *Figura 136* le componenti dell'equilibrio sono disposte in modo da far rilevare come il movimento del flusso possa influenzare i meccanismi di reazione e produca un trasporto verso valle delle specie chimiche presenti, chi più chi meno, nessuna esclusa (i germi cristallini sovracritici soprattutto, ma anche, impercettibilmente, le specie chimiche in soluzione).

Si ricordi che:

- 1. il fluido è in movimento;
- 2. gli ioni appena superata l'interfaccia solido-liquido s'idratano (Figura 133);
- 3. le idratazioni avvengono a velocità elevate e non condizionano i meccanismi cinetici nel loro complesso (*Glasstone, 1963*).

**Primo stadio:** passaggio solido/liquido – Nelle condizioni descritte l'acqua, dopo che è entrata in contatto con **CaCO**<sub>3</sub>, inizia a distaccare dalla roccia incassante gli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  secondo il meccanismo indicato in *Figura 134*. Gli ioni solubilizzati si accumulano nello strato limite, per poi attraversarlo (diffusione) e raggiungere il corpo della soluzione. Sono due stati in successione e la velocità di solubilizzazione  $F_s$  è condizionata dallo stadio più lento.



In condizioni quasi-sature o sature lo stadio lento della dissoluzione del calcare è l'attraversamento dell'interfaccia solido-liquido e la velocità di corrosione è data dall'equazione di velocità (*Roques 1969*):

$$F_s = k_s \frac{s}{\tau}$$
97

dove:

 $F_s = velocità di dissoluzione di CaCO_3 [mol/(cm<sup>2</sup> · s)]$   $k_s = costante di velocità$  S = superficie di separazione solido/liquido $\tau = volume della fase liquida sovrastante la superficie S$ 

E' una reazione con ordine **n** = **0**, che produce, rimanendo immutati gli altri parametri, un flusso costante di molecole di solido che passano, dissociandosi in ioni, in soluzione.

La costante di velocità  $k_s$  varia con la temperatura (aumenta di valore man mano che la temperatura cresce) e quindi anche la velocità di corrosione aumenta con la temperatura.

Se il volume della fase liquida  $\tau$  rimane lo stesso mentre la superficie **S** aumenta (è il caso, ad esempio, del passaggio da una superficie liscia ad una porosa), la velocità di dissoluzione viene incrementata.

Il caso opposto – con superficie immutata e volume liquido aumentato – può essere meglio valutato ipotizzando che il condotto freatico di *Figura 136* sia a sezione circolare con raggio r. In tal caso:

$$S/\tau = 2/r$$

Ne segue che la velocità di corrosione aumenta con il diminuire del raggio del condotto.

E' questa una conclusione che può essere estesa, con le opportune modifiche (solo quantitative), a qualsiasi altra forma di via di drenaggio. Per esempio, come già più volte indicato, in una situazione vadosa il raggio rpuò essere sostituito dal raggio medio  $\Re$  del flusso che scorre in un canale (*Parte II, capitolo 03, paragrafo* **b**, Figura 27).

98

Secondo stadio: reinserimento degli ioni nel reticolo cristallino della calcite a seguito di urti efficaci – Al meccanismo di dissoluzione si contrappone quello di reinserimento nel reticolo cristallino: la reazione è monomolecolare (n = 1) in quanto, appena reinserito uno dei due ioni (indifferentemente l'uno o l'altro) a seguito di un urto efficace, segue immediatamente l'inserzione dello ione di carica uguale ma segno opposto (per mantenere lo stato di neutralità elettrica del cristallo). Quindi la velocità di reinserimento  $F_i$ , essendo sperimentalmente accertato che la reazione è di 1° ordine (*Roques, 1969*), è proporzionale alla somma delle concentrazioni (e non alla moltiplicazione, propria delle reazioni di 2° ordine).

Per tanto la velocità di reazione  $F_i$  in questo caso è:

$$F_i = k_i \{ [Ca^{+2}] + [CO_3^{-2}] \}$$

dove:

 $k_i = costante di velocità della reazione di reinserimento$ 

*Terzo stadio: sintesi di molecole di carbonato di calcio idratate nel corpo della soluzione* – Alla dissoluzione si contrappone anche un secondo tipo di ritorno allo "stato solido": gli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$ , urtandosi efficacemente all'interno del flusso, formano molecole (CaCO<sub>3</sub>)<sub>w</sub> (idratate) che è lo stadio lento per la formazione di germi cristallini. Per questo secondo tipo di ritorno allo stato solido vale la relazione:

$$F_{pw} = k_{pw} [Ca^{+2}] [CO_3^{-2}]$$
 100

dove:

 $k_{pw} = costante di velocità della reazione di precipitazione$ 

Queste molecole idratate di **CaCO**<sub>3</sub> vanno a costituire la base per la formazione di un precipitato di germi cristallini di calcare - prima con germi sottocritici  $G_{0w}$  di dimensione inferiori a quelle critiche (instabili), poi con germi cristallini di dimensioni sovracritiche  $G_{pw}$  (stabili) derivanti dall'unione di più germi  $G_{0w}$  – che costituisce una massa di solido disperso nel corpo della soluzione (*Roques, 1969*).

Questa reazione di formazione dei germi cristallini è anche in parte reversibile, ma la quantità di germi cristallini che ha raggiunto le dimensioni sovracritiche non può tornare a ritroso: è oramai una parte di "solido", ma disperso nel corpo della soluzione in movimento, della quale subisce i moti convettivi. E' anche soggetto alla forza di gravità.

Questa presenza è di straordinaria importanza, come vedremo in seguito, per giustificare la corrosione del calcare anche in condizioni di saturazione.

Quarto stadio: dissociazione delle molecole di carbonato di calcio idratate disperse nel corpo della soluzione – Alla reazione precedente si contrappone la reazione di dissociazione delle molecole  $(CaCO_3)_w$  - stadio lento della dissociazione dei germi cristallini - che ha una velocità di reazione:

$$F_{dw} = k_{dw} [CaCO_3]_w$$

con:

 $k_{dw} = costante di velocità della reazione di dissociazione$ 

c) L'equazione d'equilibrio del sistema  $CaCO_3 - H_2O$  e la definizione dello stato di saturazione – All'equilibrio (supponendo che possa essere in qualche modo raggiunto) si avrà necessariamente:

$$F_s + F_{dw} = F_i + F_{pw}$$

e quindi:

$$k_s \frac{5}{\tau} + k_{dw} [CaCO_3]_w = k_i \{ [Ca^{+2}] + [CO_3^{-2}] \} + k_{pw} [Ca^{+2}] [CO_3^{-2}]$$
 103

99

101

102
#### Parte VII

Le variabili di questa equazione sono <u>otto</u>:  $S/\tau$   $k_s$   $k_{dw}$   $k_{pw}$   $k_i$   $[Ca^{+2}]$   $[CaCO_3]_w$   $[CO_3^{-2}]$ .

Queste, all'equilibrio, quando si raggiunge lo stato di saturazione, devono avere valori tali da rendere l'*Equazione 103* una eguaglianza! In tutti gli altri casi si avrà sottosaturazione o soprasaturazione.

L'equilibrio, e quindi la saturazione, sono situazioni difficili da raggiungere, anche perché il flusso cambia continuamente il grado di saturazione in dipendenza della variabilità dei condotti carsici, sia nella loro geometria sia nella litologia delle pareti sia nella velocità del flusso. Lo stato d'equilibrio non è che uno degli infiniti stati possibili di una soluzione carsica, realizzabile con la stessa probabilità degli altri, infiniti, stati di non equilibrio.

La *Relazione 103* ha un ruolo molto importante come punto di riferimento, perché permette di calcolare la concentrazione  $[Ca^{+2}]_{eq}$  e quindi consente di valutare il grado di saturazione (precedente *capitolo 02, paragrafo* **a**).

E' di fondamentale importanza ricordare che anche l'equilibrio chimico espresso dalla *Relazione 103* è dinamico, con continuo scambio di specie chimiche.

E' ugualmente importante tenere presente che i flussi devono vincere gli attriti che nelle vie di drenaggio si oppongono al loro moto e quindi che l'energia a loro disposizione (potenziale per gli epigenici ed endogena per gli ipogenici) viene dissipata parzialmente in energia interna, cioè in calore e aumento della temperatura (*Parte II, capitolo 02, paragrafo d*).

d) I fattori che influenzano le variabili dell'equazione d'equilibrio: le costanti di velocità – Le quattro costanti di velocità  $k_s$   $k_{dw}$   $k_{pw}$   $k_i$  dipendono dalla temperatura T (assoluta) e dall'energia di attivazione E in base alla relazione (*Glasstone*, 1963):

$$k = Ae^{-E/_{RT}}$$

dove:

A = fattore di frequenza = costante ma diverso per ogni reazionee = base naturale dei logaritmi<math>R = costante termodinamica

La *Relazione 104* ci dice che il valore delle costanti di velocità aumenta con l'incremento del valore di **T** e la diminuzione del valore di **E**. Il che era prevedibile ed è coerente con quanto detto in precedenza (*Parte III, capitolo 02, paragrafo c*). Pertanto un aumento della temperatura determina un incremento delle velocità di reazione, che è ulteriormente innalzata se si abbina, come accade nella corrosione della calcite, a un abbassamento dell'energia d'attivazione. Si può quindi concludere che l'effetto globale dell'aumento della temperatura **T** sulle costanti di velocità **k** favorisce la dissoluzione del calcare rispetto al reinserimento della temperatura **C a**<sup>+2</sup> e **C O**<sub>3</sub><sup>-2</sup> nel reticolo cristallino della calcite.

In ultima analisi, dove la dissipazione d'energia potenziale disponibile si trasforma in energia interna (di fatto un aumento di temperatura), per quanto indica la *Relazione 104* e in relazione alla sola influenza delle costanti di velocità k, si ha uno spostamento dell'*Equilibrio 103* a favore di una dissoluzione addizionale di calcare.

e) I fattori che influenzano le variabili dell'equazione d'equilibrio: le concentrazioni delle specie ioniche e molecolari in soluzione – Le concentrazioni  $[Ca^{+2}]$   $[CaCO_3]_w$   $[CO_3^{-2}]$ , considerato che il flusso è chiuso in un condotto in condizioni freatiche, senza possibilità di scambi con l'esterno, non possono essere variate se non modificando la loro attività ionica.

Questo può accadere, per esempio, quando il flusso carsico entra in contatto con rocce contenenti minerali diversi dal **CaCO**<sub>3</sub>. In questo caso, non certo improbabile, entrano in soluzione altri tipi di ioni che vanno a coordinarsi con  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$ , appesantendoli e riducendone la mobilità, con conseguente riduzione della probabilità di produrre urti efficaci. Verrebbero diminuite le probabilità che  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  rientrino nel reticolo cristallino e che si formi  $(CaCO_3)_w$ .

104

#### Parte VII

Ma ci sono anche altri fattori che possono influenzare le concentrazioni  $[Ca^{+2}]$   $[CaCO_3]_w$   $[CO_3^{-2}]$ . In particolare:

- 1. le eventuali variazioni della concentrazione  $[CaCO_3]_w$  hanno un rilievo notevole sulla velocità della corrosione del calcare, in quanto base per la formazione di germi cristallini nel corpo della soluzione; formazione che incide in modo essenziale sia sulla corrosione omogenea e che differenziata (*Parte VIII, capitoli 02, 03, 04*);
- 2. la concentrazione  $[CO_3^{-2}]$  varie sensibilmente se lo ione carbonato si unisce con un idrogenione  $H^+$  proveniente da un acidificante (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HF, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) formando lo ione  $HCO_3^{-}$  e, quindi, l'acido carbonico  $H_2CO_3$ ; questa sintesi sottrarrebbe all'equilibrio  $CO_3^{-2}$  spostando tutto il sistema a favore di un grande incremento della corrosione; ma in condizioni epigeniche embrionali è da escludere che possa verificarsi questo meccanismo chimico;
- 3. la concentrazione  $[Ca^{+2}]$  può variare soltanto in presenza di HF e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, cioè in condizioni ipogeniche; altrimenti, data l'alta capacità dello ione  $Ca^{+2}$  di rimanere inalterato in soluzione, viene preso come punto di riferimento per valutare il grado di saturazione (ogni ione di  $Ca^{+2}$  in soluzione equivale ad una molecola di calcare solubilizzata);

In conclusione, in un sistema freatico chiuso quasi-saturo/saturo, l'unica concentrazione che può influenzare in qualche modo la corrosione del calcare è  $[CaCO_3]_w$  in quanto elemento di base per la produzione di solido disperso nel corpo della soluzione sotto forma di germi cristallini.

**f)** I fattori che influenzano le variabili dell'equazione d'equilibrio: la produzione di germi cristallini nel corpo della soluzione – Fra le cinetiche della dissoluzione del CaCO<sub>3</sub> la produzione di germi cristallini è una delle più efficaci nel favorire la corrosione omogenea e differenziata dei condotti carsici (*Parte VIII*), che sono i meccanismi fondamentali della carsificazione, in ogni condizione, anche con soluzioni sature.

Meccanismi tali da giustificare tanto l'ampliamento dei condotti e dei canali, quanto la loro variegata morfologia, che la modellizzazione (*Parte IV*) non riesce a interpretare.

Un aumento di temperatura produce un aumento di urti efficaci fra  $Ca^{+2} \in CO_3^{-2}$  per formare  $(CaCO_3)_w$ (molecole idratate nel corpo della soluzione). Quindi l'*Equilibrio 103* si sposta a favore dell'aumento della produzione di germi sottocritici e, di conseguenza, sovracritici.

Mentre è certo che  $(CaCO_3)_w$  si dissocia di nuovo in  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  con velocità  $F_{dw}$  (Figura 136), non è altrettanto certo che dai germi sottocritici si possa ritornare a  $(CaCO_3)_w$ . E' invece certo che dai germi sovracritici non si possa ritornare a  $(CaCO_3)_w$ .

E' questo un fatto che determina una situazione dinamica per la "fase solida", mettendo a disposizione dei filetti fluidi una parte di calcare (sotto forma di cristalli di calcite) che non rientrerà nelle zone del reticolo cristallino da dove ha avuto origine. L'evoluzione di questa situazione in relazione alla corrosione dei condotti calcarei apre una vasta gamma di possibilità che esamineremo in dettaglio nei capitoli che seguono (*Parte VIII, capitoli 02, 04*).

Inoltre - benché quest'argomento sia vasto, complesso e in parte controverso - delle certezze sperimentali comunque ci sono e vanno a confermare che l'aumento della temperatura a seguito della dissipazione di energia (potenziale o endogena) in energia interna del sistema carsico favorisce la germinazione di cristalli di calcite nel corpo della soluzione con un effetto che va a sommarsi a quello prodotto dall'aumento dell'agitazione termica (capoverso precedente).

Infatti è stata ricavata empiricamente la relazione (Girou e Roques, 1971):

$$\log \varphi = \log A - \frac{\Delta G' + \Delta G_C}{KT}$$
 105

dove:

 $oldsymbol{arphi} = frequenza di germinazione = n^{\circ} di germi formati per unità di tempo e di volume$  $<math>oldsymbol{A} = costante di velocità$   $\Delta oldsymbol{G}' = energia di attivazione di diffusione$   $\Delta oldsymbol{G}_c = entalpia libera corrispondente al raggio critico$   $oldsymbol{K} = costante di Boltzman$  $oldsymbol{T} = temperatura assoluta$  Per l'entalpia libera critica della calcite si ha:

### $\Delta G_c = -269,78 \; kcal/mole$ a 20° C

La *Relazione 105* conferma dunque che l'aumento di temperatura fa aumentare la frequenza di germinazione e quindi la probabilità di produrre germi cristallini stabili dispersi nel corpo della soluzione e in balia dei moti convettivi, laminari e turbolenti, del flusso carsico.

In aggiunta, per il raggio critico del germe  $r_c$  che marca il passaggio dimensionale da sottocritico e sovracritico, vale la relazione (*Girou e Roques, 1971*):

### $r_c = 2\sigma M / \rho RT$

106

dove:

 $\sigma$  = energia libera interfacciale M = massa molecolare del soluto  $(CaCO_3)_w$ .  $\rho$  = massa della frazione cristallizzata del soluto R = costante termodinamica T = temperatura assoluta

Per la calcite è stato calcolato che il raggio critico ha un valore prossimo a 130 Å.

Da ciò, in conclusione, è possibile affermare che l'aumento della temperatura contribuisce a incrementare la germinazione nel corpo della soluzione tanto per gli effetti definiti dalla *Relazione 105* quanto perché fa diminuire le dimensioni del raggio critico (*Relazione 106*) (raggio critico inversamente proporzionale alla temperatura).

L'incremento della temperatura, localizzata o omogenea, nel flusso carsificante favorisce in modo netto la produzione di germi cristallini, determinando nell'*Equilibrio 103* uno spostamento a favore della generazione di una massa di "solido" libero di muoversi nel corpo della soluzione. E questa libertà di movimento sta alla base della speleogenesi nella fase embrionale (e non solo). Senza questa particolare disponibilità di collocazione del "solido" cadrebbero molti dei fattori che permettono di ampliare le vie di drenaggio con soluzioni sature in fase embrionale (passaggio ineludibile verso la creazione di qualsiasi sistema carsico).

Infine è necessario tener presente che i germi cristallini, essendo di calcite, hanno una solubilità molto bassa ( $K_{ps} = 3, 36 \times 10^{-9}$  a 20°C). Questo garantisce una permanenza prolungata di questo "solido" dandogli così il tempo necessario per svolgere la sua azione carsificante.

Tutto quanto descritto nei precedenti *paragrafi d, e, f* converge verso una sintesi: ogni aumento di energia interna del sistema carsico (temperatura, turbolenza) comporta un incremento di capacità carsificante e quindi d'ampliamento delle vie di drenaggio e l'aumento della portata.

# 04. La chimica della corrosione del calcare: sistemi *epigenici* in regime vadoso (aperti) con flusso aggressivo in movimento in un canale

**a)** Fase post embrionale, regime freatico e vadoso - C'è qualche probabilità che nella fase embrionale freatica descritta in precedenza in questa parte (*capitoli 02 e 03*) alcuni tratti del sistema carsico possono essere in condizioni vadose (come pure è possibile che in una fase vadosa matura ci siano dei condotti ancora sotto pressione freatici).

Dall'analisi morfologica sui sistemi sotterranei noti risaltano non pochi elementi a sostegno di queste ipotesi di regime ibrido freatico/vadoso. Ma ciò non mette in discussione quanto affermato in precedenza per la fase embrionale e quanto sarà detto nei prossimi capitoli per la fase vadosa matura. Di queste situazioni ibride, tuttavia, è necessario tenerne conto per interpretare nel giusto modo ed entro i corretti

#### Parte VII

184

limiti quelle che possono essere ritenute delle anomalie in contrasto con l'impostazione generale. In seguito porteremo degli esempi di sistemi carsici reali che possono far meglio comprendere quanto è stato, in particolare sulla formazione dei meandri.

Dunque il passaggio dal regime freatico a quello vadoso non è netto ma graduale, con situazioni miste di vario grado: più avanza la carsificazione, più estesa è la trasformazione del sistema da freatico a vadoso.

**b)** Caratteristiche di un sistema epigenico vadoso - Durante la fase post freatica – che potremmo definire di transizione con un graduale passaggio dal regime freatico al vadoso ma sempre in una



situazione di sistema prevalentemente chiuso (senza scambi gassosi con l'esterno) – il sistema carsico ha creato un insieme di comunicazioni con l'esterno attraverso il quale l'aria può circolare liberamente. E' noto infatti che i grandi sistemi carsici sono percorsi da correnti d'aria, talvolta anche violente, che mutano di direzione e d'intensità giornalmente e/o stagionalmente. In talune situazioni locali il flusso

gassoso può essere invorticato dalla presenza contemporanea di flussi liquidi. In *Figura 137* c'è la rappresentazione sinottica di un tratto di sistema carsico epigenico vadoso, dove convivono flussi liquidi e gassosi in presenza di morfologie freatiche (in genere fossili) e vadose (meandri, pozzi-cascata, ecc.).

In questa fase, con il sistema carsico aperto verso l'esterno, è la  $CO_2$  presente in superficie ha sostenere la corrosione del calcare (come sarà precisato in seguito, ogni molecola di  $CO_2$  in eccesso rispetto allo stato di equilibrio porta in soluzione una molecola di **CaCO<sub>3</sub>** solido). L'effetto carsificante dell'anidride carbonica proveniente dall'esterno è rilevante, soprattutto riguardo ai fattori carsificanti in condizioni di saturazione elencati nel



precedente capitolo, che, in questa nuova situazione, possono anche essere ritenuti trascurabili.

L'anidride carbonica si solubilizza in acqua secondo la Legge di Henry:

$$pCO_2 = p_{CO_2} = k_H \cdot [CO_2]_w$$

107

dove:

 $pCO_2 = p_{CO_2} = pressione parziale anidride carbonica$  $[CO_2]_w = concentrazione anidride carbonica solubilizzata in acqua <math>k_H = 29.4 \ l \cdot atm \cdot mol^{-1}$  (20°C) La costante  $k_H$  aumenta con T. clò significa che i gas, nella maggior parte dei casi, sono più solubili a basse temperature (come mostra la *Figura 138*), in particolar modo l'anidride carbonica.

**c)** L'anidride carbonica nell'atmosfera e nel terreno – Quando il sistema carsico supera la fase embrionale freatica e perviene a una condizione di regime vadoso diffuso, è l'anidride carbonica presente nell'atmosfera e nel suolo l'agente carsificante principale, quello che porta i sistemi carsici alle morfologie che oggi vi riscontriamo. E' possibile incontrare anche forme legate alla precedente fase freatica, ma in genere sono relitti fossili che non contribuiscono al drenaggio dei flussi.

Nell'atmosfera al livello del suolo la concentrazione di **CO**<sub>2</sub> è di circa 350 ppm (parti per milione). All'interno del suolo, dove avvengono processi organici e inorganici, la **[CO<sub>2</sub>]** è in genere più alta e varia molto, come si può vedere nella tabella di Figura 139. Le cinque misure rilevate nell'arco di 48 ore sono comprese fra 386,3 e 1715,8 ppm. Altre autori affermano che la [CO2] nel suolo varia da 3000 a 100.000 ppm e all'interno delle grotte fra 5000 e 10.000 (Waele, Piccini, 2008). Queste ultime rilevazioni ci sembrano inattendibili visto

Temperatura dell'aria °C (interno camera)	Temperatura del suolo °C (-10cm)	Contenuto volumetrico d'acqua	Precipitazioni nelle 48h precedenti mm	Concentrazione di CO <sub>2</sub> (ppm)
	Figura 139			
12.4°-27.5°	18.9°-22.1°	0.30-0.38	19.2	386.3-972.1
18.8°-28.0°	21.4°-23.1°	0.18-0.23	1.6	407-1211.5
17.6°-34.6°	22.3°-24.4°	0.11-0.12	0.2	423.8-1715.8
9.1°-27.9°	17.2°-21.2°	0.09-0.10	14.2	402-1572.4
10.1°-31.9°	18.4°-22.2°	0.09-0.10	0.0	401.7-1107.1

che monitoraggi in continuo per almeno 12 mesi in grotte dell'Appenino umbro-marchigiano danno concentrazioni che variano fra 350 ppm (Monte Cucco) e 2000 ppm (Frasassi).

Comunque, ritenendo ininfluenti le rilevazioni dei due ricercatori predetti, si può affermare che in grotta c'è una concentrazione di  $CO_2$  compatibile con quella presente nel suolo soprastante, che ha valori molto variabili in funzione della porosità, dell'attività biologica, della temperatura, della presenza di umidità e della profondità rispetto alla superficie. La fonte principale di  $CO_2$  per la carsificazione epigenica viene dai processi organici e inorganici nel suolo ed è trasportata nel sottosuolo dai moti convettivi delle correnti d'aria che circolano nel sistema in fase vadosa e dai flussi liquidi legati alle precipitazioni meteoriche. Ecco perché nella fase quasi-totalmente vadosa il flusso è da considerare costantemente aggressivo.

**d)** La forza di gravità e il regime vadoso – Nei sistemi epigenici <u>freatici</u> la forza di gravità ha solo la funzione di creare una pressione sufficiente a mettere in movimento il flusso carsico. Nei sistemi ipogenici la forza di gravità si oppone addirittura al movimento del flusso.

Invece nei sistemi epigenici in <u>regime vadoso</u> la forza di gravità è la principale protagonista della loro evoluzione. Infatti quando subentra il regime vadoso i sistemi carsici tendono a seguire vie di drenaggio gravitazionali, cioè le più verticali possibili, sotto l'azione del peso del flusso. La tendenza alla verticalità dei canali vadosi è una stretta conseguenza dell'azione che svolge la gravità.

E' bene comunque precisare che la tendenza alla massima verticalità dei sistemi carsici in condizioni vadose può essere condizionata da situazioni litologiche, tettoniche e freatiche che confinano il drenaggio delle acque sotterranee (*Parte VI, capitoli 01, 02 e 03*), situazioni difficili da prevedere se non a posteriori attraverso un'analisi geomorfologica nel sistema maturo e penetrabile.

Rimane fermo il fatto che, anche con la presenza d'interferenze che possono far mancare la perfetta verticalità, il sistema in condizioni prevalentemente vadose ha uno sviluppo planimetrico molto ridotto rispetto a quello verticale.

#### Parte VII

e) Le cinetiche della dissoluzione del CaCO<sub>3</sub> in un canale calcareo dove scorre a pelo libero un flusso costantemente non saturo – In *Figura 140* è presentato lo schema sinottico delle dissociazioni, delle sintesi e delle aggregazioni del sistema CaCO<sub>3</sub> – H<sub>2</sub>O – CO<sub>2</sub> nel caso di un canale calcareo vadoso dove fluisce in regime laminare e/o turbolento acqua sempre aggressiva. Il ricambio continuo di CO<sub>2</sub> con l'esterno garantisce che nella soluzione sia:

## $[Ca^{+2}] < 0,9 \ [Ca^{+2}]_{eq}$

108

In queste condizioni lo stadio lento e condizionante è l'attraversamento (diffusione) dello strato limite da parte degli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$ .



Anche qui le componenti dell'equilibrio sono disposte in modo da far rilevare che il movimento del flusso influenzi i meccanismi di reazione e produca un trasporto verso monte delle specie chimiche presenti, chi più che meno, nessuna esclusa (i germi cristallini sovracritici soprattutto, ma anche gli ioni idratati con bassa mobilità). Rispetto alle condizioni freatiche (*Figura 136*) tutto rimane immutato nei vari stati della dissoluzione, compresi i passaggi che portano alla formazione dei germi cristallini.

Ma i fattori carsificanti legati alle variabili presenti nell'equazione d'*Equilibrio 103* contribuiscono in modo trascurabile rispetto all'apporto corrosivo dato dall'anidride carbonica presente nella fase gassosa, la quale,

#### Parte VII

una volta disciolta in soluzione, v'immette ioni  $H^+$  (idrogenioni). Questi vanno a unirsi agli ioni  $CO_3^{-2}$  per formare sia  $HCO_3^{-1}$  (ione bicarbonato) che acido carbonico  $H_2CO_3$ , entrambi molto solubili. Di fatto diminuisce la concentrazione di  $CO_3^{-2}$ , lo stato d'equilibrio viene rotto e il sistema è costretto a compensare facendo andare in soluzione altro calcare.

Questo meccanismo di corrosione, addizionale rispetto a quanto accade nello stato freatico chiuso, rende il flusso aggressivo fintanto che c'è squilibrio fra concentrazione di anidride carbonica in soluzione e ione carbonato  $CO_3^{-2}$ . Consumata la  $CO_2$  in eccesso, il sistema ritorna in equilibrio. Ma i sempre nuovi apporti di  $CO_2$  dall'esterno rendono il flusso costantemente aggressivo (comunque sicuramente non saturo).

Ora la carsificazione procede con una velocità che in precedenza non è mai stata riscontrata. Ci avviciniamo a grandi passi al "breakthrough time" (Parte IV, capitolo 01, paragrafo **f**, Figura 59).

f) La velocità di solubilizzazione del calcare in fase vadosa con flussi aggressivi: l'equazione fondamentale – Ora il sistema carsico è maturo e la velocità della reazione di corrosione del calcare è talmente elevata da sopravanzare di diversi ordini di grandezza le velocità di reazione proprie della fase embrionale, che difatti non prenderemo in considerazione ritenendole trascurabili.

Come prima annunciato, la dissoluzione del calcare non è più condizionata dal passaggio dell'interfaccia solido-liquido ma piuttosto dalla velocità di diffusione  $F_{sl}$  attraverso lo strato limite (*Figura 140*).

L'equazione di velocità, ricavata empiricamente, valida per questa situazione è (Curl 1966; Roques 1969):

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot S/_{\tau} \left( [Ca^{+2}]_{eq} - [Ca^{+2}] \right) = k_T \cdot S/_{\tau} \cdot A \\ k_T = \frac{D_m}{\delta} = 0,021(Sc)^{0,66} \cdot V_m \end{cases}$$
109

dove:

L'*Equazione 109* è di 1° grado, ad andamento lineare e con ordine di reazione uguale a **1** (*Parte III, capitolo 03, paragrafo d, Figura 47*) ed è sostanzialmente diversa dall'*Equazione 97* valida per soluzioni prossime alla saturazione (di ordine nullo e velocità costante). Infatti condiziona la velocità  $F_{sl}$  non solo il fattore:

$$k_T \cdot S/_{\mathcal{T}}$$
 109 bis

ma anche il grado di aggressività *A* (precedente *capitolo 02, paragrafi b e c, Relazione 95*):

$$A = [Ca^{+2}]_{eq} - [Ca^{+2}]$$
 109 ter

La *Relazione 109* è sostanzialmente uguale alla *Relazione 42* (superiore): entrambe definiscono la velocità di corrosione del calcare tenendo conto tanto della velocità del passaggio degli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  attraverso lo strato limite quanto della controreazione che porta gli stessi ioni a ritornare allo stato solido, reinserendoli nel reticolo cristallino (gli Autori non menzionano il ruolo della formazione dei germi cristallini).

#### Parte VII

g) I fattori che influenzano le variabili dell'equazione della velocità di solubilizzazione del calcare in fase vadosa con flussi aggressivi – L'Equazione 109 contiene tutti gli elementi per comprendere e definire in via sintetica i molti parametri che portano alla formazione di un sistema carsico epigenico maturo una volta che sia stata superata la fase iniziale embrionale freatica.

**Primo elemento** – La proporzionalità diretta di  $F_{sl}$  con il grado di aggressività A è l'aspetto quantitativamente più importante, senza il quale ogni carsificazione ritornerebbe alla fase embrionale iniziale. Il valore positivo del grado di aggressività A dà la garanzia che il fenomeno carsico si creerà, comunque. Qualsiasi fatto che porti a un incremento di A fa crescere in modo significativo la sua velocità di formazione.

Per meglio comprendere quanto affermato, anticipando quanto è descritto nel prossimo capitolo, in condizioni ipogeniche - dove i gradi di aggressività sono superiori di svariati ordini di grandezza a quelli propri di un sistema vadoso a contatto con l'anidride carbonica atmosferica - il flusso è così corrosivo da minimizzare ogni altro eventuale fattore che porti all'ampliamente delle vie di drenaggio e i tempi di attuazione di una carsificazione avanzata si riducono drasticamente.

**Secondo elemento** - La costante di velocità  $k_T$  è definita dalla relazione (precedente *capitolo 03, paragrafo* **d**, *Relazione 104*):

$$k_T = A e^{-E/_{RT}}$$
 110

e quindi dal rapporto E/T (energia d'attivazione e temperatura): aumentando la temperatura e rimanendo inalterati i valori degli altri parametri, la dissoluzione del calcare viene favorita.

**Terzo elemento** - Abbinando quest'ultima conclusione con quanto definito sulla dissipazione differenziata d'energia potenziale in energia interna  $\Delta E_i$ , in funzione del variare delle geometrie dei condotti e dei canali drenanti (*Parte II e Parte V*), possiamo affermare che là dove il flusso del sistema carsico riesce a produrre una quantità maggiore di  $\Delta E_i$  trova anche modo di corrodere con una maggiore velocità. Se s'innesca uno stato di turbolenza si ha un incremento dell'energia interna che può arrivare a un aumento di 48 volte rispetto al regime laminare (*Parte II, capitolo 02, paragrafo m*). E' questo un primo fattore che porta alla corrosione differenziata (*Parte VIII*).

**Quarto elemento** – Un altro fattore a sostegno della corrosione differenziata viene dalla correlazione di  $k_T$  con la velocità media del flusso  $V_m$  e con lo spessore dello strato limite  $\delta$ , rispettivamente direttamente e inversamente proporzionale. Anche in questo caso è il mutare della geometria dei condotti e dei canali carsici a determinare, in modo localizzato, uno spessore dello strato limite variabile.

Infatti dalla relazione (Parte II, capitolo 06, paragrafo c, Relazione 24a):

$$Q = V_m \cdot \sigma$$

si evince che, rimanendo costante la portata Q, la velocità media  $V_m$  è inversamente proporzionale alla superficie  $\sigma$  della sezione trasversale del condotto.

Tenendo conto anche della relazione (*Parte II, capitolo 02, paragrafo f, Relazione 12*):

## $\delta = \sqrt{\mu/(2 \cdot r \cdot V_m)}$

si conclude che lo spessore  $\delta$  diminuisce con l'aumentare della velocità del flusso. Perciò, per esempio, in una strozzatura la velocità media aumenta per mantenere la portata costante e lo spessore dello strato limite si riduce, favorendo un aumento della velocità di corrosione. Superata la strozzatura lo spessore dello strato limite si ristabilisce e con esso la velocità di corrosione, completando il quadro di una corrosione differenziata.

**Quinto elemento** – Anche il coefficiente di diffusione di massa  $D_m$  contribuisce alla corrosione localizzata, in quanto legato al grado di turbolenza presente nel flusso: una maggiore turbolenza – anch'essa in funzione delle geometrie dei condotti e dei canali – determina un valore più elevato di  $D_m$  e di conseguenza una più veloce corrosione perché il calcare solubilizzato viene evacuato più facilmente.

#### Parte VII

**Sesto elemento** – Se il rapporto  $S/\tau$ , sia in fase aggressiva vadosa che embrionale freatica satura, aumenta di valore (per esempio, quando il flusso che scorre nel canale incontra un settore poroso della parete) la velocità di corrosione aumenta, con conseguente effetto d'ampliamento supplementare localizzato dove è presente la porosità. Ritornando la parete compatta, la  $F_{sl}$  riassume il valore precedente. Ecco un altro esempio di corrosione che si differenzia da luogo a luogo nello stesso condotto.

*Settimo elemento* – Per il rapporto superficie/volume, se il condotto è a sezione circolare con raggio *r*, vale questa relazione:

$$S/\tau = 2/r$$

Ciò indica senza equivoci che la velocità di corrosione è superiore in condotti di piccolo diametro (andando a confermare fra l'altro quanto già detto per l'effetto strozzatura).

Nell'ipotesi che la sezione trasversale sia circolare, occorre introdurre  $r = 2\Re$  e quindi:

### $S/\tau = 1/\Re$

dove  $\Re$  è il raggio medio o idraulico (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23c*), la velocità di corrosione aumenta con il diminuire del  $\Re$  anche in un condotto a sezione trasversale qualsiasi.

Questi risultati danno una spiegazione palese di quanto è stato definito nel precedente "Sesto elemento": la porosità di fatto può essere interpretata come la sostituzione di porzioni di parete liscia con dei fori di piccolo diametro dove la  $F_{sl}$  è maggiore. Il risultato complessivo è una più veloce corrosione dove la porosità ha preso il posto della parete liscia.

**Ottavo elemento** – Un'altra valutazione legata al rapporto  $S/\tau$  interessa la morfologia delle vie di drenaggio verticali. Infatti un canale che riversa il suo flusso nel vuoto (ad esempio in un pozzo-cascata) - disperdendosi in piccoli rivoli e gocce di ogni calibro - aumenta la superficie *S* lambita dall'acqua, mantenendo lo stesso volume  $\tau$  (*Glasstone, 1963*). Ne segue che nel tratto verticale del sistema carsico la velocità di corrosione è più elevata che nel precedente tratto con il flusso contenuto in un canale.

In aggiunta, sempre nei tratti a scorrimento verticale,  $F_{sl}$  viene ulteriormente incrementata per effetto di una maggiore solubilizzazione in acqua dell'anidride carbonica, dovuta ad un aumento della superficie di contatto gas/liquido (Legge di Henry) generato dalla nebulizzazione e frammentazione del fluido in caduta verticale. E' questo un effetto che nelle cascate dei corsi d'acqua innesca dei processi di autopurificazione (da materia organica) giacché aumenta la quantità d'ossigeno disciolto.

Non c'è dunque da stupirsi se a un meandro angusto con un corso d'acqua di piccola portata (qualche decilitro al secondo) segue un pozzo cascata campaniforme con sezione trasversale di alcuni metri di diametro.

Si ricorda comunque che tutto quanto definito nei capoversi precedenti - valido per condizioni vadose sempre aggressive - non avrebbe luogo se il flusso non fosse in movimento e non potesse, con i suoi moti convettivi, dare un contributo determinante all'evacuazione del calcare solubilizzato.

## 05. La chimica della corrosione del calcare: sistemi *ipogenici* con flusso sempre aggressivo in movimento

**a)** Condizioni in cui si svolge la corrosione del calcare nei sistemi ipogenici – Il flusso del sistema carsico ipogenico, nell'attraversamento dal basso in alto della falda freatica che lo contiene, sempre sotto pressione, è un sistema chiuso e freatico. Mentre, discendendo verso la risorgente lungo la superficie piezometrica, le condizioni sono vadose/freatiche e il sistema è aperto ai contributi epigenici idrici (precipitazioni meteorologiche) e gassosi (CO<sub>2</sub> atmosferica) (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo e, Figura 117c*).

L'apporto energetico per la carsificazione proviene dalle pressioni endogene, dal contenuto termico del flusso in risalita nei condotti calcarei e dal potenziale chimico degli agenti acidificanti in esso trasportati.

L'azione della forza di gravità non ha alcun ruolo carsogeno (contrariamente ai sistemi epigenici), anzi si oppone alla risalita dei flussi per il carico idrostatico che crea. Si ricordi che la fuoriuscita in superficie (piezometrica) di un flusso (liquido) ipogenico deve sottostare alla *Relazione 59 (Parte V, capitolo 07, paragrafi b e c, Figura 93*).

La morfologia dei sistemi carsici ipogenici è inconfondibilmente diversa da quella dei sistemi epigenici (*Parti VIII, IX, X e XI*).

Gli agenti acidificanti ipogenici sono la  $CO_2$  (anidride carbonica che in soluzione acquosa forma acido carbonico  $H_2CO_3$ ),  $H_2S$  (acido solfidrico), HF (acido fluoridrico),  $H_2SO_3$  (acido solforoso) e  $H_2SO_4$  (acido solforico), tutti produttori di idrogenioni  $H^+$ . Le caratteristiche principali e le relative costanti d'acidità (una misura della loro capacità di produrre idrogenioni in soluzione) sono:

1.	$H_2SO_4$	$k_a = 2.4 \cdot 10^6$	liquido	acido solforico
2.	$H_2SO_3$	$k_a = 1,7 \cdot 10^{-2}$	liquido	acido solforoso
3.	HF	$k_a = 6.7 \cdot 10^{-4}$	gas	acido fluoridrico
4.	$H_2CO_3$	$k_a = 4,4 \cdot 10^{-7}$	solo in soluzione (liquido)	acido carbonico
5.	$H_2S$	$k_a = 1.7 \cdot 10^{-7}$	gas	acido solfidrico

- 1. L'acido solforico è di gran lunga il più forte, ma non è facile trovarlo in natura se non come prodotto dell'ossidazione dell'acido solfidrico  $H_2S$  d'origine triassica (gesso), processo che richiede, fra l'altro, l'azione di solfobatteri ossidanti.
- 2. L'acido solforoso è un acido di media forza, non si trova in natura se non in soluzione acquosa dove è stata disciolta dell'anidride solforosa gassosa  $SO_2$  che, con la cattura di una molecola d'acqua, si trasforma in  $H_2SO_3$ ; l'anidride solforosa (gas) si trova in natura in aree vulcaniche in abbinamento al gas HF (putizze).
- 3. Segue **l'acido fluoridrico**, meno forte del precedente, ma abbondantemente presente in natura, essendo collegato a fenomeni vulcanici (spesso in abbinamento con l'anidride solforosa) e a emergenze termali.
- 4. **L'acido carbonico** si origina con la solubilizzazione dell'anidride carbonica in acqua, in questo caso proveniente da fenomeni endogeni, anche molto profondi, come ad esempio dal riscaldamento di stratificazioni calcaree ( $CaCO_3 \leftrightarrow CO_2 + CaO$ ) che entrano in contatto con il mantello o con apparati vulcanici.
- 5. L'acido solfidrico è un acido molto corrosivo, collegato ai fenomeni termali che si originano quando flussi idrici di origine meteorica raggiungono le stratificazioni di anidriti (gesso). In questo caso occorre il contributo decisivo di solfobatteri riducenti.

Quando questi acidificanti agiscono i tempi calcolati per arrivare a una fase vadosa matura sono nettamente inferiori a quelli calcolati con la modellizzazione descritta nella *Parte IV, capitolo 01, paragrafo g, Figure 60a-f*). Le condizioni ipogeniche producono velocità di dissoluzione del calcare superiori di diversi ordini di grandezza a quelle ottenibile con l'azione dell'anidride carbonica proveniente dall'atmosfera e dal suolo.

Altra caratteristica peculiare della carsificazione ipogenica sono le mineralizzazioni (il gesso  $CaSO_4$ , la Fluorite  $CaF_2$  e altri minerali sempre legati all'azione dissolutrice dell'acido solforico) che il flusso deposita all'interno dei sistemi carsici, marcando in modo inconfondibile questo tipo di speleogenesi.

**b)** La velocità di solubilizzazione del calcare in condizioni ipogeniche con flussi sempre aggressivi – Lo schema cui fare riferimento è quello di *Figura 141*, nella sostanza analogo a quello di *Figura 136* (speleogenesi embrionale freatica) e *Figura 140* (speleogenesi vadosa). Ma con la sostanziale differenza che l'aggressività del flusso ipogenico è tale da produrre una velocità di dissoluzione del calcare così elevata da rendere insignificante ogni altro fattore speleogenetico o ritardante.

E' la presenza nel fluido ipogenico di alte concentrazioni d'idrogenioni ( $H^+$ ) a determinare una veloce e consistente corrosione delle pareti calcaree dei condotti drenanti: gli idrogenioni infatti si uniscono con lo ione  $CO_3^{-2}$ , sottraendolo all'equilibrio e costringendo, di conseguenza, il calcare a ulteriore dissoluzione.



La reazione di dissoluzione è così veloce da minimizzare anche l'effetto legato alla produzione di germi cristallini (è verosimile ritenere che in queste condizioni di forte acidificazione non possano neanche formarsi in modo stabile; *Roques 1968*).

L'equazione di velocità di corrosione del calcare è la stessa utilizzata per le cinetiche della dissoluzione del **CaCO**<sub>3</sub> in condizioni vadose con flusso non-saturo (precedente *capitolo 04, paragrafo f, Relazione 109*):

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot S /_{\tau} \left( [Ca^{+2}]_{eq} - [Ca^{+2}] \right) = k_T \cdot S /_{\tau} \cdot A \\ k_T = \frac{D_m}{\delta} = 0,021(Sc)^{0,66} \cdot V_m \end{cases}$$
111

Con condizioni freatiche ipogeniche la forza di gravità non fornisce l'energia necessaria alla corrosione, che proviene invece dalle pressioni endogene e dal potenziale chimico degli agenti acidificanti in risalita. Ciò nonostante, a seguito delle disomogeneità geometriche e litologiche dei condotti, l'energia disponibile si dissipa in maniera localizzata creando i presupposti di una corrosione differenziata che agisce con le stesse caratteristiche valide per i sistemi epigenici freatici embrionali. La differenza sta nelle differenti velocità di dissoluzione del calcare: in questo caso sono di diversi ordini di grandezza superiori. Con la corrosione differenziata il fluido del sistema in formazione modifica la geometria delle vie di drenaggio per ottenere come è vero per ogni modifica dei condotti e dei canali carsici - la maggior portata possibile.

Per i dettagli sui fattori che influenzano le variabili dell'equazione 111 fare riferimento a quanto esposto nel precedente *capitolo 04, paragrafo* **g**.

## 06. L'eliminazione dei prodotti solubilizzati

**a)** L'evacuazione del calcare disciolto – Più volte in precedenza è stato sottolineato che non è sufficiente attuare la corrosione del calcare per avere la formazione dei sistemi carsici. Alla corrosione deve infatti abbinarsi necessariamente la contemporanea eliminazione del CaCO<sub>3</sub> portato in soluzione, altrimenti viene raggiunta la saturazione della soluzione e la velocità di dissoluzione si annulla (Relazione 111), impedendo ogni ulteriore ampliamento del sistema.

Questo smaltimento del soluto può avvenire solo attraverso quattro meccanismi:

- 1. trasporto legato ai moti convettivi del flusso,
- 2. diffusione di massa (e il coefficiente  $D_m$  ne è una misura),
- 3. impacchettamento in diverticoli ciechi e in canalizzazioni non drenanti dei germi cristallini prodottisi secondo lo schema di *Figura 111 (Parte VIII, capitolo 4 paragrafi b ed c, <i>Figure 153, 154 e 155*),
- 4. ottimizzazione del rapporto m/v (densità) dei cristalli di calcite (*Parte VIII, capitolo 03, paragrafo* e, *Relazione 120*).

Il primo meccanismo è proprio di sistemi carsici maturi, con grandi aperture dei condotti ed elevate portate del flusso. Lo smaltimento del soluto è molto efficace.

Gli altri meccanismi d'evacuazione sono propri di condizioni embrionali.

## Parte VIII

La speleogenesi embrionale nei sistemi carsici calcarei freatici <mark>epigenici:</mark>

la corrosione omogenea e differenziata con flussi saturi o quasi-saturi

### 01. Richiami e premesse

a) – Riferimenti ai contenuti e alle finalità delle Parti precedenti - Lo scopo delle Premesse e delle Parti sin qui esposte è stato di preparare alla comprensione di quanto è contenuto nelle Parti che seguono, dove sono riportati i risultati delle analisi - tutte originali, mai comunicate in precedenza - sui modi e sui tempi che determinano la formazione di ogni tipo conosciuto di sistema carsico.

Pertanto:

- 1. è stata inquadrata la formazione di un sistema carsico nel disegno universale dei tre Principi della Termodinamica;
- 2. sono stati descritti e definiti i vari tipi di sistemi carsici, senza tuttavia entrare nel merito dei meccanismi fisici, chimici, geologici e biologici che li hanno formati;
- 3. è stato chiarito in quali termini la speleogenesi è un disciplina che utilizza il metodo scientifico;
- 4. si è mostrato che un fenomeno carsico è caratterizzato da un insieme di evoluzioni dinamiche;
- 5. è stato messo in evidenza la connessione fra lo sviluppo di un fenomeno carsico e l'evoluzione dei sistemi idrografici, sia interni che esterni;
- 6. con il richiamo di nozioni idrauliche e chimiche sono state gettate le basi per valutare la fondamentale interconnessione fra i meccanismi chimici della speleogenesi e l'idrodinamica propria dei flussi carsici;
- 7. sono stati presentati i risultati delle ricerche empiriche sulla corrosione del calcare, soprattutto dal punto di vista delle cinetica e utilizzando i criteri della modellizzazione dei sistemi carsici;
- è stata sviluppata una ricerca sulle fonti d'energia che hanno permesso l'attuazione dei sistemi carsici, tanto d'origine epigenica che ipogenica, mettendo in risalto l'essenzialità che i flussi carsogeni siano in movimento;
- 9. con una ricerca originale e inedita, facendo riferimento alla geologia e ai principi dell'idraulica, sono stati mostrati gli elementi confinanti nella formazione di un sistema carsico, sulla cui base si realizza la sua struttura, con particolare riferimento al ruolo delle falde freatiche;
- 10. infine, la Parte precedente è stata dedicata alla descrizione dei meccanismi chimico-fisici che guidano la corrosione del calcare, sia in regime epigenico con condizioni embrionali freatiche e soluzioni sature (o quasi-sature), sia in regime epigenico in condizioni vadose (o vadose/freatiche) con soluzioni sempre aggressive, sia in regime ipogenico.

A iniziare da questa *Parte VIII* si entra nel vivo dell'analisi speleogenetica reale, a cominciare da quanto accade nella fase iniziale-embrionale di un sistema epigenico quando il flusso carsico saturo definisce il percorso da seguire fra ingresso (inghiottitoio o area di assorbimento) e uscita (risorgente o area di fuoriuscita).

Ora sono presentati, nel dettaglio, i meccanismi termodinamici, chimici, fisici, idraulici, geologici e biologici che attuano i principi generali dei fenomeni naturali, qual è un sistema carsico.

Queste presentazioni sono originali e qui comunicate per la prima volta, a cominciare dai sistemi carsici epigenici. Sono esposti in modo esauriente per la prima volta i concetti di "corrosione omogene" e "corrosione differenziata", chiavi di base per giustificare l'origine, l'evoluzione e la morfologia delle "grotte".

Le condizioni di saturazione o quasi-saturazione sono stabilite dalle *Relazioni 96 ter* (*Parte VII, capitolo 02, paragrafo c*):

$$0,9 \ [Ca^{+2}]_{eq} < \ [Ca^{+2}] \ \le \ [Ca^{+2}]_{eq}$$

Sotto queste condizioni, com'è noto, l'equazione di velocità della corrosione del calcare, integrata anche per il caso che il condotto sia a sezione circolare di raggio r, è la *Relazione 97 (Parte VII, capitolo 03, paragrafo b*):

$$F_s = k_s \frac{S}{\tau} = k_s \frac{2}{r}$$

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

In questo *capitolo* e nel *seguente* saranno analizzati gli aspetti che riguardano la corrosione omogenea e differenziata in condizioni di flusso <u>saturo o quasi-saturo.</u>

Ma occorre altresì sottolineare che entrambe le azioni corrosive agiscono anche con flussi <u>aggressivi</u>, quando condiziona la velocità di dissoluzione la *Relazione 109* e con la corrosione omogenea che assume un ruolo carsificante trascurabile (*Parte VII, capitolo 04, paragrafo f*).

**b)** La fase embrionale freatica con flusso saturo o quasi-saturo: caratteristiche del sistema carsico - La forza di gravità fornisce l'energia potenziale per la carsificazione epigenica, senza la quale non ci sarebbe alcun movimento di liquido nei condotti drenanti, né la conseguente produzione d'energia termica (vincendo gli attriti che ostacolano il moto del flusso), né l'evacuazione delle sostanze solubilizzate.

La distribuzione dell'energia interna nel condotto condiziona con vari meccanismi chimico-fisici (come vedremo nei paragrafi che seguono) l'azione dissolutrice del flusso.

Dopo che il flusso iniziale ha individuato il percorso da seguire, dall'ingresso all'uscita, rispettando le limitazioni spaziali dettate dagli elementi confinanti e le scelte imposte dalla necessità che il drenaggio abbia la portata maggiore possibile, comincia il deflusso dall'ingresso verso l'uscita. La situazione è dinamica e in continua evoluzione.

Il percorso drenante, individuato nella rete di discontinuità interconnesse della roccia incassante, è costituito da orizzonti porosi, canalicoli, interstrati e fratture di dimensioni millimetriche. Nel caso di attraversamento di faglie le aperture possono raggiungere qualche decina di centimetri. La velocità di deflusso può non superare il mm/ora o addirittura il mm/giorno o meno. La conformazione del percorso drenante è molto variabile tanto nella geometria, quanto nella litologia, come nella porosità delle pareti dei condotti carsici.

c) La fase embrionale freatica con flusso saturo o quasi-saturo: l'eliminazione del soluto – La difficoltà a evacuare il calcare disciolto inibisce il processo di carsificazione. Questo è valido in generale, ma soprattutto nella fase embrionale, quando i moti convettivi del flusso sono di ridottissima entità e quasi tutta l'evacuazione del soluto è affidata alla diffusione.

Pertanto, aumentare la portata del flusso non è solamente un fattore che velocizza la dissoluzione del calcare, ma anche un elemento che fa in modo che quest'accelerazione della corrosione abbia uno sbocco positivo per l'aiuto dato dai moti convettivi del flusso stesso a trasportare il calcare solubilizzato all'esterno del sistema carsico.

**d)** La fase embrionale freatica con flusso saturo o quasi-saturo: la rapida saturazione del flusso idrico – Volendo esaminare in modo completo la situazione in cui si trova un complesso carsico nella sua fase embrionale, non si può dimenticare che nella realtà il flusso carsico, prima di iniziare il suo percorso sotterraneo (in un sistema chiuso), si carica di anidride carbonica di provenienza atmosferica.

Ma questa minima riserva di acidificante (produttore d'idrogenioni  $H^+$ ), essendo il sistema "chiuso" (*Parte III, capitolo 03, paragrafo f, Figura 51*) si consuma rapidamente corrodendo il calcare ma mano che il flusso avanza nel condotto, e presto (teoricamente dopo poche decine di centimetri dall'ingresso) raggiunge la saturazione e la velocità di dissoluzione si annulla, perché viene raggiunto lo stato d'equilibrio (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Equazione 103*).

In questa situazione di sistema "chiuso", è stato calcolato (Roques, 1969) che il tempo necessario Z (tempo di risposta) per raggiungere una concentrazione  $[Ca^{+2}]$  pari al 90 % della concentrazione  $[Ca^{+2}]_{eq}$  (Parte VII, capitolo 02, paragrafo **b**, Relazione 96 ter) è dato dall'equazione empirica:

$$Z = (2,3/k_T) \cdot (\tau/S)$$

dove:  $Z = tempo \ di \ risposta$   $k_T = D_m / \delta = 0.021 (Sc)^{0.66} \cdot V_m = coefficiente \ di \ facilità (Curl, 1966)$   $D_m = coefficiente \ di \ diffusione \ di \ massa$  $\delta = spessore \ strato \ limite$  112

Sc = numero di Schmidt  $V_m =$  velocità media del flusso. S = superficie di separazione solido/liquido  $\tau =$  volume di soluzione soprastante la superficie S

Nell'ipotesi di condizioni embrionali freatiche, con regime di scorrimento laminare, essendo il diametro del condotto pari a **1 cm** e  $k_T = 1.4 \cdot 10^{-5} m/s$  il tempo di risposta è:

$$Z = 810 s$$

113

Quindi in poco meno di 12 minuti, indipendentemente dalla velocità di deflusso, la concentrazione di  $Ca^{+2}$  raggiunge un valore pari il 90 % di  $[Ca^{+2}]_{eq}$  [si noti come questo valore corrisponda a quanto ricavato diverse decine d'anni dopo da altri ricercatori (*Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*), valore definito  $c_s = 0.9 \cdot c_{eq} = "concentrazione switch"].$ 

Nel concreto, questo vuol dire che tutti i flussi carsici che penetrano nelle vie di drenaggio della massa calcarea raggiungono la saturazione dopo pochi decimetri di percorso sotterraneo a contatto con la roccia calcarea. La realtà sperimentale (*Roques, 1969; Boegli, 1969*) conferma che lo stato di saturazione viene comunque raggiunto nel giro di 24 ore (dato ricavato con soluzione immobile rispetto alla roccia calcarea).

e) La fase embrionale freatica con flusso saturo o quasi-saturo: l'apparente impossibilità di evolversi in sistemi carsici maturi – Dunque, secondo quanto descritto nei punti precedenti, i sistemi carsici in fase embrionale, chiusi e freatici, non potrebbero mai evolversi! Ci si domanda allora come sia possibile superare questa situazione non avendo, allo stato attuale delle conoscenze sin qui esposte, alcun modo per giustificare l'ampliamento dei canalicoli iniziali?

Eppure i sistemi carsici maturi - sicuramente attuatisi a partire da sistemi embrionali - esistono in abbondanza, sono esplorabili e anche caratterizzati da grandi vuoti e con una speleomorfologia incredibilmente variegata.

Tutto ciò è giustificabile ma soltanto da cause variegate, molto articolate, sovrapponibili e intersecabili, che, anche se operanti con contributi di minima entità, possono essere enfatizzate dall'" effetto tempo".

Qui di seguito sono riportati i meccanismi speleogenetici della corrosione omogenea e differenziata che giustificano la formazione dei sistemi carsici così come li conosciamo, a partire dalla imprescindibile fase embrionale iniziale.

## 02. I fattori speleogenetici in fase embrionale con flusso saturo o quasi-saturo: la corrosione omogenea

a) L'equilibrio chimico, la produzione di germi cristallini, il trasporto del soluto verso valle per mezzo dei

**moti convettivi** – Data la dinamicità dell'equilibrio chimico, nell'ipotesi che il flusso abbia raggiunto la saturazione e si muova con moto laminare in un condotto rettilineo a sezione uniforme circolare, a contatto con pareti senza disomogeneità litologiche e scabrezza, le reazioni legate alla dissoluzione del calcare sono quelle indicate nella *Figura 136 (Parte VII, capitolo 03, paragrafo b)*, che qui riproduciamo per facilitare la lettura (*Figura 142*).

S'ipotizza un sistema chiuso, senza apporti di acidificanti provenienti dall'esterno.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### 196

#### Parte VIII

Oltre a definire con r il raggio del condotto, poiché il sistema è epigenico, possono essere indicati anche il carico idraulico h, la lunghezza del condotto L e l'angolo d'inclinazione  $\alpha$ .

Ricordando che in condizioni di saturazione o quasi-saturazione lo stadio lento della dissoluzione del calcare è l'attraversamento dell'interfaccia solido/liquido, che l'equilibrio chimico è dinamico, che il flusso nel condotto calcareo produce delle masse di carbonato di calcio (germi cristallini) le quali sono mobilitate e distribuite nel corpo della soluzione (*Figura 143*). In una posizione "a monte" il calcare delle pareti viene solubilizzato in  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$ , ma le reazioni di ritorno - sempre presenti proprio perché è un equilibrio dinamico - prendono due strade diverse:

- la prima è il reinserimento degli ioni nel reticolo della roccia incassante nella stessa porzione di superficie da dove sono stati estratti con la corrosione ; in realtà i moti convettivi hanno una qualche influenza nel trasportare più a valle il reinserimento degli ioni meno veloci (*Parte III, capitolo 02, paragrafo g, Figura 44*);
- 2. la seconda è un ritorno verso lo stato solido, ma nel corpo stesso della soluzione, attraverso la produzione di germi cristallini, che, contrariamente agli ioni, vengono spinti a valle e sono soggetti alla forza di gravità.



**b)** Il meccanismo di base - Facendo il bilancio di massa, quanto è stato solubilizzato con la reazione di corrosione è uguale alla somma fra quanto è stato reinserito nel reticolo cristallino della calcite e quanto è stato generato nel corpo della soluzione sotto forma di germi cristallini.

Dunque una frazione rilevante delle reazioni di ritorno della dissoluzione produce un "precipitato" di germi cristallini, che, contrariamente alle specie ioniche, sono soggetti ai moti convettivi del flusso e quindi a un trasporto verso valle (*Figura 144*).



Il teorema della conservazione della massa è rispettato lungo tutta la lunghezza del condotto in quanto, prendendo come riferimento una sua qualsiasi sezione trasversale, a monte di questa c'è una situazione esattamente uguale a quella a valle. Il flusso rimane saturo, ma l'energia legata al moto del fluido fa si che del calcare solubilizzato e poi ricristallizzato in germi sovracritici esca dalla risorgenza. Ciò, sia pur con tempi coerenti con la velocità della dissoluzione del calcare, porta a un ampliamento del condotto drenante. In tal modo è anche superato il problema dell'evacuazione del soluto.

Ecco dunque un primo meccanismo che giustifica l'ampliamento dei condotti embrionali freatici chiusi con flussi idrici teoricamente incapaci di corrodere il calcare.

Questo meccanismo chimico che porta alla corrosione e alla contemporanea evacuazione del calcare da un sistema carsico non è legato alla presenza di acidificanti (come già detto, siamo sotto l'ipotesi di un sistema chiuso, senza apporti chimici dall'esterno), ma alla natura dinamica dell'equilibrio chimico e all'energia cinetica prodotta dall'azione della forza di gravità. La fuoriuscita di germi cristallini da condotti che drenano dei flussi carsici è un dato sperimentale confermato (*Roques, 1969*).

**c)** L'elaborazione teorica dell'evoluzione del condotto cilindrico iniziale - Con le condizioni definite nel precedente paragrafo l'ampliamento è omogeneo e il condotto si mantiene rettilineo, a sezione circolare uniforme e con pareti levigate.

Con l'avanzare della carsificazione il condotto aumenta di diametro, facendo crescere di conseguenza la portata sulla base della consueta relazione per i sistemi epigenici (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23b*):

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \,\mu} \cdot J \tag{114}$$

Essendo la portata Q direttamente proporzionale alla quarta potenza del raggio r, l'aumento di quest'ultimo incide molto sulle variazioni di portata, che va gradualmente aumentando finché con  $r = \infty$  diventa anch'essa di valore infinito.

Sembrerebbe evidente che per effetto della *Relazione 114* – per la sola azione della corrosione omogenea e senza l'intervento di agenti esterni all'equilibrio iniziale (acidificanti, nella fattispecie) – il condotto è destinato ad ampliarsi indefinitamente: una portata sempre più grande trasporta all'esterno del sistema carsico una quantità sempre maggiore di germi cristallini.

Ma, nello stesso tempo, si contrappone una progressiva diminuzione della velocità di dissoluzione del calcare, per effetto del decremento che impone la proporzionalità inversa del raggio del condotto nell'equazione di velocità della corrosione del calcare (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Relazioni 97 e 98*):

$$F_s = k_s \frac{2}{r}$$
 115

Questa relazione - valida solo con soluzioni sature o quasi-sature come appunto accade nella corrosione omogenea - ci dice che la velocità di dissoluzione del calcare diminuisce con l'aumentare del raggio del condotto, fino ad annullarsi quando questi raggiunge il valore infinito.

Combinando gli effetti della *Relazione 114* con quelli della *Relazione 115* si arriva a concludere che lo stato finale di questo processo corrosivo è definito da una portata infinita che, però, non ha germi cristallini da trasportare all'esterno. Pertanto la corrosione si annulla.

Queste conclusioni sono teoriche e basate su una modellizzazione dei tubi calcarei sottoposti a carsificazione, anche spingendo l'analisi matematica ai limiti, in ambienti puramente teorici lontani dalla realtà del fenomeno "grotta". Elaborazioni che tuttavia hanno anche un valore interpretativo di base rilevante.

**d)** Considerazioni conclusive e analogie – La corrosione omogenea permette di giustificare la carsificazione dei condotti carsici nella fase iniziale embrionale in condizioni di sistema chiuso e con il flusso.

Nella corrosione omogenea il meccanismo carsificante (equilibrio chimico dinamico e trasporto dei germi cristallini) si attua comunque, purché il flusso sia in movimento; e questo accade sempre nei sistemi carsici epigenici.

Tale risultato fa superare i tanti interrogativi che gravavano sulla speleogenesi embrionale, sempre evocata come punto di partenza imprescindibile della carsificazione, ma mai in precedenza compresa e giustificata pienamente. Purtroppo, per la corrosione omogenea mancano adeguati riscontri sperimentali che possano permettere il calcolo dei tempi di attuazione di questo tipo di carsificazione.

Però è interessante notare che in modo simile si è proceduto con il caso della "frattura standard" (*Parte IV*) giungendo a delineare fasi evolutive similari. Ma il meccanismo chimico invocato per giustificare il superamento della fase embrionale, ricavato per via empirica, è legato alla costatazione che in prossimità dello stato di completa saturazione l'ordine della reazione diviene pari o superiore a **4**.

Questo rallenta la velocità di corrosione (*Parte III, capitolo 04, paragrafo b, Figura 53*) e, in concreto, impedisce di raggiungere troppo velocemente lo stato di saturazione, permettendo così il raggiungimento del "breakthrough time" (*Parte IV, capitolo 01, paragrafo f*) e la conseguente fase di carsificazione in condizioni di non-saturazione e vadose.

Ma se, per qualsiasi ragione, i tempi di formazione del sistema non saturo si allungassero è anche possibile che, in pratica, tutta la genesi del sistema carsico abortisca. Con la modellizzazione proposta nella *Parte IV* non c'è alcuna garanzia che i sistemi carsici completino la loro evoluzione.

## 03. I fattori speleogenetici in fase embrionale con flusso saturo o quasi-saturo: gli elementi costitutivi della corrosione differenziata

a) Premessa – Le singole componenti della corrosione differenziata (o localizzata) agiscono in forza di fenomeni legati:

- 1. alle cinetiche chimiche,
- 2. all'idrodinamica e alle cinetiche chimiche insieme,
- 3. all'idrodinamica e alla termodinamica insieme,
- 4. all'idrodinamica da sola.

La corrosione differenziata produce azioni carsificanti tanto in condizioni di saturazione che con soluzioni aggressive:

- 1. con flussi saturi e quasi-saturi contribuisce al superamento dello stato iniziale embrionale e, successivamente, alla modellazione dei condotti freatici che precedono il passaggio allo stato vadoso quando è ancora possibile che si raggiunga la saturazione del flusso idrico;
- 2. con flussi aggressivi determina l'ulteriore rapido ampliamento dei condotti drenanti, conducendoli al regime vadoso con le variegate morfologie che li caratterizzano.

In entrambi i casi la corrosione differenziata svolge un ruolo determinante nella formazione e nell'acquisizione della variegata morfologia dei sistemi carsici reali, che non possono essere spiegate con quanto è stato detto in precedenza in questo lavoro. Non certo con la modellizzazione della "frattura standard", men che meno con la corrosione omogenea del condotto rettilineo e circolare (*Parte VIII, capitolo 02*), si possono giustificare le variegate forme presenti nei sistemi carsici reali.

In questo capitolo si prende in esame soltanto la corrosione differenziata con flussi <u>saturi o quasi-saturi</u>. Con soluzioni aggressive i meccanismi della corrosione sono analoghi, ma attuati con equazioni di velocità diverse e con velocità di carsificazione di vari ordini di grandezza superiori (*Parte IX, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 155*).

La "corrosione differenziata" è un fenomeno che prevede l'azione congiunta di due o più fenomeni costitutivi, i quali, singolarmente presi, potrebbero anche non produrre alcun ampliamento delle vie di drenaggio percorse dal flusso carsogeno.

Questi meccanismi speleogenetici, mai invocati in precedenza, utilizzano una sintesi fra chimica, idraulica e termodinamica; sintesi che permette di superare la difficoltà d'interpretazione della genesi delle "grotte"; sintesi che definisce in modo compiuto l'azione corrosiva che conduce alla formazione dei sistemi carsici reali.

Sintesi dove gli argomenti centrali sono:

1. la dissipazione d'energia potenziale in energia interna in funzione delle variazioni geometriche e litologiche dei condotti attraversati (termodinamica);

- 2. le variazioni delle cinetiche chimiche in funzione delle variazioni geometriche e litologiche dei condotti attraversati (chimica);
- 3. i mutamenti dello stato idrodinamico del flusso in funzione delle variazioni geometriche e litologiche dei condotti attraversati (idrodinamica).

Nei paragrafi che seguono sono elencate, analizzate e definite separatamente le componenti che concorrono alla corrosione differenziata. Mentre nel successivo capitolo 04 sono prese in esame le diverse azioni speleogenetiche derivanti dalle loro possibili combinazioni.

b) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati alle cinetiche chimiche e alla termodinamica: l'equazione della dissoluzione del calcare, l'influenza della temperatura, del rapporto superficie/volume  $S/\tau$  e del raggio r dei condotti – Questa prima componente mostra con efficacia cosa s'intende per corrosione differenziata, in contrapposizione a quella omogenea (che comunque è sempre in atto e contribuisce alla carsificazione): le geometrie dei condotti drenanti (in questo caso il raggio) e la natura delle loro pareti (porosità, consistenza mineralogica, presenza di elementi eterogenei, ecc.) fanno variare da luogo a luogo la velocità di dissoluzione del calcare. Di conseguenza in certi settori l'ampliamento del condotto è più veloce che altrove, modificandone la forma.

Infatti prendendo in considerazione, ancora una volta ma con diverse finalità, le relazioni della velocità di dissoluzione della calcite in condizione di saturazione o di quasi-saturazione (*Parte VII, capitoli 03, paragrafo b, Relazioni 97 e 98*):

$$F_s = k_s \frac{s}{\tau} = k_s \frac{2}{r}$$
 116

Da queste equazioni si evince che:

- 1. se il rapporto superficie/volume  $S/\tau$  aumenta viene incrementata la velocità di solubilizzazione  $F_s$  (per esempio in presenza di pareti porose o con cristalli di calcite di piccole dimensioni come nei calcari saccaroidi);
- 2. se il raggio r del condotto diminuisce  $F_s$  aumenta (per esempio in una strozzatura si ha una corrosione più veloce).

Inoltre vale anche la relazione (Parte VII, capitolo 03, paragrafo d, Relazione 104)

 $k_s = A_s e^{-E_s/_{RT}}$ 117

che a un aumento della temperatura fa seguire un aumento della costante di velocità, e quindi della velocità di dissoluzione del calcare.

Pertanto, ricordando che le variazioni delle geometrie dei condotti producono una dissipazione differenziata da luogo a luogo d'energia potenziale in energia interna  $\Delta E_i$ , lungo il condotto carsificato si verifica un ampliamento differenziato.

Queste preliminari conclusioni, nonostante siano riferite a un solo primo elemento costitutivo, vista la variabilità della geometria e della consistenza delle pareti di un condotto carsico reale, portano a dedurre che in ogni punto del condotto il calcare viene attaccato con una velocità di reazione differente, determinando quindi un'evoluzione morfologica estremamente diversificata. Il che corrisponde pienamente a quanto si osserva nella realtà.

Tenendo presente che nel flusso carsico, nonostante sia saturo e incapace di aggredire il calcare, la corrosione differenziata fa variare continuamente gli addendi dell'equazione d'equilibrio (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 103*). Ne segue che il flusso, man mano che avanza nel condotto, può cambiare in continuazione il suo stato, passando da condizioni di saturazione a condizioni di sovrasaturazione, per poi ritornare a essere saturo e quindi di nuovo sottosaturo. E così via.

#### Parte VIII

Ora forse può essere meglio compresa quell'affermazione (fatta in precedenza) che "lo stato di saturazione del flusso è una condizione estremamente improbabile da verificarsi, mentre è quasi certo che la soluzione in movimento nel condotto della massa calcarea sia in uno stato di sovrasaturazione o sottosaturazione".

E' questa una situazione che, se abbinata ad altre componenti della corrosione differenziata (come è esposto nel successivo *capitolo 04*), può portare a importanti ampliamenti delle vie di drenaggio, nonostante la saturazione dei flussi e la teorica impossibilità ad aggredire il calcare.

c) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: la dissipazione d'energia potenziale in energia interna in funzione del raggio e della pendenza del condotto, il ruolo della portata – In aggiunta a quanto definito nel precedente paragrafo, qui viene messa in evidenza la dipendenza della velocità di corrosione del calcare da fattori idraulici/termodinamici, che pertanto risultano elementi costitutivi della corrosione differenziata.

La relazione di base per definire, anche quantitativamente, i parametri che attuano quanto sopra affermato è ancora una volta la Legge di Poiseuille per condizioni epigeniche (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23b*):

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \,\mu} \cdot J \tag{118}$$

La *Relazione 118* evidenzia che la portata Q è in funzione delle dimensioni della sezione trasversale del condotto (rappresentate da r) e della cadente piezometrica J. Da notare, ancora una volta, la dipendenza della portata dalla quarta potenza del raggio: piccole variazioni di questo parametro determinano grandi variazioni di portata.

La *Relazione 118* ha inoltre la capacità di definire gerarchie idrodinamiche (e quindi termodinamiche) fra diverse situazioni di flussi freatici saturi in movimento all'interno di condotti calcarei.

Ricordando la nota e più volte utilizzata relazione valida per moti laminari (*Parte II, capitolo 02, paragrafo d*, *Relazione 06*):

$$F_a = k_p \cdot Q \tag{119}$$

si stabilisce un collegamento fra portata Q e forza d'attrito complessiva  $F_a$  che si oppone in un condotto al flusso.

La forza d'attrito  $F_a$  è proporzionale all'incremento di energia interna  $\Delta E_i$  prodotto dalla dissipazione d'energia potenziale. Energia interna  $\Delta E_i$  che a sua volta è proporzionale all'incremento di reattività del sistema freatico acqua/calcare e, infine, alla velocità di dissoluzione delle pareti di un condotto calcareo.

d) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: il passaggio da un regime laminare a un regime turbolento – Il flusso in condizioni laminari è rappresentato nella *Figura 145a*, quello turbolento in *Figura 145b*. Nel primo caso i filetti d'acqua corrono paralleli con la velocità più alta al centro del condotto, mentre sulla sua superficie aderisce, inamovibile, lo strato limite dove la velocità di flusso è nulla.

Restando ferme le condizioni di contorno come la geometria del tubo calcareo e il carico idraulico, in regime laminare:

- 1. la portata è la massima possibile;
- 2. l'attrito interno (fra i filetti fluidi) ed esterno (sullo strato limite) è il minimo possibile;
- 3. la dissipazione di energia potenziale in energia interna la minima possibile
- 4. la velocità media  $V_m$  la massima possibile.

E' la condizione a minor contenuto energetico, verso la quale tendono tutti i sistemi carsici (*Parte II, capitolo 07*), modificando opportunamente con la corrosione le geometrie dei condotti.

#### Parte VIII

Per contro il flusso turbolento, con condizioni di contorno identiche a quelle del regime laminare, impone una minor portata, una più bassa velocità media d'avanzamento, un più alto tasso di dissipazione in energia interna. Il movimento caotico dei filetti fluidi crea un intenso rimescolamento, con l'effetto complessivo di un trasferimento più rapido delle specie chimiche in soluzione verso ogni settore del flusso.

Nella fase embrionale freatica - per flussi contenuti in condotti di piccolissime dimensioni, con portate minime e velocità di scorrimento molto basse - il regime laminare è la condizione statisticamente più probabile.

Infatti con la relazione (Parte II, capitolo 02, paragrafo g, Relazione 15):

 $V_c = k_c \cdot (\mu/2\rho r)$ 



è definito che la velocità critica  $V_c$  che determina il passaggio dal moto laminare a quello turbolento è inversamente proporzionale alla terza potenza del raggio: più questi ha un valore elevato più la  $V_c$  ha un valore ridotto. Questo significa che più aumenta la dimensione dell'apertura dei condotti carsici più è probabile che il flusso passi alla turbolenza.

Il regime laminare può cambiare in moto turbolento in seguito:

- 1. ad aumento della velocità del flusso oltre la soglia critica;
- 2. alla presenza di una scabrosità nella parete del condotto;
- 3. alla presenza di ostacoli che modificano l'omogeneità delle geometrie del condotto;
- 4. a un cambio di direzione del condotto;
- 5. a una strozzatura del condotto;
- 6. a ultrasuoni;
- 7. a urti sulle pareti esterne del condotto (questo, ovviamente, è valido solo per tubature e non per condotti carsici).

Con il passaggio al moto turbolento una quantità maggiore di energia potenziale si trasforma in energia interna  $\Delta E_i$ : il rapporto è di 48 a 1 a favore del  $\Delta E_i$  del regime turbolento. In sintesi, quando si passa per una qualsiasi ragione dal regime laminare a quello turbolento, la reattività chimica del flusso aumenta nettamente e con essa la produzione di germi cristallini e la velocità di corrosione del calcare (per le stesse motivazioni addotte nel paragrafo precedente).

#### Parte VIII

Questo passaggio si verifica, anche in modo differenziato da luogo a luogo nello stesso condotto, in dipendenza delle variazioni delle geometrie e della consistenza delle pareti della via di drenaggio. Quindi con settori delle pareti calcaree sottoposti a velocità di corrosione diverse, più elevate dove maggiore è la turbolenza (Parte II, capitolo 05). Ecco un altro, efficace, elemento costitutivo della corrosione differenziata.

e) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati alle cinetiche chimiche: ottimizzazione dei volumi dei cristalli di calcite - Utilizzando la Relazione 104 (Parte VII, capitolo 03, paragrafo d) in riferimento alla sola equazione di velocità 97 (Parte VII, capitolo 03, paragrafo b), per la costante di velocità  $k_s$  della dissoluzione del calcare vale :

$$k_s = A_s \cdot e^{-E_s/RT}$$
 120

dove:

 $E_s = energia d'attivazione della reazione di solubilizzazione (dal cristallo alla soluzione)$  $A_s = fattore di frequenza = costante$ e = base naturale dei logaritmi  $\mathbf{R} = costante termodinamica.$ 

Per la stessa sostanza e a temperatura costante, i reticoli cristallini più stabili sono quelli con dimensioni maggiori: più esteso è il reticolo, maggiore è la risonanza fra gli orbitali degli elettroni esterni. Pertanto nei reticoli cristallini più grandi l'energia di attivazione  $E_s$  è maggiore rispetto a quella dei cristalli più piccoli (Glasstone, 1963).

In altre parole, ciò determina che portare in soluzione un cristallo di grandi dimensioni richiede più energia di quanta sia necessaria per solubilizzare un cristallo di piccole dimensioni (è esperienza comune che ciò che è polverizzato, a parità di ogni altra condizione, va in soluzione più rapidamente).

Volendo quantificare le considerazioni sopra esposte, occorre fare uso della Relazione 120 e definire che  $E_{S1}$  è l'energia d'attivazione di un grande cristallo di calcite, mentre  $E_{S2}$  è l'energia d'attivazione di un piccolo cristallo della stessa sostanza. Sotto questa impostazione si ha:

$$E_{s1} > E_{s2}$$

e quindi, non variando gli altri termini dell'espressione 123, risulta che:

$$k_{s1} < k_{s2}$$

con:

 $k_{s1} = costante di velocità del cristallo di maggiore dimensione$  $k_{s2}$  = costante di velocità del cristallo di minore dimensione

Pertanto, a parità d'ogni altra condizione, i cristalli di calcite di grandi dimensioni hanno una velocità di dissoluzione inferiore a quella dei cristalli più piccoli. Da cui, mettendo cristalli della stessa sostanza ma di dimensioni diverse nella stessa soluzione, le molecole dei cristalli piccoli (essendo attivo come sempre l'equilibrio chimico dinamico) tendono a stabilizzarsi andando ad accrescere cristalli di dimensioni maggiori.

Il risultato è che i piccoli cristalli scompaiono e aumentano le dimensioni dei cristalli più grandi. Le somma delle relative dà danno sempre lo stesso valore, ma la somma dei volumi diminuisce. Ciò è dovuto al fatto che l'impacchettamento nei cristalli più grandi è tale da costituire, a parità di massa, un solido di minor volume.

Una riorganizzazione degli spazi occupati dai solidi avviene comunque, anche in soluzioni sature, vista la dinamicità dell'equilibrio chimico. E' questo un altro elemento di ampliamento dei condotti carsici con soluzioni sature o quasi-sature, il cui significato, nell'economia generale della carsificazione, specie nella speleogenesi embrionale, ha una grande rilevanza. Per esempio quando aiuta a collocare la produzione di germi cristallini (*Parte VIII, capitolo 02, paragrafo a*, Figura 142) nel modo meno ingombrante possibile.

Questo fenomeno è favorito con flussi con ridotta velocità d'avanzamento, meglio se immobile o quasiimmobili come nella speleogenesi embrionale.

#### Parte VIII

#### Speleogenesi

Nella *Figura 146* c'è l'immagine di una goccia pendente dalla volta di una grotta con una deposizione multipla di cristalli di calcite. E' una situazione straordinaria, giacché normalmente all'interno di una goccia simile si agitano solo germi cristallini di piccole dimensioni. E' verosimile ipotizzare che la goccia rappresentata nella fotografia sia rimasta appesa per lungo tempo, tanto da dar modo ai germi cristallini, provenienti dalle acque di percolazione, di organizzarsi in cristalli molto più grandi.



**f)** Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica: Effetto Venturi – Nella dinamica dei fluidi l'Effetto Venturi ha un ruolo di grande importanza, senza il quale, ad esempio, non si potrebbe spiegare il volo degli aerei. Ma questo effetto dà un notevole contributo anche alla formazione dei sistemi carsici in fase embrionale freatica e in condizioni di completa saturazione.

Per comprendere il perché di questo contributo alla carsificazione si faccia riferimento alla Figura 147. Il fluido corre con velocità definita e costante, in condizione di moto laminare, fino al punto 1. Qui incontra una strozzatura (punto 2) dove è costretto ad aumentare la velocità in rispetto del principio della conservazione della quantità di moto.

Andando a misura la pressione sulle pareti del condotto nel **punto 1** e nel **punto 2**, si verifica che la pressione è



superiore nel **punto 1** (il piezometro contiene una colonna di liquido di altezza  $h_1$  maggiore). Da ciò si deduce che nella strozzatura (dove permane il moto laminare perché la velocità non supera il valore critico) gli urti sulle pareti da parte delle molecole e degli ioni presenti in soluzione sono diminuiti.

Questo ha un preciso significato: i moti convettivi del flusso nella strozzatura, più rapidi che altrove, hanno un'influenza sui moti propri delle specie chimiche in soluzione, tanto da interferire con questi e

condizionarli con componenti assiali longitudinali. In ultima analisi, il movimento del flusso nella strozzatura determina una diminuzione degli urti sulle pareti degli ioni in soluzione, con conseguente diminuzione della pressione (che è la risultante dell'insieme degli urti sulle pareti).

Trasferendo questa conclusione in termini di cinetica chimica, significa che nella strozzatura di un tubo calcareo la velocità di reazione d'inserzione degli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  (Figura 142) diminuisce, restando per contro invariata la velocità di dissoluzione ( (Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Relazione 97). L'Equilibrio 103, nella strozzatura, è sbilanciato a favore di una dissoluzione maggiore rispetto ai tratti a valle e a monte con diametro più grande.

Ancora una volta la geometria dei condotti influenza la velocità di corrosione del calcare, attraverso un fenomeno puramente idrodinamico. Ed essendo questa geometria estremamente variabile, ugualmente lo è la velocità di corrosione lungo il condotto.

g) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica: la diffusione da flusso – E' un fenomeno fisico che contribuisce al trasporto a valle dei germi cristallini, ritardandone la deposizione sulle pareti. In un condotto rettilineo con flusso in <u>regime laminare</u> – non necessariamente a sezione circolare – un oggetto nel corpo della soluzione tende a portarsi al centro del flusso dove maggiore è la velocità dei filetti fluidi (*Figura 148*). La conferma sperimentale è stata ottenuta con una soluzione  $H_2O - CaCO_3$ , calcolando le concentrazioni calcare a varie distanze dalle pareti del condotto. Al centro del condotto si è registrata la concentrazione più alta; in prossimità delle pareti la più bassa (*Curl, 1966*).



Questo effetto è dovuto all'azione centripeta del flusso laminare su una particella di una certa dimensione, come ad esempio germi cristallini sottocritici e sovracritici. Infatti, muovendosi i filetti fluidi parallelamente ma con velocità crescenti man mano che ci si avvicina all'asse longitudinale del condotto, sulla superficie della particella rivolta verso il filetto centrale il flusso scorre più velocemente che sulla superfice opposta rivolta verso la parete.

Questo, per l'Effetto Venturi prima menzionato, determina una pressione più elevata sulla superficie della particella rivolta verso la parete, la quale quindi viene spinta verso l'asse centrale del condotto. Qui le spinte sulle due pareti si equivalgono e non può avvenire alcuna traslazione.

E' un po' più difficile, viste le motivazioni sopra menzionate, accettare che molecole e ioni, date le loro infinitesime dimensioni, possano essere influenzate dai moti convettivi del flusso. Ma questo non cambia in nessun modo le conclusioni tratte sinora.

La diffusione da flusso aumenta con il crescere della sua velocità. In regime turbolento questo fenomeno è irrilevante.

Questo, come già anticipato, è un effetto che non permette la deposizione del precipitato di germi cristallini di calcare nei luoghi dove la corrosione è avvenuta, mentre incrementa la possibilità di trasporto a valle di un qualsiasi corpuscolo che si trovi in sospensione nel fluido in movimento.

Anche questo fenomeno contribuisce a modellare i condotti carsici in modo differente, da luogo a luogo, a seconda della velocità del flusso e della geometria del condotto drenante.

h) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati alle cinetiche chimiche: la nucleazione eterogenea dei germi cristallini – Questo fenomeno è ben presente e con chiari effetti sulla formazione di germi cristallini, ma anche di difficile definizione quantitativa. Come già visto il germe di calcite si può formare partendo da un nucleo costituito da un insieme di molecole di **CaCO**<sub>3</sub> (nucleazione omogenea). Ma la germinazione può anche

iniziare con molecole di **CaCO**<sup>3</sup> che si aggregano su un nucleo di altra natura, per esempio impurezze presenti nel calcare portate in soluzione e/o su germi di altri minerali (nucleazione eterogenea).

In questo caso, tutt'altro che infrequente nelle rocce carbonatiche, la produzione di germi è accelerata (si potrebbe dire catalizzata). Questo fa spostare l'*Equilibrio 103* a favore di una dissoluzione aggiuntiva di calcare e, a cascata, a favore di una maggiore produzione di germi sovracritici disponibili a muoversi nel corpo della soluzione.

Essendo il sistema carsico chiuso, i nuclei per produrre la germinazione eterogenea possono provenire solamente con l'incontro fra il flusso e settori della parete del condotto contenenti elementi estranei al calcare; cosa del tutto probabile. Ecco un altro elemento che può far variare, da punto a punto, la quantità di calcare solubilizzato.

i) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: effetto strozzatura – Il caso che trattiamo è molto rappresentativo e adeguato a esemplificare l'analisi della corrosione differenziata.

La strozzatura in un condotto è il caso più semplice di difformità geometrica che si può immaginare all'interno di un condotto carsico reale (*Figura 149*); ma anche il più efficace per rendere evidente l'influenza delle variazioni delle geometrie del condotto sulle condizioni idrodinamiche del flusso e, di conseguenza, sulla dissipazione d'energia potenziale in energia interna  $\Delta E_i$ , nonché sui meccanismi chimici della dissoluzione del calcare.



Il flusso arriva saturo in regime laminare alla strozzatura (si ricorda che siamo sotto l'ipotesi di una speleogenesi embrionale, con condotti piccoli e basse velocità di flusso dove il regime laminare è quello più probabile).

Rimanendo costante il carico idraulico h, la portata rimane costante.

**Prima elaborazione** - Proprio per mantenere costante la portata, nel restringimento la velocità  $V_m$  deve aumentare. Se il flusso fosse costituito da un liquido ideale (senza attriti che si oppongono al moto) questa velocità sarebbe definita con la relazione (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 24a*):

$$V_m = Q/\sigma$$

dove la velocità media è inversamente proporzionale alla superficie  $\sigma$  della sezione trasversale.

Ma il flusso carsificante è costituito d'acqua, un liquido reale, e per comprendere e definire quanto accade nella strozzatura si faccia riferimento alla relazione (*Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 04*):

$$F_a = \mu \frac{\Delta V}{\Delta n}$$

dove:  $\mu = coefficiente di viscosità$  $\Delta V / \Delta n = gradiente di velocità$ 

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte VIII

La forza d'attrito che si oppone al flusso  $F_a$  è direttamente proporzionale al gradiente di velocità, il quale può essere interpretato come l'incremento della velocità quando  $\Delta n$  è uguale all'unità di misura (velocità di deformazione misurata in  $s^{-1}$ ).

Pertanto, rimanendo  $\Delta n = 1$ , se aumenta  $\Delta V$  cresce anche la forza d'attrito e con essa anche la produzione d'energia interna  $\Delta E_i$ .

Dalle dimensioni delle sezioni trasversali e dal regime del moto (laminare o turbolento o laminare/turbolento di vario grado) possiamo elaborare la seguente graduatoria della produzione d'energia interna:

## $\Delta(E_i)_3 > \Delta(E_i)_2 > \Delta(E_i)_4 > \Delta(E_i)_5 = \Delta(E_i)_1$

Il valore maggiore d'energia interna prodotta è  $(\Delta E_i)_3$  in quanto si riferisce ad un settore dove si manifesta anche la turbolenza, che come noto è uno dei fenomeni più dissipativi dell'energia potenziale in anergia interna.

Con questa situazione nei settori 3 e 2 aumenta la velocità di dissoluzione del calcare rispetto agli altri settori, mentre il settore 4 diviene soprasaturo. La variazione di geometria del condotto (strozzatura) determina in un suo settore limitato la rottura dell'*Equilibrio 103* a favore di una velocità di corrosione più elevata (appunto come se in quel settore ci fosse uno stato di sottosaturazione). In ultima analisi si verifica che un a massa addizionale di calcare passa dalla parete alla soluzione sotto forma di ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  e germi cristallini sovracritici.

A valle della strozzatura la condizione diventa soprasatura e, se non intervengono fatti estranei, l'eccesso di calcare nella soluzione tende a ritornare allo stato solido (con reinserimento nel reticolo cristallino attraverso la precipitazione dei germi cristallini). Si ristabilisce dunque lo stato di saturazione dove agisce solo la corrosione omogenea.

Apparentemente non è stato prodotto alcun ampliamento. S'è verificato soltanto uno spostamento di calcare dalla zona di sottosaturazione a quella di soprasaturazione.

Ma abbinando opportunamente questo elemento costituente con un altro, la carsificazione avviene (vedi *capitolo 04* seguente).

**Seconda elaborazione** – L'analisi fatta nella soprastante elaborazione può essere sviluppata, con maggior rigore, sulla base del Teorema di Bernouilli (*Parte II, capitolo 06, paragrafo e, Relazione 26, Figura 38*).

Nella *Figura 149 bis* (*De Marchi, 1988*) è contenuta la rappresentazione del filetto liquido 1-2-3-4-5 alimentato da un bacino con livello fisso (carico idraulico costante).

Il filetto è composto da cinque settori:

- 1. sezione trasversale uniforme,
- 2. sezione convergente,
- 3. strozzatura,
- 4. sezione divergente,
- 5. sezione trasversale uniforme (uguale alla prima).

Se il liquido fosse ideale, ricordando che la linea dei carichi totali definisce il contenuto energetico complessivo del filetto fluido lungo il suo percorso, tale linea sarebbe orizzontale (linea nera tratto/punto). Infatti, non essendoci attriti, non ci sarebbe perdita di carico (produzione di calore per attrito).

Per contro, in condizioni di liquido reale, il flusso nel suo avanzamento nel condotto incontra situazioni geometriche variabili, che influenzano in modo localizzato la dissipazione d'energia potenziale in energia interna: tanto maggiore è la pendenza della linea dei carichi totali tanto maggiore sarà l'attrito che si oppone e tanto maggiore la produzione d'energia interna. Le frecce rosse indicano l'entità e la direzione lungo la quale si sviluppa la trasmissione del calore.

Come nella *Prima elaborazione* risulta che i settori maggiormente interessati dalla produzione di  $\Delta E_i$  sono il 3 e il 4, in particolar modo quest'ultimo dove oltre agli attriti consueti fra filetti fluidi si manifesta anche la turbolenza. Lo schema di *Figura 149 bis* è frutto di elaborazioni basate su prove sperimentali (*De Marchi, 1988*).

#### Parte VIII



Se non ci fosse stata la strozzatura e il condotto avesse avuto una geometria uniforme come nei settori 1 e 5, la linea dei carichi totali avrebbe assunto l'andamento rappresentato dalla linea obliqua nera tratteggiata, propria di una dissipazione distribuita in modo uniforme lungo tutto il condotto (una trasmissione dell'energia interna tipica della corrosione omogenea).

Invece la presenza della strozzatura incrementa il gradiente di velocità  $\Delta V / \Delta n$  (settore 2 e 3) e la turbolenza (settore 4), tutti elementi che fanno crescere la produzione di energia interna.

Questo è dovuto al fatto che, essendo la portata lungo tutto il condotto costante (in conseguenza del carico idraulico iniziale che non muta), la velocità del flusso aumenta nella strozzatura (teorema della conservazione della quantità di moto), per poi ritornare al valore iniziale ( $V^2/2g$ ) nel settore 5.

Il termine  $V^2/2g$  è l'altezza cinetica del Teorema di Bernoulli ed è collegata alla misura della velocità del flusso. Questa è definita, per ogni punto del filetto, dalla distanza fra la linea dei carichi totali per i liquidi reali (linea tratto/punto rossa) e la piezometrica (linea tratteggiata azzurra). Risalta in modo netto che l'altezza cinetica del flusso aumenta in corrispondenza della strozzatura).

Altresì il disegno della *Figura 149 bis* mostra come la linea dei carichi totale per liquidi reali vari la sua pendenza in funzione dei settori del condotto: tanto maggiore è la sua l'inclinazione tanto più elevata è la produzione d'energia interna, aggiuntiva e localizzata.

La maggiore pendenza è in corrispondenza del settore 4, per effetto dell'innesco della turbolenza, anche se il gradiente di velocità  $\Delta V / \Delta n$  diminuisce (l'effetto dissipativo della turbolenza è ben più elevato di quello prodotto dal gradiente di velocità).

I differenti tracciati fra le linee di carico totale per liquido ideale e reali definiscono un'area (di color giallo) che equivale all'energia potenziale totale  $\Delta(E_i)_{TOTALE}$  dissipata in energia interna. I maggiori incrementi di dissipazione sono concentrati nel settore 3 (strozzatura) e 4 (turbolenza).

Ricordiamo, per facilitare la comprensione, che la linea piezometrica del liquido reale si costruisce empiricamente applicando al condotto una serie di piezometri (tubicini dove il flusso può risalire liberamente spinto dalla pressione presente nel punto d'applicazione sul condotto): la linea che unisce tutti i livelli raggiunti è la piezometrica (*Figura 149 ter*).

#### Parte VIII



La coincidenza fra strozzature, perdite di carico e produzione d'energia interna è evidente. E' altrettanto evidente che più è ridotta la sezione trasversale nelle strozzature, maggiore è la perdita di carico e la produzione di  $\Delta E_i$ . E' questo un elemento costitutivo fondamentale per attuare la corrosione differenziata.

Quanto detto nel capoverso soprastante è un altro modo d'esprimere i concetti descritti a proposito della superficie piezometrica della falde freatiche in rocce fratturate (*Parte VI, capitolo 01, paragrafo e, Figura 103 bis*).

La fondamentale differenza sta nel fatto che nelle falde freatiche, in genere molto ampie e contenute in una rete di condotti intersecantesi, la velocità di deflusso è molto bassa. In aggiunta le caratteristiche geologiche che permettono la formazione di una falda freatica sono tali da determinare carichi idraulici hridotti per distanze L elevate (quindi valori prossimi allo zero per la cedente piezometrica) (*Parte II, capitolo 04, paragrafo* a, *Figura 28*). E questo è un altro motivo che impedisce flussi con velocità elevate.

Pertanto le marcate perdite di carico che abbiamo messo in evidenza in *Figura 149 ter*, proprie di condotti carsici embrionali, nelle superfici piezometriche non si verificano e possono essere ritenute, con buona approssimazione, piane. Anche la capillarità non ha alcun ruolo nel contribuire a definire la loro forma.

Questo, tra l'altro, è un ulteriore motivo che impedisce una carsificazione nel corpo della falda freatica, vista l'entità degli attriti che si oppongono a qualsiasi movimento del fluido.

L'argomento dei due successivi paragrafi ci dà lo spunto per generalizzare, anticipando quanto sarà descritto nei capitoli che seguono, il caso di un brusco cambiamento di forma delle vie di drenaggio che, nelle condizioni iniziali embrionali, rappresenta verosimilmente la norma. In queste condizioni di nette asperità, di tutte le forme, il flusso reagisce con una miriade di corrosioni differenziate che hanno come unico scopo eliminazione di tutto ciò che ostacola il movimento della corrente idrica, puntando a raggiungere la conformazione ideale che permette la maggior portata possibile (*Parte II, capitolo 07*). Le azione delle singole corrosioni differenziate sono contestuali e quindi si sommano: l'ampliamento è molto più rapido di quanto possa permettere la corrosione omogenea.

Il momento di maggiore difformità geometrica e di asprezza è la caratteristica peculiare della fase iniziale. Durante questa fase, per effetto della corrosione differenziata, si ha la più efficace azione carsificante della storia della formazione di un sistema carsico (proporzionalmente alle dimensioni dei condotti).

Questo contrasta con quanto descritto nella *Parte IV* a proposito dello sviluppo della "frattura standard", descritto dagli Autori delle relative elaborazioni come un processo in lenta continua crescita che solo nel finale ha un'esplosione di carsificazione ("breakthrough time", tempo di penetrazione) (*Parte IV, capitolo 01, paragrafo d, Figura 59*).

#### Parte VIII

**I)** Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: effetto brusco restringimento – Questa, come quella del prossimo paragrafo, è una situazione che va a completare quanto detto sull'effetto strozzatura ed esplicita nei dettagli quanto accade all'ingresso del restringimento.

In *Figura 150* (non ha importanza definire che sia una sezione o una pianta, perché in condizioni freatiche la forza di gravità non ha influenza nel determinare l'azione della corrosione) c'è la rappresentazione di un condotto che si restringe bruscamente, costringendo il flusso ad aumentare la velocità (la piezometrica discende in modo rapido, allontanandosi dalla linea dei carichi totali per un liquido reale) e a passare dal

moto laminare al moto turbolento (area e). Immediatamente dopo (settore 4) il regime torna laminare, ma la velocità del flusso è più elevata rispetto al tratto a monte (*De Marchi, 1972*).

La perdita di carico maggiore è in corrispondenza del settore 3 dove si sommano gli effetti dell'aumento del gradiente di velocità  $\Delta V / \Delta n$  e della turbolenza.

Tale perdita è evidenziata nella figura dall'aumento di pendenza della linea di carico totale. Le frecce rosse, sia per direzione che per grandezza, indicano le zone del sistema carsico (solido + liquido) dove si concentra l'influenza dell'onda termica.



Anche in questo caso si può concludere che ad ogni variazione della geometria di un condotto corrisponde una perdita di carico e la produzione localizzata d'energia interna.

Il caso si presta anche a un'ulteriore interessante osservazione che riprende, fra l'altro, il problema della collocazione dei germi cristallini in eccesso in una soluzione soprasatura (vedi anche capitolo seguente).

Nei settori **a** e **b** l'acqua del flusso è stagnante, esclusa da ogni forma di moto convettivo, dove il trasporto di un eventuale precipitato è affidato alla diffusione di massa. Qui la situazione favorisce la deposizione piuttosto che la corrosione della calcite (si ricorda che siamo in condizioni di saturazione).

Il deposito assume una forma "aereodinamica" che favorisce l'aumento della portata, conferendo al condotto una forma attenua le forze d'attrito.

La carsificazione embrionale freatica non è prodotta solamente dalla corrosione differenziata ma anche da una deposizione differenziata!

Questo fenomeno della carsificazione embrionale è difficilmente osservabile nel carsismo reale (ed esplorabile) perché l'ampliamento che ha seguito la fase iniziale asporta questo tipo di deposizione.

Mentre nelle reti idriche con tubature non calcaree questi depositi si osservano facilmente in corrispondenza di restringimenti dovuti a valvole, paratie, ecc.)

**m)** Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: effetto brusco ampliamento – Come già detto, anche questo caso va a completare quanto descritto e definito nel precedente *paragrafo i*, in particolare per ciò che avviene nel settore 4 della *Figura 149 bis*, quando l'aumento dell'apertura del condotto non avviene in modo graduale ma repentino come nella *Figura 151a* (*De Marchi,1972*).



In questa figura è rappresentato un condotto a sezione trasversale ridotta (settore 1) che si allarga in modo brusco in un condotto a sezione più grande, con un netto scalino ad angolo retto (settore 2). L'ampliamento è simmetrico rispetto al condotto affluente.

Dalla distanza fra la piezometrica (linea tratteggiata azzurra) e la linea dei carichi totale (tratto/punto rossa) si deduce che in corrispondenza dell'allargamento la velocità del flusso diminuisce rapidamente, e questo innesca nel settore 2, soprattutto, e 3 una serie di moti turbolenti che portano ad una consistente dissipazione d'energia potenziale in energia interna (lo indica la maggiore pendenza della linea dei carichi totali nel settore 2).

Inoltre nelle zone **a** la turbolenza crea un vortice stabile che ruota e determina sulle pareti calcaree una concentrazione localizzata d'energia interna. Anche in questa situazione l'effetto prodotto dalla turbolenza (specie i vortici stabili) compensa e sopravanza la riduzione dell'effetto relativo alla diminuzione della velocità del flusso e del gradiente di velocità  $\Delta V / \Delta n$ .

Anticipando, in parte, quello che verrà descritto nel successivo *capitolo 04*, l'evoluzione della carsificazione sarà come è disegnata nella *Figura 151b*, dove si evidenzia l'ampliamento localizzato nei vari settori (maggiore nel settore 2) (la linea tratteggiata bianca ricorda il profilo del condotto all'inizio dell'ampiamento).

Da sottolineare che in questo caso, l'eliminazione della strozzatura a monte avviene in modo retrogrado rispetto al senso del moto del flusso. Le morfologie correlate a questo fenomeno sono spesso osservabili all'interno dei sistemi carsici reali.

n) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: effetto ostacolo – Questa situazione (*Figura 152*) (*De Marchi, 1972*) è molto diffusa nella fase iniziale-embrionale, quando le soluzioni di continuità della roccia calcarea si presentano a spigoli vivi, con ampliamenti, restringimenti, ostacoli d'ogni foggia, variazioni di direzione, cambiamenti della litologia delle pareti, interstrati, orizzonti porosi.

Anche in questo caso il risultato sperimentale fornito dai piezometri indica che, per mantenere costante la portata del flusso in ogni sezione trasversale del condotto, deve variare la velocità di scorrimento: più veloce dove il condotto si restringe (sezione **a**).

Infatti la piezometrica (linea tratteggiata azzurra) in corrispondenza dell'ostacolo si abbassa e si allontana dalla linea dei carichi totale (tratto/punto rossa). Ciò significa che aumenta l'altezza cinetica  $V^2/2g$ 

(velocità di flusso più elevata) che favorisce una dissipazione maggiore potenziale d'energia in energia interna attraverso l'aumento del gradiente di  $\Delta V / \Delta n$ velocità е dell'innesco della turbolenza in quanto viene superata la velocita critica (Parte II, capitolo 02, paragrafo **g**, Relazione 15):

$$V_c = k_c \cdot (\mu/2\rho r)$$

La dissipazione maggiorata avviene soprattutto nei settore 2 e 3 dove la idrodinamica situazione produce dei moti turbolenti dei vortici caotici e stazionari (posizione a). nonostante che la relazione soprastante indichi che con il diminuire del raggio r la velocità critica aumenta.

Il tratto della linea dei carichi totali relativo ai settori 2 e 3 ha infatti la massima pendenza, che



indica la massima perdita di carico idraulico. Sotto tale condizione dinamica l'ostacolo sarà progressivamente eliminato con un'azione corrosiva retrograda simile a quella rappresentata nella *Figura 151b* (sarà esaminato nel prossimo *capitolo 04* l'esame del meccanismo chimico che porta a questo tipo di dissoluzione dell'ostacolo calcareo).

Infine nel settore 4 il moto laminare è ristabilito e la velocità del flusso riassume il valore che aveva prima dell'ostacolo, con altezza cinetica  $V^2/2g$ .

Che al termine del condotto rappresentato in *Figura 152* sia diminuito il contenuto energetico del sistema carsico lo attesta la diminuzione della quota piezometrica  $\zeta_2 + p_2/\gamma$ .

o) Elementi costitutivi della corrosione differenziata legati all'idrodinamica e alla termodinamica: la produzione di germi cristallini soprasaturi nel corpo della soluzione – In precedenza è stato messo in evidenza il ruolo nell'equilibrio 103 della germinazione dei cristalli di calcite, la quale, se favorita, porta ad una solubilizzazione addizionale del carbonato di calcio.

Chiariscono bene la situazione le due relazioni (Parte VII, capitolo 03, paragrafo **f**, Relazioni 105 e 106):

$$\log \varphi = \log A - \frac{\Delta G' + \Delta G_c}{KT}$$

$$r_c = 2\sigma M / \rho RT$$

dove risalta l'importanza delle variazioni della temperatura T in quanto:

1. un suo aumento, sempre in relazione all'*equilibrio 103 (Figura136*), produce un numero maggiore di urti efficaci fra  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  per formare  $(CaCO_3)_w$  (molecole idratate nel corpo della soluzione), spostando in tal modo l'equilibrio a favore dell'aumento della produzione di germi sottocritici e, di conseguenza, sovracritici;

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte VIII

- 2. il crescere della temperatura fa aumentare la frequenza di germinazione  $\phi$ ;
- 3. man mano che la temperatura cresce il raggio critico  $r_c$  diminuisce (per la calcite, a 20°C, ha una dimensione prossima a 130 Å).

In sintesi, l'incremento della temperatura nel tratto di sistema carsico relativo alla strozzatura favorisce la produzione di germi cristallini sovracritici, una massa di "solido" sottratto all'equilibrio e libero di muoversi nel corpo della soluzione, che dalle pareti della strozzatura va ad alimentare la soprasaturazione nella zona immediatamente a valle.

A favorire ulteriormente la corrosione differenziata nel restringimento del condotto gioca la bassa solubilità della calcite ( $K_{ps} = 3,36 \times 10^{-9}$  a 20°C), perché garantisce una permanenza prolungata nel corpo della soluzione di questo "solido" dandogli così il tempo necessario per collocarsi opportunamente e svolgere la sua azione carsificante.

**p)** Elementi costitutivi della corrosione differenziata: conclusioni generali – Laddove in un condotto carsico c'è una difformità geometria o litologica che crea ostacolo all'avanzamento del flusso si manifestano uno o più degli elementi costitutivi elencati nel precedente paragrafo, creando le situazioni di base per la corrosione differenziata.

In condizioni freatiche e di saturazione, la corrosione differenziata può essere attuata solo tramite la combinazione di due o più elementi costitutivi. Interazione che determina la variazione localizzata di parametri termodinamici e chimici e, conseguentemente, della velocità di dissoluzione del calcare.

Nel caso che l'elemento costitutivo abbia origine da un fenomeno idrodinamico la variazione di parametri chimici e termodinamici è sempre collegata a "perdite di carico idraulico" (abbassamento della linea dei carichi totali), generate da mutamenti geometrici e litologici all'interno del condotto drenante, mutamenti che, attraverso l'opposizione delle forze d'attrito, creano ostacoli aggiuntivi.

Queste perdite di carico consistono, di fatto, in una dissipazione d'energia potenziale che va a favore di quella termica, la quale si ripartisce nelle varie componenti del sistema carsico (calcare, acqua e, in condizioni vadose, aria). Si notino le analogie e i possibili collegamenti con quanto esposto nella *Parte V*.

L'insieme degli elementi costitutivi della corrosione differenziata è la base su cui ricostruire la genesi delle grotte, dalla fase embrionale a quella matura, dalla condizione freatica a quella vadosa. Il capitolo seguente è dedicato interamente a individuare i modi (e i tempi) con i quali questi elementi si combinano per produrre la carsificazione.

Prima di proseguire, per meglio comprendere la validità delle fondamentali conclusioni tratte sulla base dei principi e delle leggi dell'idraulica, è necessario riportare quanto detto a pagina 26 nel trattato "Idraulica, basi scientifiche e applicazioni tecniche; volume primo: parte seconda" (*De Marchi, 1972*).

"La teoria generale del movimento dei liquidi viscosi non consente tuttora una valutazione, nemmeno sommaria, delle perdite di carico dovute alle varie circostanze ora indicate: qualunque tentativo di applicazione, anche a casi molto semplici, incontra difficoltà analitiche raramente sormontabili, e l'incertezza circa le condizioni da assumere per la superficie di contatto col solido in relazione alla sua scabrezza, si ripercuote inevitabilmente sulla attendibilità dei risultati. Per la soluzione dei problemi pratici occorre perciò far capo all'indagine sperimentale, desumendo da misure dirette le perdite localizzate  $\Delta h$  dovute ai vari tipi di irregolarità, che si incontrano più di frequente nei casi reali (cambiamenti di sezione, di direzione ecc.), ed esprimendole in relazione agli elementi del movimento e, naturalmente, ai caratteri dell'irregolarità stessa.".

Queste considerazioni non mettono in discussione la sostanza delle interazioni fra idraulica e carsismo, che restano comunque i capisaldi della speleogenesi. Ci dicono invece che le valutazioni, soprattutto quantitative, dei singoli casi non possono essere tratte dalla teoria generale dei liquidi viscosi in movimento, ma solamente da sperimentazioni da approntare caso per caso.

Questa via empirica può essere concretamente perseguita dalla scienza idraulica con esperimenti realizzabili in tempi "umani". Ma non è attuabile per l'idraulica legata al carsismo, dove i tempi di attuazione sono "geologici". Questo rende ancor più determinante la funzione "sperimentale" dell'osservazione e dell'analisi della morfologia ipogea ed epigea dei sistemi carsici conosciuti.

## 04 I fattori speleogenetici in fase embrionale con flusso saturo o quasi-saturo: la corrosione differenziata

a) Premessa – Nei paragrafi che seguono sono descritti e definiti i vari parametri che, <u>sempre in concorso</u> <u>fra di loro</u>, producono la corrosione differenziata. Si tenga però presente che la corrosione omogenea contribuisce comunque all'ampliamento dei condotti drenanti. Ma in presenza dei fattori propri della corrosione differenziata, questi ultimi prevalgono nel definire le velocità di dissoluzione da luogo a luogo. Di conseguenza gli effetti della corrosione omogenea, così come sono stati presentati nel precedente *capitolo 02*, vengono quasi completamente occultati.

D'ora in avanti verranno trattati argomenti che, soprattutto per i sistemi carsici epigenici, costituiscono la parte centrale di questo lavoro. Sono elaborazioni originali che svilupperemo con l'aiuto di esempi, tutti ispirati dall'osservazione delle morfologie carsiche reali.

Ricordiamo che, in condizioni freatiche sature, solamente l'interazione di due o più elementi costitutivi porta all'ampliamento delle vie di drenaggio. L'azione di un solo componente può solo dislocare delle masse rocciose da un luogo all'altro, senza aumenti di portata e, quindi, di carsificazione.

**b)** Un esempio di corrosione differenziata: eliminazione di una strozzatura per riempimento con germi cristallini di canalizzazioni cieche – Nella varietà della rete di drenaggio si può verificare la situazione descritta in *Figura 153*.

In *Figura 153a* è rappresentata una situazione analoga a quella della strozzatura analizzata nel capitolo precedente (precedente *capitolo 03, paragrafo i, Figura 149*) (perdita di carico idraulico), ma con la variante che dopo la strozzatura, nella zona di soprasaturazione, sono presenti dei diverticoli non drenanti che fanno da "trappola" per i germi cristallini in eccesso nella soluzione soprasatura (*Figura 153b*).



**Maggiore velocità di corrosione nella strozzatura** – Riprendiamo in esame nel dettaglio e riepiloghiamo ancora quali sono gli elementi costitutivi della corrosione differenziata che concorrono nel determinare nella strozzatura una più alta velocità di dissoluzione del calcare, ricordando, fra l'altro, che nel restringimento del condotto si produce un'energia interna  $\Delta E_i$  aggiuntiva e localizzata in forza dell'aumento del gradiente di velocità  $\Delta V/\Delta n$  (il moto rimane laminare).

**1)** Per <u>primo elemento</u> elenchiamo l'equazione di velocità della corrosione del calcare in condizioni di saturazione o quasi saturazione (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Relazioni 97 e 98*):

$$F_s = k_s \frac{S}{\tau}$$

che è correlabile alle relazioni:

$$S/_{\tau} = 2/_{r}$$
 per un condotto a sezione circolare  
 $S/_{\tau} = 1/_{\mathcal{R}}$  per un condotto con sezione qualsiasi

e all'espressione che quantifica la costante di velocità (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Relazione 104*):

$$k_s = A_s e^{-E_s/_{RT}}$$

In sintesi, nell'ambito d'influenza di questo primo elemento costitutivo della corrosione differenziata, la velocità di dissoluzione del calcare aumenta perché:

- 1. aumenta la temperatura **T** (che fa crescere il valore della costante di velocità);
- 2. perché si riduce il raggio r (o il raggio medio  $\Re$ ) che è inversamente proporzionale a  $F_s$ .

2) Un <u>secondo elemento</u> che contribuisce alla corrosione localizzata è la fondamentale relazione (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23b*):

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \mu} \cdot J$$

in correlazione con l'equazione (Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 06):

$$F_a = k_p \cdot Q$$

In questo caso il contributo alla carsificazione è legato al fatto che la portata - e quindi la forza degli attriti  $F_a$  che si oppongono al moto del flusso e la quantità d'energia interna prodotta localmente  $\Delta E_i$  – è dipendente dalla quarta potenza del raggio (o del raggio medio se il condotto non ha una sezione circolare).

Infatti nelle condotte di piccolo diametro (come ad esempio i canalicoli della fase embrionale) piccole variazioni di apertura comportano ben più alti incrementi della portata. Da ciò si conclude che nelle vie di drenaggio a minor raggio si hanno aumenti di velocità di corrosione proporzionalmente più elevati che nei condotti di maggior diametro (questo non vale se ci si riferisce allo stesso condotto, nel quale la portata è costante in ogni sezione e quello che cambia è la velocità di flusso).

**3**) Per <u>terzo elemento</u> prendiamo in esame il passaggio dal moto laminare a turbolento: nella strozzatura il flusso è costretto ad aumentare la velocità che può anche raggiungere e superare il valore critico (*Parte II, capitolo 02, paragrafo g, Relazione 15*):

$$V_c = k_c \cdot (\mu/2\rho r)$$

Con il passaggio al moto turbolento una quantità maggiore di energia potenziale si trasforma in energia interna  $\Delta E_i$ : il rapporto è di 48 a 1 a favore del  $\Delta E_i$  proprio del regime turbolento. L'effetto temperatura è netto e sopravanza qualsiasi altro elemento costitutivo nell'aumentare la velo9cità di corrosione.

**4**) Un <u>quarto elemento</u> contribuisce all'aumento della velocità di corrosione: l'Effetto Venturi (precedente *capitolo 03, paragrafo f, Figura 147*). Questi fa si che la componente normale della velocità (quella diretta verso le pareti) delle particelle in soluzione (anche ioni a bassa velocità di spostamento) abbiano un minor probabilità d'inserimento nel reticolo cristallino delle pareti. Ciò di fatto modifica il bilancio complessivo dell'equilibrio chimico 103 a favore di una maggiore velocità di corrosione.

Inoltre l'Effetto Venturi contribuisce:

- 1. ad aumentare la velocità e la quantità dei germi cristallini trasportati verso valle, nella zona di soprasaturazione,
- 2. allo smaltimento più efficace del soluto.

#### Parte VIII

**5**) <u>Quinto elemento</u> (che potrebbe essere in parte assimilato con l'Effetto Venturi) è la diffusione da flusso (precedente *capitolo 03, paragrafo g, Figura 148*). E' difficile immaginare che gli ioni possano essere coinvolti da questo fenomeno, che però resta valido per i germi cristallini i quali saranno spinti ulteriormente a entrare nella zona a valle della strozzatura, contribuendo alla soprasaturazione.

6) Il <u>sesto elemento</u> che incrementa la velocità di dissoluzione del calcare nella strozzatura è prodotto dall'aumento - sia per effetto del  $\Delta E_i$  (riferirsi al precedente punto 1) sia per il contributo dato dall'Effetto Venturi e dalla diffusione di massa - della produzione di germi cristallini sottocritici, parte dei quali diventano sovracritici e quindi non più partecipi all'equilibrio chimico 103, che è dunque costretto a sbilanciarsi producendo una nuova corrosione aggiuntiva.

7) Anche il <u>settimo elemento</u> è legato al comportamento dei germi cristallini. In base a quanto detto nel precedente *capitolo 03* (*paragrafo n*) il crescere della temperatura aumenta la frequenza di germinazione e diminuisce il diametro critico, tutte modifiche che influenzano positivamente la velocità di corrosione in corrispondenza della strozzatura.

**Soprasaturazione a valle della strozzatura con collocazione dell'eccesso di soluto e di germi cristallini** – I sette punti precedenti indicano che nella strozzatura si sommano diversi effetti, tutti convergenti verso nel favorire una velocità di dissoluzione del calcare più elevata che altrove (zona di sottosaturazione). Il che potrebbe far pensare che l'eliminazione del restringimento è avvenuto.

Ma così come stanno le cose ciò che è stato asportato a monte e trasportato a valle, trovandosi in condizione di soprasaturazione, precipita e si deposita sotto forma solida, creando una nuova strozzatura equivalente alla precedente. L'Equilibrio 103 verrebbe ricomposto e la situazione di saturazione del flusso ristabilita. Però non si produrrebbe alcun ampliamento e la portata non cambierebbe.

Ma se gli elementi corrosivi precedentemente indicati si abbinano ad altri elementi che favoriscono la deposizione del soluto e dei germi cristallini in accesso in modo da non formare un nuovo restringimento, ebbene in questo caso l'ampliamento avverrebbe, la portata potrebbe aumentare e con essa l'evoluzione verso una forma di drenaggio carsico più efficace.

Per comprendere come questo possa avvenire occorre far riferimento al fatto che adiacenti alla zona di sovrasaturazione possano esistere (l'osservazione "in grotta" lo conferma ampiamente) delle canalizzazioni cieche dove i contenuti d'energia cinetica e termica del flusso sono più bassi che altrove (*Figura 153a*) (in concreto sono questi settori del sistema carsico dove non ci sono moti convettivi e le temperature sono più basse che nel condotto principale dove il flusso è in movimento).

Questi luoghi sono tali da attrarre i germi cristallini sovracritici e il soluto in eccesso, che precipiterà dando luogo a una progressiva occlusione dei canalicoli (*Figura 153b*). La strozzatura sarà quindi eleminata, la

portata del flusso crescerà e la carsificazione farà un passo avanti, ma contro il principio che le acque sature non possono operare alcuna carsificazione in profondità.

Nella *Figura 154* c'è la fotografia di un canalicolo sezionato da un blocco di calcare proveniente dalla parete della Burella della Grotta di Monte Cucco (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo a, Figura 110*) condotta di 360 m di lunghezza sviluppatasi all'interno di un orizzonte poroso del Calcare Massiccio. E' evidente il riempimento costituito da cristalli di calcite (il che non è casuale ma generalizzato lungo tutto questo condotto freatico).

Contribuisce certamente all'eliminazione del calcare solubilizzato nella strozzatura anche il fenomeno descritto nel precedente *capitolo 03* (*paragrafo e*, *Figura 146*): l'impacchettamento ottimizzato dei



216

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree
cristalli di calcite. Questo fenomeno permette di ricristallizzare il calcare solubilizzato in cristalli di maggior dimensione che, a parità di massa, occupano un volume minore.

Ancora una volta ricordiamo che questo non sarebbe stato possibile senza la dinamicità dell'equilibrio chimico e il moto del flusso.

Se più situazioni come queste possono attuarsi in contemporanea - ipotesi del tutto verosimile data la variegata geometria dei condotti reali drenanti - l'incremento della carsificazione è netto e più veloce di quanto possa immaginarsi.

c) Un esempio di corrosione differenziata: eliminazione di un ostacolo con trasferimento di soluto e germi cristallini in canalizzazioni secondarie – Un altro classico esempio di abbinamento di elementi costitutivi della corrosione differenziata è rappresentato in *Figura 155*. Un ostacolo crea impedimento al flusso (*Figura 155a*), aumenta l'attrito, dissipa energia potenziale in maniera aggiuntiva (perdita di carico con conseguente induzione di turbolenza localizzata).



La situazione è del tutto simile a quella del caso precedente, ma al posto dei diverticoli a fondo cieco ci sono dei canalicoli di dimensioni ridotte, che comunque una sia pur piccola funzione drenate la mantengono.

La portata e la velocità del flusso nel condotto principale e nel canalicolo sono definite dalle relazioni (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23c e 25b*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \,\mathfrak{N}^4}{\mu L} \cdot \Delta p$$

$$V_m = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{y^2}{\mu L} \Delta p$$

Pertanto nel canalicolo, dove  $\Re$  ha un valore molto ridotto e L è maggiore in conseguenza di un percorso più tortuoso, la portata è minima come pure la velocità di deflusso; condizioni ideali per una deposizione preferenziale dei germi cristallini e calcare in soluzione.

Infatti la portata quasi nulla (basso contenuto d'energia termica) e l'assenza di moti convettivi significativi (evacuazione del soluto di fatto inesistente) favoriscono la precipitazione del calcare solubilizzato e la deposizione dei germi cristallini in eccesso.

Il risultato finale è l'asportazione dell'ostacolo e l'occlusione dei canalicoli. La portata anche in questo caso aumenta e la carsificazione procede verso forme mature (*Figura 155b*).

### Parte VIII

Già da questi primi due esempi risulta evidente che s'innesca automaticamente una reazione nel sistema carsico che elimina gradualmente ogni impedimento verso il drenaggio massimo possibile (*Parte II, capitolo 07*) (ricordiamo che l'evoluzione del sistema carsico verso forme mature richiede che la portata aumenti gradualmente, rimanendo costanti gli altri parametri come la differenza di pressione  $\Delta p$ ).

d) Un esempio di corrosione differenziata: evoluzione delle sezioni trasversali non-circolari (ellittiche) dei condotti carsici – In *Figura 156a* è disegnata la sezione trasversale ellittica di un condotto freatico. Il flusso è saturo (o quasi-saturo) come sempre. In *Figura 156b* è disegnato lo stadio finale dell'evoluzione della sezione trasversale da ellittica a circolare ad opera della corrosione differenziata.

Riferendoci alla relazione (Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 04):

$$F_a = \mu \frac{\Delta V}{\Delta n}$$
 123a

dove:

 $\mu = coefficiente di viscosità$  $\Delta V / \Delta n = gradiente di velocità$ 

considerando solo il modulo dei vettori, possiamo trasformarla in (De Marchi 1988):

$$\Delta E_i = k_a \cdot \mu \cdot \frac{\Delta V}{\Delta n}$$
 123b

dove:

 $\Delta E_i$  = energia interna prodotta per dissipazione d'energia potenziale  $k_a$  = costante di proporzionalità



La Relazione 123b definisce che l'energia interna prodotta localmente dipende dal gradiente di velocità del flusso che si registra in prossimità di un area della parete del condotto.

Dato che la sezione non è circolare il gradiente di velocità differisce a seconda che si tratti di pareti corrispondenti all'asse minore  $d_1$  o all'asse maggiore  $d_2$ .

Infatti, essendo la velocità di flusso è uguale ma con filetti più o meno ravvicinati, si ha (rispettivamente per l'asse minore  $d_1$  e maggiore  $d_2$ ):

$$\Delta n_1 < \Delta n_2$$
 123c

e quindi:

 $\Delta E_1 > \Delta E_2$ 

123d

Di conseguenza la dissipazione d'energia non è omogenea e sulle pareti agisce una corrosione differenziata: più veloce sulle pareti in corrispondenza dell'asse minore, meno veloce sulle pareti prospicenti l'asse maggiore, intermedia in relazione a tutti gli altri assi.

Per meglio rilevare quest'azione localizzata della corrosione e rilevare la differenza di gradiente di velocità lungo gli assi della sezione ellittica iniziale, si faccia riferimento alle *Figure157a-b-c-d*.



Nella *Figura 157a* è riportata la sezione longitudinale lungo l'asse maggiore **d**<sub>2</sub> della condotta ellittica, dove il gradiente di velocità è  $(\Delta V / \Delta n)_2$ . Nella *Figura 157b* è disegnata la sezione longitudinale lungo l'asse minore **d**<sub>1</sub> della stessa condotta ellittica, con gradiente di velocità  $(\Delta V / \Delta n)_1$  più elevato in quanto lo stesso numero di filetti è contenuto in uno spazio minore (in base a quanto espresso nella relazione 133a).

Questo comporta, come già detto, che sulle pareti su cui insiste l'asse minore la corrosione sia più veloce che altrove, con evoluzione della condotta verso una forma a sezione circolare (*Figura 157c*).

Una volta raggiunta la sezione circolare la corrosione procede sulle pareti in modo uniforme e, pur ampliandosi per corrosione omogenea, la sezione circolare viene comunque mantenuta.

L'evoluzione del condotto a sezione ellittica volgerà dunque verso una sezione circolare (*Figura 157d*), che, come già ricordato, è quella che permette il deflusso più rapido e consistente (e con il minor dispendio di energia potenziale).

Ricordiamo ancora che questa trasformazione "sezione ellittica/sezione circolare" - come del resto le altre trasformazioni descritte nei paragrafi precedenti e quelle che saranno esposte nei paragrafi successivi - avviene sia in condizioni di saturazione che di quasisaturazione (e ancor di più, come vedremo in seguito, con fluidi aggressivi). Anche questa dunque è un'azione che va verso un sistema di drenaggio più efficiente e maturo.

Se in grotta non si osservano facilmente delle condotte perfettamente circolari (*Figura 158*) si deve alla scarsa possibilità che un condotto possa completare la sua evoluzione fino a questa forma, visto che è molto più probabile che la condotta passi da regime freatico a regime vadoso, oppure venga privata di ogni deflusso.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

e) Un esempio di corrosione differenziata: anastomosi di condotti drenanti adiacenti – Nei calcari ad alta porosità primaria (*Parte VI, capitolo 01, paragrafo h*) (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo c*) questo tipo di corrosione differenziata fornisce un contributo significativo alla carsificazione in fase embrionale freatica.

La situazione all'origine è rappresentata nella *Figura159a*, con la massa calcarea porosa sezionata e le sezioni trasversali di alcuni canalicoli interessati al drenaggio del flusso carsico in regime laminare. Ricordiamo che la rete della porosità è intercomunicante.



Poiché la differenza di pressione  $\Delta p$  fra l'ingresso e l'uscita del sistema carsico è uguale per tutta la rete di canalicoli, la portata **Q** del flusso nei vari condotti è definita, al solito, dalla relazione che esprime la Legge di Poiseuille qui presentata nella forma generica valida per sistemi epigenici e ipogenici con condotti a sezione trasversale qualsiasi (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23c*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \,\mathfrak{N}^4}{\mu L} \cdot \Delta p$$

La portata è direttamente proporzionale al rapporto  $\mathscr{H}^{4}/L$ , ma essendo verosimile ipotizzare che le diverse lunghezze dei canalicoli siano abbastanza equiparabili, il discrimine viene soprattutto dalle dimensioni del raggio idraulico, anche perché incide con la quarta potenza. Quindi tanto maggiore sarà il raggio medio  $\mathscr{R}$ tanto maggiore sarà la portata e, di conseguenza, la relativa capacità di corrosione.

Dunque le portate **Q** sono:

$$Q_1 > Q_2 > Q_3 > Q_4 > Q_5 > Q_6 > Q_7 > Q_8$$
 124a

e la loro somma dà:

$$Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5 + Q_6 + Q_7 + 4 \cdot Q_8 = Q_{a \ totale}$$
 124b

Sapendo che la forza d'attrito  $F_a$  in opposizione al movimento del flusso idrico è proporzionale alla portata (*Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 06*):

$$F_a = k_p \cdot Q \tag{124c}$$

si ottiene la seguente graduatoria per le singole forze d'attrito che si oppongono al deflusso idrico nei diversi condotti rappresentati in *Figura 159a*:

### Parte VIII

 $(F_a)_1 > (F_a)_2 > (F_a)_3 > (F_a)_4 > (F_a)_5 > (F_a)_6 > (F_a)_7 > (F_a)_8$  124d

e quindi - essendo la forza d'attrito  $F_a$  proporzionale all'incremento dell'energia interna  $\Delta E_i$  prodotta dalla dissipazione d'energia potenziale - si avrà:

 $(\Delta E_i)_1 > (\Delta E_i)_2 > (\Delta E_i)_3 > (\Delta E_i)_4 > (\Delta E_i)_5 > (\Delta E_i)_6 > (\Delta E_i)_7 > (\Delta E_i)_8$  124e

In conclusione, data la correlazione diretta fra l'incremento dell'energia interna  $\Delta E_i$  e l'entità della corrosione delle pareti calcaree dei condotti drenanti (precedente *paragrafo d*), quelli che hanno portate maggiori incrementeranno l'ampliamento più rapidamente di quelli interessati da portate minori.

Nei condotti con portate maggiori, ricordando che il flusso è in condizioni di saturazione, si creeranno situazioni localizzate squilibrate che porteranno alla produzione di un eccesso di calcare in soluzione, il quale, trasportato verso valle dai moti convettivi, cercherà di collocarsi senza creare ostacoli al flusso.

Per contro nei condotti a portata minore (in alcuni è quasi nulla) si attueranno condizioni tali da "catturare" il soluto in eccesso (soprattutto germi cristallini) che vi si depositerà.

Per un contributo di comprensione migliore prendiamo in considerazione anche l'equazione (*Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 07*):

$$R_1 = \gamma \cdot r/2 \cdot J$$

che esprime la resistenza per unità di superficie  $R_1$  che si oppone a causa degli attriti all'avanzamento del flusso freatico nel condotto di raggio r sotto la spinta di una cadente piezometrica J.

Essendo tuttavia alle prese con un sistema di drenaggio multiplo con condotti di varia apertura e sezioni trasversali di qualsiasi forma, è conveniente trasformare la *Relazione 124f* nell'equivalente:

$$R_1 = \gamma \cdot \frac{\mathscr{R}}{L} \cdot \Delta p \tag{124g}$$

in quanto:

$$r/2 = \Re$$

$$J = \Delta p/L$$

Dato che  $R_1$  è proporzionale alla quantità di energia interna  $\Delta E_{Ri}$  prodotta per unità di superficie, la *Relazione 124g* mostra che, a parità di differenza di pressione  $\Delta p$  fra ingresso e uscita dei canalicoli, l'energia interna  $\Delta E_{Ri}$  è direttamente proporzionale al raggio medio  $\Re$ . E questo conferma quanto affermato in precedenza: nei condotti con apertura più grande l'ampliamento è tale, nei confronti di quelli minori, da renderli sempre più atti a sostenere un incremento della portata.

Inoltre i condotti a sezione più grande fanno evacuare il soluto con più facilità; ed anche questo contribuisce a uno sviluppo più consistente della carsificazione.

Quest'abbinamento di fattori in sinergia crea nelle vie di drenaggio principali dei flussi soprassaturi ad alto contenuto energetico che vanno a depositare l'eccesso di soluto in settori a bassa energia (sia termica che cinetica), portando a una situazione com'è descritta in *Figura 159b*, dove vengono rappresentati:

1. i due condotti principali (Q<sub>1</sub> e Q<sub>2</sub>), nettamente ampliati e senza incrostazioni cristalline;

2. quelli di grandezza intermedia (Q<sub>3</sub>, Q<sub>4</sub> e Q<sub>5</sub>) leggermente ampliati e con incrostazioni di calcite;

3. tutti gli altri con grandezza immutata e parzialmente ostruiti dalla sedimentazione dei germi cristallini.

Per le portate si ha ancora:

$$Q_1 > Q_2 > Q_3 > Q_4 > Q_5 > Q_6 > Q_7 > Q_8$$

e la loro somma dà:

$$Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5 + Q_6 + Q_7 + 4 \cdot Q_8 = Q_{b \ totale}$$
 125

124f

con:

## $Q_{b \ totale} > Q_{a \ totale}$

La riorganizzazione dei vuoti del sistema drenante e la deposizione di calcare solido nelle vie laterali secondarie e minori ha portato a un aumento complessivo della portata e, quindi, a un incremento della carsificazione. Si ricorda ancora una volta che la misura della portata è uno dei più efficaci indicatori del grado di carsificazione.



Nella *Figura 159c* il processo di carsificazione prosegue con l'ulteriore ampliamento dei due condotti maggiori, la loro anastomosi e la cattura di canalicoli minori. Le vie di drenaggio a bassa energia termica e cinetica continuano a catturare il soluto proveniente dalle zone soprassature.

Per le portate si ha:

$$Q_{1-2} > Q_3 > Q_4 > Q_5 > Q_6 > Q_7 > Q_8$$
 127

e la loro somma dà:

$$Q_{1-2} + Q_3 + Q_4 + Q_5 + Q_6 + Q_7 + 3 \cdot Q_8 = Q_{c \ totale}$$

con: 
$$Q_{c \ totale} > Q_{b \ totale}$$

L'ulteriore riorganizzazione dei vuoti del sistema drenante ha portato ad un nuovo aumento complessivo della portata e, quindi, verso un nuovo incremento della carsificazione.

Nella *Figura 159d* l'ampliamento dei condotti a maggior drenaggio prosegue, anche con la cattura di altre canalizzazioni minori. I germi cristallini provenienti dalle zone di soprassaturazione vanno a ostruire quasi tutti gli altri canalicoli: poche altre vie di flusso rimangono aperte e solo parzialmente.

 $Q_{1-2} + Q_3 + Q_4 + Q_5 + Q_7 + 3 Q_8 = Q_{ctotale}$   $Q_{0}^{3}$   $Q_{0}^{3}$   $Q_{1-2}$   $Q_{1-2}$  $Q_{$ 

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

126

### Parte VIII

La situazione della distribuzione delle portate è ancora cambiata:

$$Q_{1-2} > Q_4 > Q_3$$
 129

e la loro somma dà:

$$Q_{1-2} + Q_3 + Q_4 = Q_{d \ totale}$$

con:

## $Q_{d \ totale} > Q_{c \ totale}$

Nuovi germi cristallini soprassaturi vanno a ostruire altre vie di drenaggio, aumenta l'apertura complessiva del sistema carsico e con essa la portata totale e la carsificazione.

Nella *Figura 159e* viene mostrato l'avanzamento della carsificazione: l'ampliamento del condotto principale è ancor più marcato (anche con la cattura di altri canalicoli), la sua sezione trasversale va assumendo un forma circolare, gli ultimi canalicoli si stanno ostruendo completamente.

Le portate hanno valori ancora diversi:

$$Q_{1-2} > Q_4 > Q_3$$

e la loro somma dà:

$$Q_{1-2} + Q_4 + Q_3 = Q_{e \ totale}$$

con:

$$Q_{e \ totale} > Q_{d \ totale}$$

Si è incrementata ancora la portata e lo stato di carsificazione.

Nella *Figura 159f* è mostrata la rappresentazione dello stadio finale della serie, con un unico grande condotto drenante che tende a una sezione trasversale circolare (precedente *paragrafo d*) delineata con una circonferenza tratteggiata.

Anche questo esempio di corrosione differenziata mostra come sia possibile far progredire la formazione dei sistemi carsici embrionali anche con flussi saturi: l'equilibrio chimico



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree



133

131

132

#### Parte VIII

Speleogenesi

Figura 159

delle dinamico, le variazioni geometrie dei condotti, la diversa distribuzione dell'energia interna, le condizioni dinamiche del flusso, il variare dei meccanismi delle cinetiche chimiche, sono tutti fattori che convergono per portare il sistema carsico fuori dalla sua fase iniziale embrionale, la più lenta e complessa, ma assolutamente imprescindibile.

### f) Un esempio di corrosione differenziata: modellamento ed eliminazione di diaframmi rocciosi

– In non pochi sistemi carsici s'incontrano zone labirintiche con condotti a sezione trasversale circolare che si intersecano più e più volte. Possono essere di dimensioni tanto centimetriche quanto decimetriche come metriche. I diaframmi che separano i condotti hanno pareti levigate e di forma aereodinamica.

Sono morfologie freatiche denominate "spongeworks" (lavoro di spugna) (*Figura 160*). Hanno avuto origine in settori della massa calcarea ad alta porosità o intensamente fratturati. Per giustificare la scelta delle vie di drenaggio si faccia riferimento a quanto definito nella *Parte VI, capitolo 03*.

E' altrettanto frequente, sempre nei settori freatici dei sistemi carsici, osservare morfologie modellate in

modo "aereodinamico", per esempio come lame sporgenti corrose in modo da assumere la forma delle ali d'aereo.

Ha agito nella formazione di queste tipiche morfologie carsiche tanto la corrosione omogenea quanto quella differenziata e l'esempio che porteremo qui di seguito ipotizza, come nei casi esaminati in precedenza, un sistema chiuso freatico in condizioni di saturazione (in regime di non-saturazione i meccanismi speleogenetici portano allo stesso risultato, ma attuandolo con tempi più brevi di diversi ordini di grandezza).

Nella *Figura 161a* è mostrata (sezione o pianta è indifferente, viste le condizioni freatiche) un caso esemplare dove un

canalicolo si suddivide, per un certo tratto  $\overline{A_a B_a}$ , in due rami con sezioni trasversali di uguale superficie (viene rappresentato un caso relativo all'evoluzione di un solo diaframma, che può essere ripetuto, estrapolandolo, in situazioni più complesse).

Il profilo della sezione del diaframma è tale per cui il percorso dei filetti fluidi nel tratto superiore è maggiore di quello nel tratto inferiore. Ciò costringe il flusso a percorrere il ramo più lungo a maggiore velocità:

$$V_{ma1} > V_{ma2}$$

Concentrando l'analisi sulla sola superficie del diaframma, non prendendo in esame quanto accade nella corrosione del calcare sulle altre superfici delle pareti dei canalicoli (corrosione omogenea, influenza della portata Q e del raggio medio  $\Re$ ) che portano comunque ad un ampliamento generalizzato, prendiamo in esame solo i meccanismi dissolutivi nelle aree contrassegnate **1** e **2**.





Il significato del testo nella figura:  $V_{ma1} = velocità media del flusso nel ramo 1$   $V_{ma2} = velocità media del flusso nel ramo 2$   $V_{a1} = velocità del filetto in prossimità della superficie 1$   $V_{a2} = velocità del filetto in prossimità della superficie 2$   $\Delta V_{a1}/\Delta n = gradiente di velocità in prossimità della superficie 1$   $\Delta V_{a2}/\Delta n = gradiente di velocità in prossimità della superficie 2$   $\Delta E_{a1} = energia interna prodotto in prossimità della superficie 1$  $\Delta E_{a2} = energia interna prodotto in prossimità della superficie 2$ 

Sulla base della relazione 134 possiamo anche dedurre che:

$$V_{a1} > V_{a2}$$
 135

e quindi:

$$\Delta V_{a1}/\Delta n > \Delta V_{a2}/\Delta n \tag{136}$$

Utilizzando la relazione (Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 04)

$$F_a = \mu \frac{\Delta V}{\Delta n}$$

che mette in relazione il gradiente di velocità  $\Delta V / \Delta n$  con la forza degli attriti  $F_a$  che si oppone al moto del flusso, possiamo infine estrapolare:

### $\Delta E_{a1} > \Delta E_{a2}$

Dunque sulla superficie **1** l'energia termica a disposizione è maggiore di quanta sia disponibile sulla superficie **2**. Ne è responsabile anche la turbolenza che preferenzialmente s'attiva con velocità di flusso più elevate.

Questa condizione è uguale a quella descritta per l'effetto "brusco restringimento" (precedente *capitolo 03, paragrafo I, Figura 150*), dal quale differisce sia perché l'effetto si applica a due superfici che non appartengono allo stesso condotto sia perché l'azione corrosiva è maggiore sulla superficie 1 dove il gradiente di velocità è più elevato (analizzando con Bernouilli, la perdita di carico sulla superficie 1 è superiore a quella relativa alla superficie 2).

Ne discende che la superficie **1** verrà solubilizzata più velocemente della superficie **2** e il diaframma andrà verso una forma sempre più simmetrica rispetto all'asse di scorrimento del flusso.

### Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

### Parte VIII

### Speleogenesi

A quanto detto si aggiunge il contributo dato dalla diffusione da flusso (precedente *capitolo 03, paragrafo g, Figura 148*) che, rendendo meno probabili le reazioni di ritorno sulle pareti **1** e **2** degli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$ , fa spostare *l'Equilibrio 103* verso una solubilizzazione aggiuntiva di calcare. Ovviamente con un effetto maggiore laddove la velocità dei filetti fluidi è più elevata, cioè sulla superficie **1**.

Il fenomeno della diffusione da flusso contribuisce alla corrosione delle pareti calcaree anche rendendo più facile il trasporto dei germi cristallini a valle e l'evacuazione del carbonato di calcio solubilizzato. Anche in questo caso l'azione è più efficace in prossimità della superficie **1**, a contatto con i filetti più veloci.

Il risultato complessivo è che il diaframma viene gradualmente corroso su tutta la sua superficie, ma più velocemente nella parte superiore, facendo così assumere alla sua sezione longitudinale un profilo sempre meno asimmetrico. Tutto questo è rappresentato nelle *Figure 161b, 161c, 161d, 161e*.



Nelle *Figure 161b e 161c* l'eliminazione del diaframma è in parte avvenuta ma rimane ancora l'asimmetria della sua sezione e restano in atto tutte le cause che producono la corrosione differenziata.

Ancora la *Diseguaglianza 136* rimane ma con entrambi i valori del gradiente di velocità in diminuzione; quello del ramo **1** più velocemente dell'altro ramo.

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Pertanto si ha:

 $\Delta V_{b1}/\Delta n > \Delta V_{b2}/\Delta n$  $\Delta V_{a1} > \Delta V_{b1}$ con  $\Delta V_{c1}/\Delta n > \Delta V_{c2}/\Delta n$  $\Delta V_{b1} > \Delta V_{c1}$ con

La portata complessiva è andata aumentando.



Nella *Figura 161d* l'asimmetria del diaframma è stata eliminata e la differenza fra gradienti di velocità s'è annullata:

$$\Delta V_{d1}/\Delta n = \Delta V_{d2}/\Delta n$$

con:

$$\Delta V_{d1} = \Delta V_{d2}$$

Ora resta in atto solo la corrosione omogenea, che, procedendo, porta alla completa eliminazione del diaframma (*Figura 161e*).

In quest'ultima figura sono mostrati alcuni frammenti di roccia caduti sul fondo del condotto: sono i residui del diaframma che, prima di consumarsi in modo completo, è diventato cosi sottile e fragile da frantumarsi sotto il proprio peso.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

L'effetto della corrosione differenziata descritto produce di fatto l'eliminazione di un ostacolo, la diminuzione degli attriti che si oppongono al moto del flusso e l'aumento della portata complessiva nel sistema carsico in formazione:

## $(Q_{a1} + Q_{a2}) < (Q_{b1} + Q_{b2}) < (Q_{c1} + Q_{c2}) < (Q_{d1} + Q_{d2}) < Q_e$

Nela realtà delle morfologie carsiche le zone a "spongeworks" che è possibile osservare è presente una situazione in cui i diaframmi fra i vari condotti intersecantisi non sono stati completamente eliminati ma solo parzialmente corrosi (come nella fotografia di *Figura 160*), con sezioni longitudinali simmetriche e asimmetriche (da questa asimmetria si può conoscere il senso del moto del flusso).

Questa è la conseguenza di una diminuzione della portata del flusso (dovuta o a una sua cattura lungo direttrici diverse di drenaggio o alla mancanza di alimentazione esterna o al cessare di un'attività ipogenica) che ha impedito la completa evoluzione della carsificazione, così com'è stata descritta con le figure precedentemente mostrate.

**g)** Un esempio di corrosione differenziata: effetto concatenato "parete porosa del condotto"/"strozzatura" – Dal contributo convergente di più fattori, possono manifestarsi degli ampliamenti delle vie di drenaggio particolarmente significativi.

Uno di questi casi si attua se il flusso idrico in un condotto incontra delle pareti calcaree porose. Nella *Figura 162*, con sezione longitudinale del condotto, è rappresentata questa situazione.

Nella Sezione **a** è rappresentato l'inizio della carsificazione embrionale con un flusso saturo freatico che attraversa, nella prima parte del canalicolo, un tratto con pareti calcaree porose.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

### Parte VIII

Nel tratto successivo le pareti sono invece lisce e compatte. E' una condizione favorevole alla corrosione differenziata: nel settore con pareti porose la velocità di dissoluzione del calcare è più elevata di quella che si manifesta nel settore con pareti compatte.

In base all'elemento costitutivo della corrosione differenziata definito dalle relazioni (precedente *capitolo* 03, paragrafo **b**, Relazioni 116 e 117):

$$\begin{cases} F_s = k_s \cdot \frac{s}{\tau} \\ k_s = A_s e^{-E_s/RT} \end{cases}$$
138

la porosità fa aumentare il rapporto  $S/\tau$  e di conseguenza aumenta la velocità di dissoluzione  $F_s$ , spostando l'*Equilibrio 103* a favore di una maggiore capacità aggressiva.

In secondo luogo la parete porosa è più scabrosa che altrove e produce, a cascata, maggiore attrito, maggiore turbolenza, maggiore dissipazione di energia potenziale, maggiore perdita di carico, maggiore produzione d'energia interna che, come ben sappiamo, fa aumentare la temperatura. Se aumenta la temperatura s'incrementa la costante di velocità  $k_s$  e, di conseguenza, la velocità di dissoluzione.

Di fatto nel tratto "poroso" il condotto si allarga più velocemente che nel tratto con parete compatta, dove agisce solo la corrosione omogenea. La situazione si evolve verso la morfologia rappresentata in *Figura 162b*, dove l'elemento ritardante la carsificazione è la strozzatura.

Ma la sua presenza innesca a sua volta una nuova azione di corrosione differenziata, dove agiscono i

meccanismi definiti nel precedente paragrafo **b**, che portano all'eliminazione della strozzatura e alla successiva evoluzione del condotto verso una forma con sezione trasversale uniforme (dove può agire solo la corrosione omogenea).

Anche questo meccanismo carsogeno esaminato fa evolvere il sistema carsico e la portata complessiva del flusso aumenta.

Nella *Figura 163* una fotografia del Salone Canin (Grotta di Monte Cucco – Umbria – Italia) dove risalta la corrosione differenziata prodotta dalla successioni di diverse stratificazioni calcaree ad alta porosità. La condotta d'ingresso al salone (cerchiata con una linea gialla) è chiaramente impostata su una di queste.

### h) Un esempio di corrosione differenziata:

effetto concatenato "calcare saccaroide"/"strozzatura" – E' una situazione analoga a quella definita nel paragrafo precedente, ma con un tratto iniziale del condotto con pareti composte da calcare "saccaroide", cioè una roccia calcarea molto pura composta da microcristalli di calcite (*Figura 164a*). Come nel caso precedente l'equazione di velocità da utilizzare è data dalla *Relazione 138*.

Tuttavia questa volta il fattore discriminante non è legato (se non in minima parte) al rapporto  $S/\tau$  o alla temperatura T, ma piuttosto al fatto che i microcristalli di calcite hanno un'energia d'attivazione  $E_s$  minore rispetto a quelli che costituiscono le pareti calcaree compatte (precedente *capitolo 03, paragrafo* e).

I fattori in sinergia, come più volte ricordato, spostano l'*Equilibrio 103* a favore di una maggiore aggressività del flusso e producono un'evoluzione com'è rappresentata in *Figura 164b*, dove si è generata una strozzatura che rallenta il drenaggio e impedisce alla portata di crescere.





Ma il restringimento innesca le reazioni descritte nel precedente paragrafo per la *Figura 162b* e viene progressivamente eliminato. Come nei precedenti esempi di corrosione differenziata la portata complessiva aumenta.

i) Un esempio di corrosione differenziata: effetto concatenato "corpi non solubili/turbolenza/diffusione da flusso" – In non pochi casi i calcari possono contenere corpi non solubili di varie dimensioni. Ne è un esempio il calcare selcifero, in cui grani di selce, poco solubili, sono dispersi nella massa sedimentaria di  $CaCO_3$ .



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

### Parte VIII

Nella *Figura 165a* c'è una rappresentazione di questa situazione con la sezione longitudinale di un condotto embrionale con flusso freatico saturo. La corrosione differenziata non ha motivo di manifestarsi, se non per il fatto che la corrosione omogenea agisce solo nelle parti calcaree della superficie del condotto, essendo i corpi estranei insolubili.

Ma i corpi non solubili che si protendono nella soluzione creano una turbolenza localizzata che incrementa la produzione d'energia interna  $\Delta E_i$ , e, sulla base della *Relazione 138*, accentua la velocità di dissoluzione del calcare nelle aree a loro circostanti.

L'evoluzione del condotto procede con un ampliamento pressoché uniforme della sezione trasversale e alcuni grani insolubili sono liberati dalla massa calcarea (*Figura 165b*). Questi, unitamente ai germi cristallini, sono convogliati verso il centro del condotto dove i filetti del moto laminare corrono più veloci (diffusione da flusso). Inizia l'evacuazione di quanto è stato "solubilizzato" e "mobilitato".

E' questo un esempio di "carsificazione" (ampliamento) che, in parte, non comporta la dissoluzione della roccia incassante.

L'evoluzione del canalicolo embrionale procede ulteriormente con la corrosione omogenea, aiutata dalla corrosione addizionale prodotta dalla turbolenza che si manifesta attorno ai grani insolubili ancora ancorati alla roccia incassante.

Questo tipo di carsificazione, proprio di calcari impuri come quelli selciferi o marnosi, è frequente e si manifesta anche con complessi estesi e profondi. Il limite di questi sistemi carsici sta nel fatto che la parte insolubile può ostruire le vie di drenaggio, impedendo la formazione di morfologie esplorabili. Le ridotte dimensioni dei tratti orizzontali e inclinati, con cunicoli e strettoie, è una delle caratteristiche di questi sistemi carsici.

Per contro i tratti ad andamento verticale sono molto più ampi. Ciò è determinato dal fatto che lungo il drenaggio orizzontale il flusso non ha sufficiente energetica da riuscire a trasportare la porzione non solubile, mentre nei tratti verticali c'è energia cinetica sufficiente da permettere una facile evacuazione della massa insolubile mobilitata.

 I) Un esempio di corrosione differenziata: effetto foro sulla parete, modellamento delle pareti e ampliamento dei condotti – Gli "scallops" (o "colpi di sgorbia") *Figura 166* (Antro del Corchia - Alpi Apuane - Toscana - Italia)) sono una forma di modellamento delle pareti che si incontra di frequente nei sistemi carsici, specie se questi hanno visto fasi di corrosione in condizioni freatiche (sotto pressione).

Quando possono svilupparsi, e non sempre ci sono le condizioni, producono sulle pareti una serie di "affossamenti" asimmetrici che portano, in ultima analisi, a un ampliamento del condotto drenante. Ma la loro evoluzione è diversa a seconda della geometria e delle dimensioni della disomogeneità iniziale che innesca il fenomeno.

Nella *Figura 167a* è rappresentata la sezione longitudinale di un condotto con flusso saturo in condizioni freatiche. E' presente un foro cilindrico con diametro D e profondità h. Quando i filetti fluidi in moto laminare raggiungono il foro s'invorticano, creandovi turbolenza all'interno e nel contorno. Questa turbolenza si propaga ritmicamente anche a valle, ma con un'intensità che va decrescendo, fino a esaurirsi.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

La turbolenza in corrispondenza del foro e dei vortici secondari indotti crea una condizione localizzata di maggior velocità di dissoluzione (per i motivi più volte descritti in precedenza), con la creazione di "impronte" più o meno profonde.

La situazione descritta in *Figura 167a* può evolversi in modi differenti, secondo le dimensioni del foro. Se il rapporto D/h è inferiore a un certo valore l'evoluzione prosegue con effetti marginali (*Figura 167b*), eliminando il foro e lasciando piccole impronte. Il condotto si amplia di poco ed è soprattutto la corrosione omogenea a portare avanti la carsificazione. La linea tratteggiata ricorda il profilo del condotto prima della corrosione.

Se invece il foro ha un rapporto D/h superiore a un dato valore (*Figura 168a*) l'evoluzione della corrosione differenziata agisce marcatamente (*Figura 168b*), conducendo il condotto verso un ampliamento significativo (*Figura 168c*) con una sequenza di "impronte" con profondità via via minore, fino a scomparire.

Il flusso che ha creato la modellazione della parete di *Figura 166*, quasi sicuramente freatico, ha esaurito la sua azione in modo brusco, interrompendo il corso dell'evoluzione della corrosione differenziata ad uno stadio compatibile con quello rappresentato in *Figura 168b*.

E' anche evidente che gli scallops di *Figura 166*, date le dimensioni, non si sono formati in fase embrionale. Tali modellazioni sono più proprie di fasi epigeniche mature, freatiche e con portate piuttosto elevate.

Abbiamo comunque voluto presentare in dettaglio questa morfologia carsica perché rende in modo sufficientemente compiuto il



concetto di corrosione differenziata in una soluzione satura (quindi teoricamente incapace di corrodere il calcare): la presenza di una disomogeneità nella geometria del condotto spinge il flusso a creare una turbolenza localizzata che induce, a sua volta, ad aumentare localmente la velocità di dissoluzione del calcare.

La soluzione resta nel complesso satura, ma certe aree della superficie del condotto sono comunque scavate più marcatamente. Ricordiamo che concorrono a questo risultato:

- 1. l'equilibrio chimico dinamico,
- 2. l'interazione fra idraulica (idrodinamica) e reattività chimica,
- 3. l'interazione fra geometrie dei condotti drenanti e le cinetiche delle reazioni chimiche.

Lo studio della genesi degli scallops ha un grande rilievo nella storia delle ricerche sulla speleogenesi, perché è stata la prima indagine che ha mostrato, <u>empiricamente</u>, la stretta correlazione fra dinamicità dei flussi idrici e corrosione del calcare. In particolare per la prima volta è stata evidenziata la possibilità di corrodere una roccia solubile con velocità di dissoluzione diversa da luogo a luogo, in funzione della

#### Parte VIII

geometria dei condotti carsici, sotto l'azione dello stesso flusso carsogeno. E' questa la "corrosione differenziata", il concetto cardine su cui basarci per analizzare e comprendere sia la dissoluzione del calcare in condizioni di saturazione sia i fattori che portano i sistemi carsici reali ad assumere la loro straordinaria varietà di forme.

Tutto è nato da una ricerca sperimentale di Allen JRL. (*Allen, 1972*) che ha messo in relazione la formazione degli scallops con la presenza di fori cilindrici su pareti percorse da un flusso idrico laminare vadoso. In particolare il flusso scorreva sopra una tavola di gesso, dove erano stati praticati dei fori cilindrici.

Il test - solubilizzandosi la tavola di gesso ( $CaSO_4$ ) con gli stessi meccanismi chimici del carbonato di calcio, ma con velocità di vari ordini di grandezza superiori (*Parte I, capitolo 01, paragrafo d*) – ha dato dei risultati in tempi relativamente brevi che hanno permesso di concludere:

- 1. la velocità di scorrimento del flusso laminare (che dipende dalla pendenza della tavola e quindi dalla cadente piezometrica J) ha una forte influenza sull'innesco della formazione degli scallops, perché queste forme sono scolpite sulle pareti delle grotte per l'azione di vortici dove il flusso è turbolento e questo regime di scorrimento è tanto più probabile quanto più elevata è la velocità media  $V_m$  (si ricordi la definizione di velocità critica nella *Parte II, capitolo 02, paragrafo g, Relazione 15*);
- 2. perché si formino degli scallops in serie come in *Figura 166* occorre che a monte del flusso, sulla parte iniziale della tavola, siano stati praticati dei fori cilindrici con un rapporto D/h > 0.8; al di sotto di questo valore i fori vengono eliminati per corrosione senza produrre scallops (*Figura 167b*);
- 3. se D/h > 0.8 la produzione in serie di "colpi di sgorbia" avviene ma si esaurisce quando l'energia potenziale del flusso non produce più una sufficiente turbolenza;
- l'entità della superficie interessata dalla formazione di scallops è proporzionale, a parità di portata del flusso, alla pendenza della tavola di gesso: tanto maggiore è la cadente piezometrica J, tanto maggiore è l'estensione della superficie coperta dai colpi di sgorbia;
- 5. invece, mantenendo la cadente piezometrica sullo stesso valore, l'aumento della portata fa aumentare l'estensione della superficie modellata con scallops.

Tuttavia occorre tenere presente che il dato di cui al soprastante punto 2) è valido per pareti di gesso e non per pareti di calcare (è un valore tutto da ricavare sperimentalmente). Ma resta comunque corretto ipotizzare - visto che i meccanismi chimici della dissoluzione del gesso sono del tutto uguali a quelli del calcare, dai quali si differenziano solo per il valore delle costanti di velocità - che una misura critica del rapporto D/h esista anche per le rocce calcaree.

m) Un esempio di corrosione differenziata: effetto confluenza, modellamento delle pareti e ampliamento dei condotti – Gli "scallops" si formano anche a seguito di una confluenza di flussi con diverse velocità di scorrimento, purché la velocità del flusso più lento superi un dato valore (*De Marchi*, 1988). In Figura 169a è mostrata questa situazione iniziale, con velocità  $V_{m1}$  relativa al condotto superiore maggiore di quella  $V_{m2}$  relativa al condotto inferiore.

Dopo la confluenza dei due flussi lo sviluppo del gradiente di velocità non è omogeneo (decresce man mano che si passa dalla parete A alla parete B). Questo spinge i filetti



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

provenienti dal condotto inferiore a invorticarsi, creando dei vortici in successione sulla parete B (se il rapporto fra le due velocità è opposto i vortici si creano sulla parete A).

In modo localizzato, in corrispondenza dei vortici dove il regime di flusso è turbolento, la produzione d'energia interna è più elevata (in proporzione al grado di turbolenza) e la velocità di corrosione del calcare più elevata (*Relazioni 138*). In tal modo si formano delle impronte asimmetriche come rappresentato nella *Figura 169b*, che si approfondiscono fintanto che i singoli vortici insistono nello stesso punto.

Anche in questo caso l'estensione della superficie modellata dipende dall'energia a disposizione del flusso e quindi dalla velocità del flusso e dalla cadente piezometrica **J**.

Se non intervengono altri fattori a modificare la geometria dei condotti, l'evoluzione della carsificazione prosegue con il livellamento delle impronte di corrente (gli scallops) e, quindi, con l'ampliamento del condotto (la linea tratteggiata ricorda il profilo del condotto prima dell'innesco della modellazione parietale).

Anche in questo caso il risultato finale prodotto da questo tipo di corrosione differenziata è l'ampliamento delle vie di drenaggio e, consequenzialmente, l'aumento della portata complessiva del flusso.

**n) Un esempio di corrosione differenziata: la rettificazione dei condotti drenanti** – E' facile ipotizzare che inizialmente non siano rettilinei i canalicoli embrionali di un sistema carsico in formazione.

E quindi è altrettanto facile prevedere che una parte determinante del suo "progetto" evolutivo riguardi la rettificazione delle vie di drenaggio, al fine di raggiungere quelle geometrie che permettono la massima portata possibile (*Parte II, capitolo 07*). Tal è lo scopo finale di ogni sistema carsico per adempiere alla funzione che il novero delle cose naturali gli ha affidato: contribuire all'attuazione di quanto il Terzo Principio della Termodinamica stabilisce (raggiungere lo stato con minor contenuto energetico e massima entropia) (*Premessa II, capitolo 01*).

In *Figura 170* è mostrato un condotto embrionale con soluzione satura e in regime laminare freatico. Nelle condizioni descritte la forza di gravità ha il compito, fondamentale, di creare una differenza di pressione fra ingresso e uscita tale da permettere di vincere gli attriti nel condotto, mettere in moto il fluido, produrre la dissipazione d'energia potenziale in energia cinetica e la corrosione omogenea e differenziata.

Ma la forza di gravità non ha alcun ruolo nella scelta delle vie di drenaggio, tutta basata sull'individuazione di una rete interconnessa di fratture, interstrati e orizzonti porosi che possano portare il flusso a fuoriuscire alla risorgenza.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte VIII

In prima battuta la ricerca dell'itinerario da seguire si basa sul criterio di trovare la via di deflusso che garantisca la massima portata (Legge di Poiseuille). E questo percorso può anche essere tortuoso, con molte curve, non certo rettilineo, anche se si sviluppa nel piano di una frattura, di un interstrato o di un livello poroso.

Piano che può essere orizzontale, verticale o inclinato, come appunto è reso evidente con le *Figure 171 e 172:* la prima (Reseau de la Dent de Crolles -Isère - Francia) è una condotta forzata impostata su un interstrato leggermente inclinato, mentre la seconda è un condotto freatico impostato su una frattura verticale (Grotta del Fiume- Frasassi- Marche-Italia).



Pertanto la rappresentazione di *Figura 170* può essere interpretata sia come una sezione longitudinale sia come una planimetria sia come una proiezione su u piano inclinato.

Definito il gradiente di velocità con la notazione:

$$\Delta V / \Delta n = dV$$
 139

si osservi come nei tratti rettilinei del canalicolo i filetti fluidi corrono paralleli e con velocità che aumenta man mano che ci si avvicina all'asse centrale: il profilo dei vettori della velocità è una porzione di parabola (in rosso) con asse di simmetria centrale rispetto alle pareti del condotto (*Parte II, capitolo 02, paragrafi*  $e \ ed \ f$ ). Il gradiente di velocità  $dV_1$  è lo stesso in prossimità delle due pareti.

Nei tratti curvilinei del condotto la porzione della parabola si deforma, mostrando che i filetti fluidi corrono più veloci sulla parete concava della curva. Con questa situazione il gradiente di



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

### Parte VIII

Speleogenesi

velocità  $dV_2$  è maggiore del gradiente di velocità  $dV_3$  sulla parete opposta . Nel complesso si ha:

$$dV_3 < dV_1 < dV_2 \tag{140}$$

e quindi:

$$\Delta E_3 < \Delta E_1 < \Delta E_2 \tag{141}$$

in forza della relazione (Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 04):

$$F_a = \mu \cdot dV \tag{142}$$

Pertanto sulle pareti concave delle curve del condotto c'è una produzione maggiorata di energia interna che va ad aumentarvi la velocità di dissoluzione del calcare. Per contro nelle pareti convesse, dove il gradiente di velocità decresce, la velocità di corrosione diminuisce.

Ne deriva, in conclusione, che il condotto si espande più velocemente nel gomito maggiore delle curve, producendo un'evoluzione "rettificante" del sistema carsico, com'è riportato nelle *Figure 170, 173, 173a, 173b e 173c*.



Nella *Figura 173* è mostrato con più dettaglio quanto accade in una curva, rendendo evidente la collocazione della turbolenza. L'azione congiunta di questa turbolenza con il fattore guidato dalla *Relazione 142* provoca una corrosione differenziata che porta all'accentuazione della curvatura. Le frecce rosse indicano le direzioni preferenziali dell'ampliamento.

Con queste impostazioni l'evoluzione della condotta curvilinea procede verso la conformazione mostrata in *Figura 173a*, dove le curve hanno assunto una forma molto accentuata e la corrosione differenziata procede nella direzione indicata dalle frecce rosse.

Il successivo stadio dell'evoluzione del condotto curvilineo è quello riportato in *Figura 173b*. E' uno stadio che prelude un'ulteriore accentuazione della curvatura e, complice la corrosione omogenea nei tratti rettilinei del condotto, l'anastomosi rappresentata in *Figura 173c*.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

La rettificazione non è completa, ma la portata complessiva del flusso è aumentata. In seguito il condotto d'ingresso e il condotto d'uscita della curvatura funzioneranno da "collo di bottiglia " (strozzatura), dove la corrosione procederà più speditamente che altrove e la via di drenaggio sarà ancor più ampliata e la portata crescerà ancora.

### 05. Corrosione omogenea e differenziata: conclusioni

a) I principi e le leggi dell'idraulica, i Principi della Termodinamica, i meccanismi delle cinetiche chimiche e la speleogenesi – Da quanto sinora detto, in particolar modo in questa Parte VIII, è evidente la fondamentale importanza per la comprensione della speleogenesi in fase embrionale dell'analisi integrata idraulica-termodinamica-chimica. Solamente con tale analisi multidisciplinare è possibile superare i limiti imposti dall'elaborazione puramente chimica e giustificare l'esistenza stessa dei sistemi carsici e la loro complessa morfologia.

In particolar modo risalta la funzione interpretativa dell'idrodinamica dei liquidi viscosi (reali). Disciplina questa nata alcuni secoli fa per governare il trasporto dei fluidi, e che mai si sarebbe potuta immaginare come chiave fondamentale per svelare i fattori che portano alla formazione e all'evoluzione dei sistemi carsici.

**b)** La complessità dei fenomeni propri dell'idrodinamica e le limitazioni quantitative dei principi e delle leggi dell'idrodinamica - L'idraulica è una disciplina scientifica che, partendo da ipotesi su fluidi ideali (senza attriti), discende alle situazioni reali (con attriti). Questa necessità di calarsi nel reale rende problematica un'elaborazione che permetta il calcolo preciso degli effetti concreti (come esplicitato nel box del *paragrafo p* del precedente *capitolo 03*), ma ciò non toglie che la sostanza delle risoluzioni rimanga completamente valida e sia sufficiente a garantire la correttezza delle conclusioni speleogenetiche (avremo grandi difficoltà a ottenere le misure sui tempi d'attuazione dei fenomeni, ma c'è la certezza che la carsificazione avviene in certi modi, producendo certe forme prevedibili).

Occorrerebbe mettere in opera delle ricerche empiriche per colmare tale lacuna, ma come già precisato la sperimentazione con rocce calcaree richiederebbe dei tempi non compatibili con l'attività umana.

c) L'analisi speleomorfologica come elemento di conferma sperimentale e punto di partenza per un processo di conoscenza deduttivo – L'osservazione delle morfologie carsiche è di fatto una forma di "sperimentazione", ma parziale: mostra il risultato finale e non le fasi intermedie del processo evolutivo. A meno che non si prendano in considerazione sistemi carsici della stessa tipologia in fasi diverse dello loro sviluppo.

Ogni speleoforma osservabile ha alla base una giustificazione legata a quanto dettato dall'interazione fra idraulica, termodinamica, chimica e geologia. Le elaborazioni deduttive che vogliono ricostruire il percorso a ritroso sono possibili e fonte di molte utili e corrette conclusioni.

d) La corrosione omogenea e differenziata come elementi indispensabili per la formazione di un sistema carsico – Soprattutto in condizioni epigeniche, ma anche ipogeniche, questi due fattori sono la base imprescindibile per la creazione di un sistema sotterraneo, multiforme e complesso. Senza di loro le "grotte" non potrebbero superare la fase embrionale e acquisire la varietà morfologica che vi riscontriamo.

In questa *Parte VIII* abbiamo potuto conoscere come questi due agenti carsogeni operino. Molti elementi costituenti della corrosione differenziata sono stati elencati e analizzati. Come pure sono stati portati molti esempi in cui l'abbinamento di questi elementi ha portato alla corrosione differenziata. Ma le combinazioni possibili sono molto più numerose.

Con la corrosione omogenea e differenziata è possibile spiegare la speleogenesi embrionale anche nell'ipotesi che il flusso raggiunga la completa saturazione (in contrasto con quanto affermato nel lavoro di *Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*).

Nelle Parti che seguono, con condizioni freatico-vadose o vadose e con flussi sempre aggressivi, la situazione cambia radicalmente: entrano in gioco la forza di gravità e i limiti spaziali imposti dai confinamenti entro i quali si sviluppa il fenomeno carsico (*Parte VI*). La ricerca della verticalità del drenaggio è l'asse portante di questo tipo di sistemi carsici, i più diffusi fra quelli conosciuti.

## La speleogenesi nei sistemi carsici calcarei <mark>epigenici</mark>:

la transizione dalla fase embrionale freatica a quella matura vadosa

## 01. La corrosione omogenea (freatica): il passaggio dallo stato di saturazione a quello aggressivo, il graduale avanzamento del confine "non-saturo/saturo" e l'eliminazione della strozzatura finale

**a)** Richiami e premesse – L'evoluzione della <u>"frattura standard"</u>, relativa alla modellizzazione dei sistemi carsici, viene analizzata nella *Parte IV, capitolo 01, paragrafo g e seguenti*.

L'elaborazione prevede che nella frattura standard entri un flusso divenuto acido in seguito alla solubilizzazione dell'anidride carbonica esterna (acidificante) e poi, rapidamente, saturato dopo una breve iniziale corrosione prodotta dall'acidificante in eccesso rispetto all'equilibrio.

Tenuto conto che la carsificazione avviene tanto in condizioni di saturazione (o quasi-saturazione) quanto aggressive (non sature), sono chiamate in cause le equazioni di velocità non-lineari e lineari della corrosione del calcare (*Parte III, capitolo 03, paragrafi a,b,c,d,e,f,g*):

 $F = k_4 (1 - c/c_{eq})^4 \quad c > c_s \quad \text{non-lineare flusso saturo o quasi-saturo} \quad 143$  $F = \left\{ k_1 (1 - c/c_{eq}) \quad c \le c_s \quad \text{lineare} \quad \text{flusso aggressivo} \quad 144 \right\}$ 

con:

$$c_s = 0.9 \cdot c_{eq}$$

Si assiste a un lento progressivo avanzamento del confine flusso non saturo/flusso saturo e all'acquisizione da parte della frattura standard di una sezione longitudinale a imbuto, dove l'elemento ritardante dell'evoluzione è la strozzatura finale, il "bottleneck" (collo di bottiglia): solo quando il confine suddetto non la raggiunge e tutta la frattura è percorsa da un flusso sempre aggressivo, inizia un ampliamento molto veloce ("*breakthrough time*", tempo di penetrazione).

In seguito (*Parte VIII, capitolo 02, paragrafi* **a** , **b**, **c**, **d**) vengono esposte le considerazioni sulla <u>corrosione</u> <u>omogenea</u> in un condotto rettilineo a sezione trasversale circolare dove un flusso saturo si muove con portata **Q** costante (e quindi con velocità media costante  $V_m$ ).

In quest'ultimo caso l'analisi viene svolta sotto l'ipotesi che il flusso entra saturo nel condotto senza nessun apporto d'anidride carbonica esterna (acidificante) e quindi con pH = 7 (soluzione neutra, né acida né basica). Per cui la velocità di corrosione del calcare è la relazione empirica valida per le condizioni di saturazione (*Roques, 1969*) (*Parte VIII, capitolo 03, paragrafo* **b**, *Relazioni 116 e 117*):

$$\begin{cases} F_s = k_s \cdot S/_{\tau} = k_s \cdot 2/_{r} \\ k_s = A_s e^{-E_s/RT} \end{cases}$$
145

I due modelli di sistemi carsici hanno un'evoluzione differente (fessura a imbuto contro tubo cilindrico) perché la corrosione omogenea parte dalla condizione che il sistema è chiuso e non può avere apporti di acidificanti in nessun punto.

Ma se anche nella corrosione omogenea si aggiunge l'ipotesi che il flusso all'ingresso del sistema carsico si carica d'acidificante proveniente dall'esterno (anidride carbonica, per esempio), le similitudini fra fessura standard e tubo cilindrico si accentuano, anche se le equazioni utilizzate differiscono profondamente: nel primo caso si fa leva sul fatto che l'equazione di velocità valida, quando si arriva in prossimità della saturazione, diviene la *Relazione 143* con ordine di reazione 4 o superiore; nel secondo caso che il grado d'aggressività s'avvicina asintoticamente a zero man mano che ci si avvicina all'uscita del sistema.

Dal paragrafo che segue inizia l'analisi del passaggio dal tubo cilindrico senza anidride carbonica all'ingresso (sistema chiuso) al condotto imbutiforme con anidride carbonica all'ingresso (sistema aperto).

E' questo un primo fondamentale passo per iniziare a esaminare il superamento della fase embrionale satura freatica e raggiungere la condizione matura aggressiva vadosa.

b) La corrosione omogenea in presenza di CO<sub>2</sub> atmosferica all'ingresso del sistema sotterraneo: elaborazione teorica dell'evoluzione del condotto cilindrico iniziale – Dalle valutazioni sulla corrosione omogenea si deduce che il condotto si allarga in modo uniforme lungo tutta la sua lunghezza, sempre rettilineo, mantenendo inalterata la sezione trasversale circolare.

Da questa modellizzazione estrema, volendo percorrere un primo step verso la morfologia dei sistemi carsici reali, introduciamo la presenza all'ingresso del condotto dell'anidride carbonica atmosferica e andiamo ad analizzare quali influenze porta la presenza di questo acidificante.

Possiamo immaginare che all'inizio della carsificazione il condotto abbia quasi per intero la forma di un cilindro, con una piccola parte iniziale imbutiforme dovuta all'aggressività addizionale prodotta dalla presenza d'anidride carbonica esterna.

Nel settore imbutiforme del condotto non ci sono più condizioni di saturazione e l'equazione di velocità della corrosione del calcare valida è (*Curl, 1966; Roques, 1969*) (*Parte VII, capitolo 04, paragrafo f, Relazione 109*):

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot S/_{\tau} \cdot A = k_T \cdot 2/_{\tau} \cdot A \\ k_T = 0.021(Sc)^{0.66} \cdot V_m \end{cases}$$
146

Viene stabilito un confine fra il settore non-saturo/saturo: nel primo controlla la corrosione la *Relazione* 146, nel secondo la *Relazione* 145.

E' una situazione che si evolve con la corrosione omogenea che allarga in modo uniforme il tratto del condotto a valle del confine non-saturo/saturo e in modo anche differenziato nel settore a monte.

Regola la portata del flusso Q, e quindi l'entità della carsificazione, la relazione fondamentale (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23b*):

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \,\mu} \cdot J \tag{147}$$

con la portata condizionata, al solito, dalle dimensioni del raggio r e della lunghezza L del condotto interessato dal solo flusso saturo.

La carsificazione procede con l'ampliamento uniforme del settore saturo e con il conseguente spostamento a valle del confine non-saturo/saturo (se aumenta la portata aumenta il grado d'aggressività spostando il confine più avanti, come definiremo con le relazioni esposte qui di seguito).

Giungerà il momento in cui il confine non-saturo/saturo supererà l'uscita del condotto e il flusso lo attraverserà sempre in condizioni di aggressività. Da questo momento in poi il *collo di bottiglia* verrà eliminato più velocemente con la *Relazione 146* e la corrosione porterà il sistema carsico ad assumere di nuovo una forma di cilindro, ma con raggio tale da permettere una portata anche di un milione di volte superiore a quella embrionale.

Da tenere presente che il meccanismo proprio della corrosione omogenea agisce anche quando il fattore carsificante è la dissoluzione del calcare con flusso aggressivo (i germi cristallini sono sempre presenti e il moto del flusso li trasporta). Tuttavia l'effetto prodotto dalla *Relazione 146* è di tale entità da rendere trascurabile la corrosione omogenea.

c) Trasformazione della corrosione omogenea in presenza di CO<sub>2</sub> atmosferica all'ingresso del sistema sotterraneo: analisi delle relazioni di base e dei parametri – Ora analizziamo e definiamo le relazioni che guidano i meccanismi chimici descritti nel paragrafo precedente.

La Relazione 146, integrandola opportunamente rispetto a L, si trasforma in (Salvatori, 1972):

$$\begin{cases} A = A_0 \cdot e^{k_T \cdot (2/r) \cdot t} \\ k_T = \frac{1}{2} B \cdot V_m \end{cases}$$
 148

dove:

 $\begin{aligned} \mathbf{A} &= [Ca^{+2}]_{eq} - [Ca^{+2}] = grado \ di \ aggressività \ ad \ una \ distanza \ \ dall'ingressodel \ condotto \\ \mathbf{A}_{0} &= [Ca^{+2}]_{eq} - [Ca^{+2}]_{0} = grado \ di \ aggressività \ all'ingresso \ \ del \ condotto \\ \begin{bmatrix} Ca^{+2} \end{bmatrix}_{0} &= concentrazione \ all'ingressodel \ condotto \ \geq 0 \\ e &= base \ dei \ logaritmi \ naturali \\ t &= tempo \\ \mathbf{B} &= 0,042(Sc)^{0,66} \\ V_{m} &= velocità \ media \ \ del \ flusso \\ \mathbf{L} &= distanza \ fra \ ingresso \ e \ punto \ all'interno \ del \ condotto \ dove \ la \ concentrazione \ `e \ [Ca^{+2}] \\ \mathbf{r} &= raggio \ del \ condotto \end{aligned}$ 

Sostituendo il tempo:

$$t = V_m/L$$

si ottiene infine:

$$A = A_0 \cdot e^{-B \cdot \frac{L}{r}} = A_0 \cdot \frac{1}{e^{B \cdot \frac{L}{r}}}$$

$$\lim_{L \to \infty} A = 0$$
149
150

Quindi il grado d'aggressività A di un flusso carsico è indipendente dalla velocità di scorrimento del flusso (*Relazione 149*) e, rimanendo costante r e aumentando L, diminuisce avendo come asintoto il valore zero (*Relazione 150*). Il grafico della *Relazione 149* è rappresentato nella *Figura 174*.



Invece, prendendo un valore costante per L e aumentando il valore del raggio r, il grado di aggressività va diminuendo fintanto che con raggio  $r = \infty$  risulta  $A = A_0$ , come a dire che il flusso non ha alcun potere corrosivo. Da notare come questi ultimi risultati coincidano, nella sostanza, con quanto elaborato nella *Parte VIII, capitolo 02, paragrafo c*.

Da quanto esposto in questo paragrafo si può prevedere che il condotto carsico vada assumendo la forma presentata in *Figura 175*, dove è riportata la sezione longitudinale relativa a una fase intermedia dell'evoluzione. La simmetria imbutiforme rispetto all'asse del condotto è una delle caratteristiche della sezione longitudinale, tipica nella modellizzazione dei sistemi carsici epigenici.



Nella figura è tracciato anche il profilo del condotto iniziale con apertura circolare con diametro r. Dalla sintesi delle due sezioni - quella teorica (tratto continuo rosso) e quella del condotto iniziale (tratteggiata nera) – si ottiene un profilo di una situazione più attinente alla realtà, la cui evoluzione è rappresentata nel paragrafo che segue (*Figura 176*).

La morfologia di *Figura 175* non si manifesta apertamente nella realtà dei fenomeni carsici epigenici perché molti fattori tendono a occultarla con:

- 1. immissione all'interno del condotto di uno a più fluidi (liquidi o gassosi) con apporto di nuovo acidificante e incremento della portata;
- 2. variazioni litologiche e tettoniche;
- 3. confinamenti da orizzonti impermeabili;
- 4. confinamenti da falda freatiche;
- 5. fenomeni clastici;
- 6. litogenesi.

Ma è quasi sempre possibile "ripulire" la morfologia principale da quelle secondarie e riconoscere che la sezione imbutiforme, conseguenza del decrescere del grado di aggressività man mano che ci si addentra nel condotto (*Relazione 149*), è propria dei sistemi carsici epigenici.

Nel concreto, se non subentrano fatti come quelli elencati nei punti soprastanti, nelle grotte epigeniche le difficoltà operative aumentano nelle parti più profonde, specie se l'andamento del sistema sotterraneo tende al sub-orizzontale, dove diventa molto probabile l'incontro con passaggi stretti e tratti sifonanti.

d) La corrosione omogenea e in presenza di  $CO_2$  atmosferica all'ingresso del sistema sotterraneo: successione delle fasi della carsificazione e passaggio dallo stato freatico saturo a quello freatico aggressivo – Dopo quanto è stato definito nei precedenti paragrafi a, b, c, d è possibile mostrare l'evoluzione, sotto carico idraulico costante, della geometria del condotto embrionale, rettilineo, a sezione trasversale circolare. Si tratta di una modellizzazione che ha analogie con quanto descritto per la "frattura singola sotto carico idraulico costante" (*Parte IV, capitolo 01, paragrafi f e g, Figure 57, 60a, 60b, 60c, 60d,60e ed 60f*).

Nella *Figura 176* viene mostrata la successione delle fasi della carsificazione (sezioni longitudinali) guidate dalla *Relazione 145* (precedente *paragrafo* **a**) e dalla *Relazione 146* (precedente *paragrafo* **b**).

**Fase a** - Siamo all'inizio della carsificazione embrionale con soluzione satura. Nel canalicolo, di raggio  $r_1$ , opera prevalentemente la corrosione omogenea, utilizzando i germi cristallini prodotti in forza delle *Relazione 146 e 145*: la prima nel settore **1** e la seconda nei settori **2** e **3**. Inizia a modellarsi la forma a imbuto stabilita della *Relazione 148*.

L'ampliamento è molto lento, soprattutto nel settore **3**, perché ostacolato dalle reazioni di ritorno allo stato solido del calcare solubilizzato e dalla difficoltà d'evacuazione del soluto per la bassa velocità di scorrimento del flusso (nello stesso settore e nell'equivalente fase della modellizzazione descritta nella *Parte IV* siamo nelle condizioni di quasi-saturazione con reazioni di corrosione con ordine n = 4).

Si viene a creare una situazione in cui il settore **3** del canalicolo è di fatto un "collo di bottiglia" che condiziona lo sviluppo della carsificazione, imponendo un flusso con portate molto ridotte.

Ma in questo settore, oltre la sempre presente corrosione omogenea, si manifesta una corrosione addizionale dovuta all'effetto "strozzatura", così come è stato descritto e definito in precedenza (*Parte VIII, capitolo 04, paragrafo b*).

L'aumento del raggio  $r_1$  del collo di bottiglia comporta, a sua volta, un aumento deciso della portata, come detta la più volte citata Legge di Poiseuille:

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \,\mu} \cdot J \tag{151}$$

la quale definisce che, a parità del valore della cadente piezometrica *J*, gli incrementi della portata *Q* sono direttamente proporzionale alla quarta potenza degli incrementi del raggio (!) (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b*, *Relazione 23b*)

E' utile infine ricordare che l'aumento di portata comporta un conseguente incremento dell'energia interna prodotta, secondo la relazione (*Parte II, capitolo 02, paragrafo d, Relazione 08*):

$$\Delta E_i = k_I^* \cdot Q \tag{152}$$

Questo in ultima analisi determina un'accelerazione ulteriore della velocità di dissoluzione del calcare, a seguito di uno squilibrio a favore di una maggiore produzione di germi cristallini.

**Fase b** - L'aumento di portata fa dunque evolvere il sistema carsico verso la Fase **b**, dove il settore **3** ha una lunghezza minore ed è leggermente più ampio con raggio



*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

 $r_1 < r_2$ . Il confine di separazione fra flusso non-saturo e saturo si è avvicinato all'uscita e la parte iniziale a sezione longitudinale imbutiforme si è ampliata e approfondita. Valgono sempre le condizioni elencate per la Fase **a** e tutto converge verso una più rapida eliminazione della "strozzatura".

**Fase c** – Valgono le stesse considerazioni espresse per la Fase **b**, ma con il raggio minore  $r_3 > r_2$ . Inoltre la "strozzatura" ha ridotto ancor più la sua lunghezza e questo comporta, tenendo conto sempre della relazione (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23a*):

$$Q = \frac{\pi r^4}{8 \,\mu L} \cdot \,\Delta p \tag{153}$$

che la portata acquisisce un nuovo contributo (la lunghezza L del condotto è inversamente proporzionale), con tutte le conseguenze corrosive più volte elencate.

**Fase d** – La corrosione (omogenea, prodotta dall'acidificante e dall'energia interna) ha eliminato gran parte della "strozzatura", facendo così avanzare il confine soluzione non-satura/satura oltre l'uscita. Il flusso ora percorre l'intero condotto in condizioni di non saturazione. La velocità di dissoluzione nella sezione trasversale più piccola  $r_4 > r_3$ , che determina lo stadio lento dell'evoluzione, è ora di vari ordini di grandezza più elevata rispetto alla corrosione riscontrata nelle precedenti fasi.

Il progredire della carsificazione verso un sistema carsico maturo e vadoso ha una velocità mai prima raggiunta. L'"effetto strozzatura" porterà poi il sistema a un condotto a sezione trasversale uniforme lungo tutta la sua estensione.

Siamo ancora in condizioni freatiche, ma la sopra esposta "modellizzazione" di un sistema carsico rende evidente che, anche senza l'intervento di agenti particolari, la formazione di un complesso carsico può avvenire anche in condizioni di saturazione con il solo apporto dell'anidride carbonica solubilizzata nel flusso all'ingresso del sistema.

L'evoluzione è molto lenta ma un carsismo vadoso e "maturo" può essere comunque raggiunto. Dopo di che la carsificazione può proseguire con ritmi molto veloci per la presenza di agenti che in condizioni di sistema chiuso (freatico) non hanno potuto contribuire (per esempio, l'anidride carbonica esterna ora sempre a contatto con il flusso e l'aumento di portata a seguito dell'immissione di affluenti).

Nei capitoli che seguono è perseguito lo scopo di avvicinarsi sempre di più ad un'analisi che faccia comprendere la multiforme morfologia dei sistemi carsici reali.

## 02. Le morfologie di base della transizione freatico/vadosa: premesse e richiami

a) Caratteristiche della transizione freatico/vadoso: la coesistenza di condizioni diverse – Il passaggio dalla fase freatica iniziale a quella vadosa matura deve essere interpretata come un'evoluzione del carsismo che vede percentuali sempre più estese del sistema carsico interessate da flussi freatici sotto pressione che si trasformano in flussi in movimento a pelo libero (non più solido/liquido, ma solido/liquido/aria).

Lo stato più probabile è la copresenza delle due condizioni, in qualsiasi fase dell'evoluzione (anche nella fase iniziale embrionale!).

Comunque tutti i sistemi epigenici reali sono il risultato di una combinazione fra carsificazione in condizioni freatiche e in condizioni vadose, con soluzioni sature e non-sature.

La combinazione che si ottiene è una delle innumerevoli possibili fra lo stato freatico embrionale puro e lo stato vadoso maturo puro; combinazione che, data la grande varietà e mutabilità del substrato roccioso in cui si sviluppa il carsismo, sono condizioni limite, da cui e verso cui qualsiasi sistema carsico si allontana e si avvicina.

Nella realtà dei fenomeni carsici, uno stato puro, di un tipo o dell'altro, è statisticamente molto improbabile se non addirittura impossibile.

### Parte IX

Lo stato embrionale freatico puro è sicuramente ipotizzabile ma impossibile da verificare con l'osservazione diretta. Questi deve essere accettato come principio, perché è imprescindibile il fatto che una fase embrionale esclusivamente freatica debba essere il punto iniziale dell'evoluzione di un sistema carsico.

Non altrettanto si può affermare per uno stato limite totalmente vadoso, anche se a una prima osservazione può sembrare che sistemi carsici di questo tipo esistano e anche in abbondanza. Basti pensare a quante grotte conosciute sono attualmente senza alcuna attività idrica e quindi in uno stato tale da essere definito il più estremo della condizione vadosa. Ma a un'osservazione più ampia anche queste cavità sono settori "idrologicamente fossili" di un sistema carsico più ampio, dove in profondità operano ancora flussi idrici in movimento.

Per meglio sostenere quanto appena affermato si faccia riferimento alla *Figura 177* (tratta dalla sequenza d'immagini presentata nella *Parte I, capitolo 05, paragrafo b, Figura 12, Fase 06*) dove è rappresentata una possibile situazione evolutiva di un sistema carsico maturo.

La complessa evoluzione qui rappresentata - determinata da un insieme di fattori idrodinamici, chimici e geologici (sedimentazione, orogenesi, ecc.) - ha imposto che alcuni settori del complesso sotterraneo fossero abbandonati dai flussi idrici carsici (6-7-8-9) mentre altri, contemporaneamente, hanno mantenuto l'attività idrica (1-2-3-4-5). Nel complesso dunque siamo, sempre, di fronte ad un sistema unico che è in uno stato di convivenza freatico/vadoso. E' questa la condizione che, senza eccezioni, caratterizza i sistemi carsici epigenici attualmente conosciuti.

**b)** Caratteristiche della transizione freatico/vadoso: flussi laminari e turbolenti – L'evoluzione dalla fase embrionale freatica porta all'ampliamento delle vie di drenaggio e con esso il passaggio da moti laminari a moti turbolenti. I primi sono propri di flussi molto lenti e canalicoli di drenaggio con aperture minime, come appunto accade nella fase iniziale embrionale. I secondi richiedono un aumento della velocità di deflusso oltre il valore critico (*Parte II, capitolo 02, paragrafo g, Relazione 15*), possibile solo con condotti di dimensioni maggiori, propri di una carsificazione più matura.



Anche in questo caso il passaggio da un regime idrodinamico all'altro non è netto ma graduale, con situazioni differenziate da luogo a luogo sulla base del variare delle geometrie dei condotti e della loro evoluzione nel tempo.

Dato che la portata del flusso dipende dalle precipitazioni meteoriche il passaggio dal moto laminare a quello turbolento può avvenire anche a seguito di variazioni stagionali e per periodi di tempo limitati.

c) Caratteristiche della transizione freatico/vadoso: l'esempio del Pozo Cobaltain – Prendendo come esempio una cavità del Picos de Europa (la sezione in *Figura 178*), ricostruendo la sua speleogenesi, s'ipotizza che un corso d'acqua venga inghiottito dalla cavità e che abbia una portata  $Q_e$  (variabile giornalmente, stagionalmente e nel lungo periodo).

E' questa un esempio concreto in cui vengono messi in evidenza gli aspetti sostanziali del passaggio dalla carsificazione embrionale a quella matura. Variando le condizioni idriche all'esterno, la cavità - con morfologia prevalentemente vadosa - modifica il suo stato, sia pur temporaneamente e solo in alcuni settori, ritornando in condizioni freatiche.

Può anche accadere anche che alcuni settori allagati non ricevano una sufficiente ricarica di  $\mathbf{CO}_2$  dall'esterno e si ritorni alle condizioni embrionali freatiche con flusso saturo.

Quando le condizioni meteoriche esterne ritornano alla "normalità" il sistema carsico riassume le caratteristiche vadose dominanti che lo contraddistinguono attualmente.

Entrando nella trattazione quantitativa (Figura 178), tenuto conto che la parte più angusta del sistema carsico è il tratto  $S_1$  (con morfologia freatica), il suo raggio medio  $\Re$  e la sua pendenza condizianano lo smaltimento del flusso idrico inghiottito.

Definita con la *Relazione 153 bis* la portata  $Q_{\mathcal{R}}$ nel tratto  $S_1$  quando questi è allagato completamente e la spinta è dovuta alla sola sua pendenza:

$$Q_{\mathcal{R}} = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathcal{R}^4}{\mu} \cdot J_{S_1} \qquad 153 \text{ bis}$$



dove:

 $J_{S_1}$  = cadente piezometrica relativa alla sola pendenza del condotto  $S_1$ 

le situazioni idrologiche che si possono verificare sono sostanzialmente tre.

Per primo ipotizziamo che la situazione meteorica esterna sia tale per cui:

 $Q_e < Q_{\mathcal{R}}$ 

In questo caso la portata del corso d'acqua sotterraneo è tale da permettere al flusso di percorrere la cavità sempre in regime vadoso e di permanente aggressività (vista la possibilità di scambi gassosi con l'esterno).

Valgono dunque le leggi della cinetica chimica e i principi termodinamici propri di questa condizione (più volte descritti in precedenza) ed è verosimile attendersi che la condotta  $S_1$ , con morfologia a pressione, permanendo questa condizione di flusso a pelo libero e sotto l'azione della forza di gravità, si evolva approfondendosi a meandro (nei prossimi capitoli la descrizione del fenomeno).

Se la situazione meteorica esterna cambia e diventa tale per cui:

$$Q_e > Q_{\mathcal{R}}$$

il settore  $S_1$  ha un raggio medio di dimensioni tali da non permettere lo smaltimento a pelo libero del flusso. Allora il livello a monte di  $S_1$ s'innalza e la situazione diviene quella rappresentata in *Figura 179*.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

L'innalzamento del livello a monte si arresta quando il carico idraulico h raggiunge un'altezza tale da determinare, per la cadente piezometrica J, un valore che rende la portata Q nel condotto  $S_1$ :

$$Q = Q_e$$

Si noti che la sezione trasversale  $ST_1$  è quella tipica dei condotti vadosi verticali (pozzo cascata), mentre quella  $ST_2$  ha la forma propria di una condotta forzata. Questo significa che nella parte superiore al settore  $S_1$  si ha una netta prevalenza del regime vadoso, mentre nel tratto  $S_1$  predomina il regime a pressione. Sotto di questo ritorna a prevalere il regime vadoso.

Nel caso estremo in cui:

$$Q_e \gg Q_{\mathcal{R}}$$

la portata in entrata è tale da costringere il flusso ad allagare tutto il settore soprastante, fin oltre l'ingresso della cavità (*Figura 180*). Il carico idraulico h raggiunge un valore tale per cui la *Relazione 153* fa assumere alla portata nel condotto allagato  $S_1$  un valore tale da rendere:

$$Q = Q_e$$

Nelle condizioni descritte nelle Figure 178, 179 e 180, nel sifone S<sub>1</sub>, tenuto conto che il flusso non è saturo per il continuo apporto dell'anidride carbonica esterna (nel caso rappresentato nella Figura 180 potrebbe anche trattarsi di una situazione mista e nel condotto  $S_1$  il flusso potrebbe già avere raggiunto la saturazione), la corrosione del calcare avviene con la velocità definita dall'equazione valida per le soluzioni aggressive, che può anche raggiungere



valori di vari ordini di grandezza superiori a quelli tipici della carsificazione embrionale, dove la velocità di dissoluzione del carbonato di calcio è estremamente bassa.

In sintesi, nelle condizioni di transizione embrionale freatico - maturo vadoso, le condizioni che possono verificarsi nella stessa via di drenaggio al mutare della portata del flusso sono:

- 1. freatiche sature,
- 2. freatiche non sature,
- 3. vadose non sature.

E' molto improbabile che esista una condizione epigenica vadosa in cui il flusso è saturo o quasi saturo.

## 03. I fattori chimici e termodinamici della corrosione del calcare nella transizione freatico satura/vadosa aggressiva

a) Premessa e richiami – I paragrafi che seguono sono dedicati a descrivere e definire i meccanismi speleogenetici chimici che portano un sistema carsico dalla fase embrionale a quella matura.

Molte delle equazioni, relazioni e considerazioni che seguono sono state già inserite e commentate singolarmente in precedenza, legandole a temi specifici. Ora riportiamo in maniera sintetica ma anche organica - per facilitare la comprensione dei nuovi argomenti speleogenetici che andremo a presentare - gli elementi fondamentali chimici, idraulici e termodinamici che determinano l'evoluzione del sistema carsico.

E' fondamentale tenere presente che tutti gli elementi costituenti la corrosione omogenea e differenziata in condizioni freatiche sature (*Parte VIII*) entrano in gioco anche in condizioni freatiche non sature e vadose (quindi con flussi aggressivi), mettendo in atto una corrosione molto più veloce di quella che agisce con soluzioni sature o pressoché sature.

Quello che in fase embrionale si realizza in decine di migliaia di anni (se non in centinaia di migliaia di anni) con flussi sempre aggressivi si attua in migliaia di anni (ancor meno se gli acidificanti sono d'origine ipogenica, come descritto nella *Parte X*.

b) Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura vadosa aggressiva": l'equazione di velocità delle reazioni della dissoluzione del calcare in condizioni freatiche con flussi saturi – La relazione competente è quella relativa all'attraversamento, da parte degli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$ , della superficie di separazione fra solido e liquido in condizione di flusso saturo o quasi-saturo, che è lo stadio lento condizionante (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Relazioni 97, 98 e 104*):

$$\begin{cases} F_{s} = k_{s} \cdot S/_{\tau} = k_{s} \cdot 2/_{r} = k_{s} \cdot 1/_{\mathcal{P}} \\ k_{s} = A_{s} \cdot e^{-E_{s}/RT} \\ k_{s} = costante di velocità \end{cases}$$
154

 $F_s$  = velocità di dissoluzione di CaCO<sub>3</sub> [mol/(cm<sup>2</sup> · s)] S = superficie di separazione solido/liquido  $\tau$  = volume della fase liquida sovrastante la superficie S r = raggio del condotto con sezione circolare  $\Re$  = raggio medio con sezione di qualsiasi forma  $A_s$  = fattore di frequenza = costante ma diverso per ogni reazione e = base naturale dei logaritmi  $E_s$  = energia d'attivazionedella reazione R = costante termodinamica T = temperatura assoluta

I parametri che influenzano la velocità di corrosione del calcare (e quindi la carsificazione) sono:

- 1. la costante di velocità  $k_s$  che aumenta con il crescere della temperatura T (produzione d'energia interna) e il diminuire dell'energia d'attivazione  $E_s$  (microcristalli);
- 2. aumento del rapporto  $S/\tau$  (pareti porose);
- 3. diminuzione del raggio r del condotto;
- 4. diminuzione del raggio medio  ${\mathcal R}$  del condotto.

c) Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura vadosa aggressiva": l'equazione di velocità delle reazioni della dissoluzione del calcare in condizioni freatiche e vadose con flusso aggressivo – Nell'estrema varietà delle possibili situazioni ibride freatico/vadoso con flusso sempre aggressivo, l'equazione competente per la velocità di reazione della corrosione del calcare è la più volte citata e utilizzata relazione (*De Marchi, 1988*) (*Parte VII, capitolo 04, paragrafo f, Relazione 109*):

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot S/_{\tau} \cdot A = k_T \cdot 2/_{\tau} \cdot A = k_T \cdot 1/_{\mathfrak{N}} \cdot A = k_T \cdot 1/_{H} \cdot A \\ k_T = D_m/\delta = 0.021(Sc)^{0.66} \cdot V_m = k_s = A_s \cdot e^{-E_s/RT} \end{cases}$$
155

che definisce la velocità con cui gli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  attraversano lo strato limite, stadio lento condizionante la reazione.

Con:

 $\begin{aligned} & k_T = \text{costante di velocità (coefficiente di facilità)} \\ & A = \left[ Ca^{+2} \right]_{eq} - \left[ Ca^{+2} \right] = \text{grado di aggressività} \\ & \left[ Ca^{+2} \right]_{eq} = \text{concentrazione all'equilibrio} \end{aligned}$ 

### Parte IX

 $[Ca^{+2}] = concentrazione nel corpo della soluzione$ 

S = superficie di separazione solido - liquido

 $\pmb{ au} = volume \ fase \ liquida \ soprastante \ la \ superficie \ S$ 

**r** = raggio del condotto con sezione circolare

 $\mathcal{R}=$  raggio medio del condotto o canale con sezione qualsiasi

H = lama del flusso che scorre a pelo libero in un canale (Figura 181 e 182)

 $D_m = coefficiente di diffusione di massa$ 

 $\boldsymbol{\delta} = spessore \ dello \ strato \ limite$ 

 $Sc = v/V_m = numero di Schmidt$ 

v = viscosità cinematica della fase liquida

 $V_m = velocità media del flusso.$ 

 $A_s = fattore di frequenza = costante ma diverso per ogni reazione$ 

*e* = base naturale dei logaritmi

 $E_s$  = energia d'attivazione della reazione

 $\mathbf{R} = costante termodinamica$ 

T = temperatura assoluta

La velocità di corrosione nella fase matura vadosa, espressa dalla *Relazione 155*, è di vari ordini di grandezza superiore a quella che si registra nella fase embrionale freatica con soluzioni sature (o quasi-sature).

I fattori che fanno incrementare la velocità di reazione  $F_{sl}$  sono:

- 1. l'effetto aumento di temperatura (energia interna) sulla costante di velocità  $k_T$  (equivalente a quanto accade alla costante  $k_s$  della Relazione 154);
- 2. l'effetto aumento di temperatura che favorisce la germinazione di cristalli soprasaturi e quindi la corrosione omogenea e differenziata;
- 3. la diminuzione del valore dell'energia d'attivazione  $E_s$  (microcristalli) sulla costante di velocità  $k_T$  (equivalente a quanto accade alla costante  $k_s$  della Relazione 154);
- 4. aumento del rapporto  $S/\tau$  (pareti porose);
- 5. diminuzione del raggio r del condotto, con sezione circolare;
- 6. diminuzione del raggio medio  $\mathcal R$  con condotto o canale a sezione trasversale qualsiasi;
- 7. diminuzione dell'altezza *H* della lama di un flusso in un canale a pelo libero (Figura 181 e 182);
- 8. l'incremento del grado di aggressività A (con l'aumento della concentrazione dell'anidride carbonica in soluzione sulla base della Legge di Henry  $p_{CO_2} = k_H \cdot [CO_2]_w$ );
- 9. diminuzione della temperatura per l'aumento della solubilità dell'anidride carbonica in acqua;

10. la diminuzione dello spessore dello strato limite  $\delta$  per l'aumento della velocità media di scorrimento, del raggio r, del raggio medio  $\Re$  e della lama H in quanto:

 $\delta = \sqrt{\mu/(4 \cdot \Re \cdot V_m)} = \sqrt{\mu/(2 \cdot r \cdot V_m)} = \sqrt{\mu/(4 \cdot H \cdot V_m)}$  (Parte II, capitolo 02, paragrafo f, Relazione 12);

11. l'aumento della velocità media  $V_m$  in quanto favorisce l'incremento della turbolenza (e quindi della temperatura) sulla base della relazione  $V_c = k_c \cdot (\mu/2\rho r)$  (Parte II, capitolo 02, paragrafo g, Relazione 15).

Inoltre la velocità di corrosione  $F_{sl}$  può essere aumentata anche da circostanze che favoriscano:

- 1. la cattura i germi cristallini in canalizzazioni non drenanti della rete di vie di drenaggio,
- 2. la diffusione da flusso,
- 3. l'organizzazione dei volumi cristallini.

In sintesi, tanto in condizioni:

- 1. freatiche sature
- 2. freatiche aggressive
- 3. vadose aggressive

da quanto definito in questo paragrafo e nel precedente, si deduce che la combinazione di tutti gli elementi sopra elencati (tranne il punto 9 relativo alla Legge di Henry), subendo le influenze dettate dal variare delle geometrie e della litologia dei condotti e dei canali, portano ad un incremento localizzato della velocità di corrosione del calcare, e di conseguenza all'ampliamento del sistema carsico e a un incremento della portata.

d) Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura vadosa aggressiva": lo scorrimento a pelo libero in un canale, le relazioni che ne definiscono le forze d'attrito che si oppongono al moto e la produzione d'energia interna – Replichiamo in sintesi nelle *Figure 181 e 182* quanto è stato detto e presentato in precedenza (*Parte II, capitolo 03, paragrafo b e c, Figure 26 e 27*), dove viene rappresentata una delle morfologie di base dei sistemi in regime vadoso.

In *Figura 181* è rappresentato un canale con flusso a pelo libero, rettilineo, con pendenza costante, a sezione trasversale uniforme, senza difformità litologiche.

Lo stesso canale è presentato in sezione longitudinale nella *Figura 182*. Qui è analizzata la scomposizione della forza-peso del volume d'acqua in esso contenuto.

La forza complessiva  $F_a$  che si oppone al moto del flusso nel canale è data dalla relazione:

$$F_a = k_a^* \cdot \mathscr{R}^4 \cdot J \qquad 156$$

che risulta dalla sintesi fra la *Relazione 06 (Parte II, capitolo 02, paragrafo d*) e la Relazione 23d (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b*), con:

Parte IX

Figura 181

$$k_a^* = k_a \cdot 1/_lpha \cdot 4\pi/_\mu$$
 = costante (a temperatura costante)

dove  $k_a$  è una costante di proporzionalità tanto per il moto laminare che turbolento (sostituisce  $k_l$  della *Relazione 06,* valida solo per moti laminari).

Dalla Relazione 156, tenendo conto che (De Marchi, 1988):

$$\Delta E_i = k_a^{\hat{}} \cdot F_a \tag{157}$$

si ottiene infine:

$$\Delta E_i = k_a^{\wedge *} \cdot \mathscr{R}^A \cdot J$$
 158

con:

 $k_a^{\wedge *} = k_a^* \cdot k_a^{\wedge} = costante di proporzionalità (dipendente anche dalla forma della sezione)$ 

La Relazione 158 è fondamentale per giustificare la formazione delle vie di drenaggio vadose "gravitazionali" e stabilisce che la produzione d'energia interna  $\Delta E_i$  cresce con l'aumentare:

- 1. di  $k_a^{\wedge *}$  costante di velocità,
- 2. della quarta potenza del raggio medio  $\,\mathscr{R}\,$  del canale,
- 3. della cadente piezometrica **J**.



Speleogenesi



### Parte IX

159

e) Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura vadosa aggressiva": la resistenza per unità di superficie opposta al moto del flusso, la produzione d'energia interna, la corrosione differenziata "gravitazionale" in un canale con scorrimento a pelo libero - Riferendoci alla *Figura 181*, l'opposizione al moto del flusso idrico può essere valutata non solo come forza complessiva  $F_a$  (*Relazione 156*) ma anche come resistenza  $R_1$  per unità di superficie delle pareti del condotto a contatto con il flusso d'acqua (del tutto ininfluenti gli attriti fra liquido e l'aria soprastante) (*Parte II, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 20*):

$$R_1 = \mathcal{R} \cdot J$$

dove:

 $\Re = \sigma/C = raggio medio$  $\sigma = sezione trasversale del flusso (di qualsiasi forma)$  $<math>C = contorno bagnato della sezione \sigma$  (la lunghezza della curva a-b-c, escluso il segmento  $\overline{ab}$ )

Tenendo presente che (De Marchi, 1988):

$$\Delta E_{iR} = k_R^* \cdot R_1 \tag{160}$$

dove:

 $\Delta E_{iR} = energia interna prodotta per unità di superficie bagnata del canale <math>k_R^* = costante di proporzionalità dipendente anche dalla geometria e scabrezza del canale$ 

si ottiene infine:

$$\Delta E_{iR} = k_R^* \cdot \mathscr{R} \cdot J$$

Le relazioni 159 e 161 sono determinanti per comprendere e misurare la carsificazione localizzata quando subentra lo scorrimento a pelo libero e il flusso, costretto dalla forza di gravità, è a contatto solo con la parte inferiore del canale vadoso.

f) Elementi costitutivi della transizione "embrionale freatica satura"/"matura vadosa aggressiva": la dipendenza dell'ampiezza dei canali dalla portata del flusso, il caso dei meandri - A titolo d'esempio, per mettere in rilievo la dipendenza delle forme carsiche dai parametri idraulici, abbiamo riportato in *Figura 183* una classica forma di meandro in sezione trasversale.

Dalle *Relazioni 06* (*Parte II, capitolo 02, paragrafo d*) e 157 (precedente *paragrafo d*) si ottiene:

$$\Delta E_i = k_{aa}^{\hat{}} \cdot Q$$
 161 bis

Ricordando che con  $\Delta E_i$  aumenta anche la velocità di corrosione  $F_{sl}$ , è evidente che quest'ultima varia in proporzione diretta con la portata Q.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Per inciso ricordiamo anche che in regime turbolento la *Relazione 06* si modifica nella *Relazione 16 (Parte II, capitolo 02, paragrafo m*):

## $F_a = k_t \cdot Q^2$

con una dipendenza della produzione d'energia interna in funzione del quadrato della portata. Questo spiega la rapida evoluzione del sistema carsico una volta raggiunte le condizioni vadose, con fluidi sempre corrosivi e portate in aumento, che favoriscono la turbolenza.

In *Figura 183* l'evoluzione del meandro a partire dal condotto freatico d'origine (su giunto di strato) fino all'attuale livello idrico attivo, passando per vari ampliamenti dovuti ad aumenti di portata (più dettagliate spiegazioni sono contenute nel successivo *capitolo 05, paragrafi c e d*).

Dalle dimensioni delle aperture del meandro rappresentato in figura si può ipotizzare che le portate Q ai vari livelli di escavazione stavano nella seguente graduatoria:

### $Q_2 < Q_3 < Q_1 < Q_6 < Q_5 < Q_4$

per cui, in forza della Relazione 161 bis:

## $(\Delta E_i)_2 < (\Delta E_i)_3 < (\Delta E_i)_1 < (\Delta E_i)_6 < (\Delta E_i)_5 < (\Delta E_i)_4$

Questa escavazione variabile è dovuta dunque al fatto che l'incremento d'energia interna  $\Delta E_i$  nel sistema carsico vadoso vi trasferisce proporzionalmente un incremento di reattività chimica, tanto omogenea quanto differenziata.

Quanto qui analizzato conferma ancora una volta che la produzione di energia interna, tanto in maniera uniforme quanto localizzata, è uno degli elementi determinanti nella creazione e nell'evoluzione morfologica dei fenomeni carsici. Tutti casi esaminati in seguito ne sono una conferma.

g) Caratteristiche della transizione freatico/vadoso: sintesi degli effetti prodotti dai fattori chimici e termodinamici nella corrosione del calcare durante la transizione freatico/vadoso – Le *Relazioni 154, 155, 158, 161 e 161 bis* sono determinanti per descrivere e definire quantitativamente la situazione ibrida del passaggio ai vari gradi di carsificazione freatico/vadosa e satura/non-satura. Tranne la *Relazione 155,* che è applicabile solo a flussi non-saturi, le altre valgono sia con soluzioni sature che aggressive, sia in condizioni freatiche che vadose.

Anche se possa sembrare troppo semplificativo e ripetitivo, si può affermare con estrema sintesi che tutto quanto è stato detto sulla carsificazione nella fase embrionale freatica satura, soprattutto sulla corrosione differenziata, può essere trasposto nelle fasi con flussi non-saturi, freatici e vadosi. Variano solo le definizioni dei parametri, la forma di alcune equazioni e la velocità con cui il calcare è disciolto, che, in condizioni di non-saturazione, aumenta di vari ordini di grandezza.

Con le relazioni suddette la corrosione omogenea e, soprattutto, la differenziata agiscono con incisività, portando al superamento della fase iniziale/embrionale. Ne segue l'aumento graduale della portata complessiva e il progressivo spostamento verso valle del confine soluzione non-satura/ satura. In tal modo l'azione dissolutrice del calcare avviene sempre più estesamente con flussi non-saturi, fintanto che detto confine supera la zona di risorgenza e l'intero sistema carsico è interessato solo da un flusso corrosivo.

Raggiunto questo stadio, inizia una rapida eliminazione del "collo di bottiglia" posto all'uscita del sistema carsico e a un aumento della velocità di carsificazione anche con l'avvento della fase vadosa. Siamo al "breakthrough time" (tempo di penetrazione) descritto con le modellizzazioni discusse nella Parte IV.

In ultimo c'è da non dimenticare che con l'avvento della fase vadosa entra in azione la forza di gravità come fattore condizionante la scelta delle vie di drenaggio e dell'evoluzione "gravitazionale" del sistema carsico.

In questa situazione, che vede flussi carsici che scorrono in canali a pelo libero, la via di drenaggio preferenziale è quella che segue la linea di massima pendenza. Il sistema carsico entra nella fase della ricerca della verticalità, salvo la presenza di elementi confinanti come strati impermeabili o falde freatiche.
#### Parte IX

Nella *Figura 184* c'è la fotografia della Voragine Vorgozzino (Gole del Forello – Umbria – Italia) con la tipica morfologia del pozzo-cascata, creata dall'influenza della cadente piezometrica J sulla velocità di corrosione del calcare (la maggiore velocità di dissoluzione si ottiene con cadente piezometrica J = 1 che equivale ad una pendenza  $\alpha = 90^{\circ}$  (*Parte II, capitolo 04, paragrafo a, Figura 28*).



# 04. Le morfologie di base della transizione freatico/vadosa: i pozzi-cascata, le retroversioni, le catture

a) La formazione dei pozzi cascata – Ipotizziamo che i fattori di confinamento abbiano definito un percorso per un tratto del sistema drenante come rappresentato in sezione longitudinale in *Figura 185*, dove un flusso freatico segue percorsi con varie pendenze (a, b, c, d), agendo verosimilmente in condizioni embrionali freatiche con soluzione satura (corrosione omogenea e differenziata, *Parte VIII, capitoli 02, 04, 05*).

I condotti si sviluppano con la tipica sezione a condotta forzata, seguendo le discontinuità preferenziali che le regole del confinamento impongono (*Parte VI*). Su di queste non ha alcuna influenza la forza di gravità e la portata è compatibile con la *Relazione 153*.

Fintanto che le risorse idriche superficiali sono sufficienti il drenaggio avviene in condizioni freatiche, ma la situazione cambia radicalmente quando il sistema evolve verso un drenaggio vadoso rappresentato in sezione longitudinale in *Figura 186*. Questo regime a pelo libero può verificarsi in due modi diverse:

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

- 1. l'apporto idrico esterno diminuisce la portata e il canale è troppo ampio per poter mantenere il regime freatico;
- 2. il regime idrico esterno non riduce la portata ma il condotto si è ampliato con la corrosione omogenea e differenziata tanto da poter passare al regime vadoso.

L'inizio della formazione di un pozzo-cascata è sempre caratterizzato da una fase freatica embrionale. Quest'affermazione si basa sulle considerazioni teoriche suesposte e sull'analisi morfologica dei sistemi carsici conosciuti.

La situazione iniziale della formazione di un pozzocascata è presentata nella *Figura 181* (porzione di canale) e l'equazione che meglio descrive e quantifica la corrosione differenziata è la *Relazione 159*:

$$R_1 = \mathscr{R} \cdot J$$
 162

Questa relazione stabilisce che la resistenza al moto del fluido nel canale, per unità di superficie, è direttamente proporzionale al raggio medio  $\Re$  e alla cadente piezometrica J (si ricordi che questo parametro è di fatto una misura dell'energia disponibile per ogni unità di lunghezza del canale) (*Parte II, capitolo 04, paragrafo* **a**).

In altre parole la resistenza per unità di superficie aumenta se il raggio medio aumenta (e cresce quindi la portata).

Lo stesso dicasi per l'aumento della cadente piezometrica, che può variare fra:



### $0 \le J \le 1$

cioè, restando costante il raggio medio **R**:

J	α	Pendenza	$R_1$
0	0°	Orizzontale	0
0,5	30°	Inclinato	½ R
1,0	90°	Verticale	R

Pertanto la velocità di dissoluzione del calcare in un canale vadoso, rettilineo e a sezione trasversale costante dipende unicamente dal valore della cadente piezometrica: tanto maggiore è l'inclinazione del canale, tanto più elevata sarà la velocità di dissoluzione. La massima velocità di corrosione si ha nei tratti verticali, dove J = 1.

Nella situazione proposta dalla *Figura 186* i quattro tratti rettilinei hanno pendenze differenti per cui la cadente piezometrica risulta:

$$1 = J_c > J_b > J_d > J_a \cong 0$$

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

163



e di conseguenza la velocità di dissoluzione del calcare nei vari tratti sarà, rispettivamente:

$$(F_{sl})_c > (F_{sl})_b > (F_{sl})_d > (F_{sl})_a$$
 164

Le frecce rosse riportano graficamente la graduatoria della *Relazione 164*, sia come intensità sia come direzione.

Sarà dunque il tratto c, verticale, a condizionare lo sviluppo del sistema con la sua velocità di carsificazione superiore. E l'evoluzione del complesso sotterraneo tenderà a uno stadio come rappresentato in *Figura 187* con il tratto verticale c che cattura il tratto inclinato b, mentre nei tratti a e d inizia l'approfondimento del meandro (*Figura 183*).

Nella sezione longitudinale di *Figura 188* l'evoluzione del pozzo cascata ha raggiunto uno stadio avanzato di carsificazione: il tratto c è verticale e ha inglobato il tratto b, mentre il tratto orizzontale superiore a e quello inclinato inferiore d procedono nella meandrificazione.

Quando è raggiunta la verticalità il flusso perde il contatto con la roccia e cessa ogni azione corrosiva. Il flusso, cadendo, non dissipa più l'energia potenziale in energia interna, poiché non c'è più alcuna forza d'attrito che ostacola il suo moto.

Qui tutta l'energia potenziale si trasforma in energia cinetica della massa d'acqua che cade, la quale, una volta urtato il fondo del pozzo, acquisisce energia interna e quindi chimica. La velocità di corrosione aumenta localmente dove si concentrano gli urti delle gocce del flusso che cade e il fondo del pozzo diventa piatto o concavo.

Per comprendere l'efficacia corrosiva delle gocce del flusso che colpiscono il fondo del pozzo si consideri che questo subisce gli urti di una massa d'acqua dopo che questa ha trasformato tutta la sua energia potenziale in energia cinetica, la quale, a sua volta, nell'attimo dell'urto la ritrasforma in una serie di



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

componenti energetiche tutte volte a produrre ulteriore capacità corrosiva. Il rapporto fra energia e tempo d'attuazione, cioè la potenza, è elevato e quindi chimicamente molto efficace (si veda anche il paragrafo seguente).

Il fatto che il fondo dei pozzi cascata sia generalmente piatto è la conseguenza che il numero di gocce che colpiscono il fondo aumenta man mano che ci si avvicina alla parete verticale.

E' frequente che il fondo del pozzo-cascata sia concavo. Ciò è la conseguenza di una quantità superiore di gocce cadute al centro del pozzo; e questo potrebbe essere la conseguenza di una qualche geometria particolare che impone al flusso un getto non completamente verticale oppure per una portata di un certo rilievo che spinge il getto che, per forza d'inerzia, non scende verticalmente.

Ogni altra difformità rispetto alla morfologia schematica fin qui presentata può essere originata da un'infinita serie di motivi legati a fattori geologici e litologici. Ma resta comunque il fatto che la conformazione base prodotta dall'evoluzione descritta nelle *Figure 185, 186, 187 e 188* è sempre presente e riconoscibile, sfrondando dalla morfologia accidentali e casuali.

#### b) La modellazione della parte superiore dei pozzi-cascata

– Altro aspetto caratteristico dei pozzi-cascata è l'andamento della parete immediatamente sotto l'inizio del tratto verticale. Nella *Figura 189* è mostrata la sezione longitudinale nel punto di svolta del deflusso, situato al termine del tratto **a** e al principio del tratto **c**, quando il drenaggio passa bruscamente da orizzontale (prevalentemente laminare) a verticale (prevalentemente turbolento).

Dai principi dell'idraulica sappiamo che ogni brusco cambiamento di pendenza determina una turbolenza con senso di rotazione come descritto in *Figura 189 (De Marchi, 1988)*. Ne segue una corrosione differenziata per effetto, soprattutto, dell'aumento del grado di turbolenza. La modellazione di una nicchia asimmetrica n'è la conseguenza ed è una peculiarità dei pozzi-cascata di piccole e grandi dimensioni (non sempre presente).

Il vortice al termine del tratto **a** contribuisce a frangere la lama del flusso in più rivoli, che a loro volta si suddividono in una "pioggia" che precipita, come già detto, sulle pareti e sul fondo del pozzo.



Dell'incidenza sul fondo del pozzo ne abbiamo già parlato (*Figura 188*); restano da descrivere gli effetti sulla conformazione del pozzo stesso.

**c)** L'ampliamento dei pozzi-cascata – Rispetto a quanto descritto nel paragrafo precedente lo sviluppo di un pozzo-cascata subisce ulteriori ampliamenti.

Raggiunta la verticalità il flusso non ha più contatti con la parete e l'energia potenziale si trasforma solo in energia cinetica, che aumenta con il procedere della caduta. All'impatto con le superfici del pozzo si produce energia interna del sistema (aumento della temperatura) e quindi capacità corrosiva localizzata addizionale.

Ma le gocce del flusso in caduta libera si disperdono in ogni direzione e, dato il loro grande numero, hanno la probabilità di urtare le pareti, alla stessa altezza dalla sommità, con uguale persistenza. Dal che scaturisce una morfologia cilindrica.

Inoltre l'energia cinetica aumenta con la lunghezza del percorso di caduta: le gocce che impattano prima la parete hanno minor capacità corrosiva di quelle che colpiscono il calcare più in basso. Ne segue che il pozzo assume un aspetto campaniforme.

Si aggiunge l'effetto di maggior carsificazione legato alla nebulizzazione del flusso in caduta - che porta a un aumento del rapporto  $S/\tau$  e quindi, in base alla *Relazione 155*, a un incremento della velocità di corrosione del calcare – che rende l'azione aggressiva del flusso più efficace ancora.

Parte IX

Infine, la **CO**<sub>2</sub> (che è l'agente acidificante/corrosivo in questa situazione) si solubilizza in acqua secondo la Legge di Henry:

$$p_{CO_2} = k_H \cdot [CO_2]_w$$

dove:

 $p_{CO_2}$  = pressione parziale della  $CO_2$  nell'aria  $[CO_2]_w$  = concentrazione nella soluzione acquosa  $k_H$  = costante di Henry = 29,4 l · atm · mol<sup>-1</sup> (20°C)

Ma la sua solubilità in acqua cresce con l'aumentare del rapporto ( $S/\tau$ ) (*Glasstone, 1963*), che con la nebulizzazione s'incrementa, portando a una corrosione aggiuntiva per l'aumento della concentrazione dell'acidificante in acqua.

Pertanto, per la sinergia dei cinque effetti sopra elencati, nei pozzi-cascata il grado di aggressività del fluido carsico è incrementato rispetto al meandro a monte e a valle, determinando un ampliamento "anomalo" dei tratti verticali (la qual casa è universalmente verificata in ogni sistema carsico dove sono presenti pozzi-cascata).

La differenza di volume fra il pozzo-cascata e i meandri che lo precedono e lo seguono (tutta a favore del pozzo-cascata) non deve stupire in quanto nei meandri la dissipazione d'energia potenziale si distribuisce lungo tutta la parete bagnata, mentre nel pozzo-cascata si concentra, dopo essere stata trasformata in energia cinetica, sulle pareti che vengono colpite.

Non deve quindi stupire se un modesto corso d'acqua sotterraneo di qualche decino di litro al secondo può formare pozzi cascata di grandi dimensioni. Al contrario dei meandri che, con la stessa quantità d'acqua, rimangono angusti se non addirittura impercorribili.

In conclusione, per tutto quanto è stato detto in questo paragrafo, la morfologia dei pozzi-cascata, la loro forma campaniforme, con sezioni trasversali orizzontali tendenti alla forma circolare che va aumentando di diametro man mano che si scende, è dovuta alla particolare costituzione del flusso idrico in caduta libera, molto diversa da quella di un filetto fluido compatto che corre al fondo dei meandri che precedono e seguono il pozzo-cascata.

Il gran numero di gocce che nebulizzate nell'aria vanno a costituire un corpo statistico numericamente adeguato che può essere assimilato a un "flusso carsico a bassa densità" che scorre in regime freatico, lambendo omogeneamente le pareti del pozzo.

Sulla verticale l'ampliamento carsico è simile a quello di una condotta forzata. In tali condizioni l'azione corrosiva agisce sulle pareti in maniera omogenea, con un ampliamento che tende alla sezione circolare (*Figura 190*), salvo il tratto **d-e** che è il condotto freatico e il meandro della fase iniziale.

Se esaminiamo la sezione verticale lungo l'asse **c-d** (*Figura 190 e 191*), si può meglio osservare come la morfologia sia suddivisa in due parti contrastanti: la



165

Speleogenesi

parte attiva con filetti e nebulizzazione e la parte fossile **d-e** meandriforme con condotta forzata embrionale.

Invece la sezione verticale **a-b** ha una morfologia campaniforme, sovrastata dalla meandrificazione dal condotto freatico embrionale.

Se la roccia incassante è omogenea come il marmo il risultato è "quasi perfetto", come mostrato nella fotografia della *Figura 192* (Abisso Simi – Valle d'Arnetola – Toscana -Italia).

Ma non sempre la situazione geologica e litologica è omogenea. In non pochi casi sono presenti delle difformità come faglie, diaclasi, stratificazioni, porosità, livelli impermeabili. E allora la morfologia base del pozzo cascata viene disturbata e distorta.

Ne è una dimostrazione il Pozzo della Miniera (Gualdo Tadino – Umbria – Italia) (*Figura 193*) in cui emerge evidente l'interferenza che crea la presenza di una grande faglia: in alto si vede il meandro che ha originato il tutto (anche in questo caso iniziando da un condotto freatico) che approfondendosi e allargandosi si è avvicinato allo specchio di faglia.

Con questa strutturazione delle discontinuità della roccia la forma campaniforme-cilindrica non si è potuta sviluppare completamente per il drenaggio anomalo che la faglia ha fatto sviluppare.

La forma campaniforme-cilindrica si è sviluppata solo a metà, dalla parte opposta alla faglia (per i motivi resi evidenti nelle *Figure 185, 186, 187, 188,* mostrate nel precedente *paragrafo* **a**).

I pozzi-cascata, che sono parte integrante delle zone a meandri (vedi paragrafi successivi), sono una delle morfologie più diffuse nei sistemi carsici, la cui origine è emblematicamente legata alla transizione freatico/vadosa e saturo/aggressivo.





**d)** L'anastomosi dei pozzi-cascata – Quando le vie di drenaggio sono ad andamento prevalentemente verticale - con assorbimento in superficie delle precipitazioni meteoriche concentrato in un'area piuttosto che in un unico inghiottitoio - può accadere che si creino le condizioni per lo sviluppo di più pozzi-cascata paralleli, i quali, sviluppandosi come indicato nel paragrafo precedente, vanno ad unirsi nei modi più disparati (anastomosi), dando luogo a sistemi verticali dove i collegamenti fra pozzo e pozzo

non sono quelli propri di un sistema formato da un unico flusso.

Ora prenderemo in esame due sistemi di drenaggio che corrono paralleli su linee verticali (si ponga attenzione su quante combinazioni possono essere ipotizzabili con più sistemi che anastomizzano a varie altezze!).

Nelle *Figure 194* è mostrata la loro contemporanea evoluzione (sezioni longitudinali):

- 1. in *Figura 194a* la formazione di due pozzi-cascata, inizialmente separati;
- 2. in *Figura 194b* avviene l'anastomosi a causa dell'ampliamento dei due sistemi e il cedimento della parete di separazione, divenuta esile e fragile;
- 3. in *Figura194c* i fenomeni di crollo (clastici) legati all'assestamento del profilo di equilibrio dei pozzi fa accumulare sul fondo detriti di varie dimensioni.

Nel pozzo-cascata di destra (nella *Figura* 194c) e nel successivo meandro i fenomeni clastici non sono stati in grado di occludere l'accesso alla prosecuzione. In quello di sinistra invece l'accumulo di





Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Speleogenesi

detriti è stato tale da rendere non più raggiungibile il meandro (che comunque mantiene la sua funzione di drenaggio).

Nella casistica della morfologia dei sistemi carsici conosciuti sono numerose queste situazioni, molte delle quali non fanno comprendere facilmente la speleogenesi locale, visto il camuffamento dovuto alla litogenesi e ai crolli.

Da tener presente che non necessariamente i due corsi d'acqua sopra indicati debbono agire in contemporanea, e si può anche ipotizzare che lo stesso torrente sotterraneo, cambiando il suo percorso nel tempo, porti all'anastomosi di più pozzi-cascata.

La casistica di questa situazione che porta all'anastomosi è variegata e diverse sono le morfologie complesse finali. Ma nella sostanza questo fenomeno speleogenetico utilizza ed è definito sempre dagli stessi meccanismi chimici e idraulici descritti nel paragrafo precedente.

e) Le retroversioni – Una delle morfologie più caratteristiche dei sistemi carsici in fase vadosa è la "retroversione": dopo una galleria e un pozzo, il sistema prosegue con un'altra galleria sottostante alla prima ma di senso opposto.

Il tutto è giacente su una stessa frattura verticale (in genere una faglia), lungo la quale il sistema segue il percorso prescelto verso il livello di base (e quindi la risorgente). Nella *Figura 195* è mostrata la retroversione del Pozzo del Panino nella Grotta del Chiocchio (Castagnacupa – Umbria – Italia):

- 1. in alto, sopra il pozzo, la galleria di arrivo (impostata su faglia),
- 2. a sinistra del pozzo la faglia che scende fino alla galleria sottostante,
- 3. al fondo del pozzo, sulla sinistra, sempre impostata sulla stessa faglia, la galleria con la quale prosegue il sistema.

Se esaminiamo in generale la funzione delle retroversioni nel drenaggio carsico e la compariamo con quella

dei pozzi-cascata emerge che entrambe le morfologie svolgono il ruolo di condurre il flusso verso il livello di base (strato impermeabile o superficie piezometrica che sia) trasformando la minor quantità possibile di energia potenziale in energia interna.

Come già detto più volte il condotto ideale verso il quale evolve il sistema carsico è:

- in condizioni freatiche, un tubo rettilineo, a sezione circolare uniforme (la più grande possibile), con pareti levigate e in condizioni di moto laminare;
- 2. in condizioni vadose, una caduta libera (senza contatti con le pareti) in un unico salto fra inghiottimento e livello di base.

La realtà complessa e in continuo mutamento dei massicci e dei sistemi carsici rende queste mete finali difficili da raggiungere. Ma ciò non vuol dire che le vie di drenaggio, nel complesso, non progrediscano comunque verso le suddette configurazioni.

Anche nelle retroversioni, come nei pozzi cascata, l'inizio è in condizioni freatiche sature come mostrato nella sezione longitudinale della *Figura 196* (e come attestano le osservazioni morfologiche relative a tali casi: in ogni meandro è possibile osservare sulla volta i resti del condotto a pressione dal quale si è originato).



*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

#### 260



In questa fase l'ampliamento non è condizionato dalla forza di gravità e la corrosione del flusso sotto pressione, omogenea o differenziata che sia, attacca l'intera parete del condotto, ampliandolo in ogni direzione.

Nella fase successiva, quando è stata raggiunta un'apertura del condotto da permettere il passaggio alla fase vadosa non-satura (*Figura 197*), la forza di gravità subentra dirigendo lo sviluppo lungo vie verticali (lo stesso

effetto lo produce una diminuzione della portata del flusso).

Come nel caso dei pozzi cascata il comportamento delle retroversioni si basa sulle considerazioni svolte nel precedente paragrafo **a** e in particolare sulla *Relazione 162.* Ipotizzando  $\mathcal{R}$  di valore costante, J condiziona in modo direttamente proporzionale la velocità di corrosione sul fondo del canale e raggiunge il massimo valore con J = 1 nel tratto verticale.

Nella Figure 197, 198 e 199 sono mostrati, in sezioni longitudinali, tre stadi dell'evoluzione di un'ipotetica retroversione (simile a quella mostrata in Figura 195): seguendo le soluzioni di continuità della roccia **a**, **b** e **c** inizia la corrosione, omogenea nei singoli tratti, ma differenziata da tratto a tratto. La velocità di corrosione più elevata nel tratto verticale **b**, di minor valore nel tratto **c** e di valore intermedio nel tratto **a**, come indica la grandezza delle frecce rosse.

In tal modo il tratto verticale **b**, procedendo con una carsificazione più rapida, "cattura" i tratti inclinati, eliminandoli progressivamente. Anche in questo caso la cavità tende a una morfologia sempre più con drenaggio verticale.



Speleogenesi

Sulla parete antistante alla retroversione si manifestano di frequente delle spinte dovute alla ricerca di stabilità della massa calcarea fratturata (frecce azzurre), con conseguente ampliamento della cavità a seguito di crolli.

f) La catture di un corso d'acqua in una retroversione – Nelle Figure 196, 197, 198 e 199 la massa rocciosa fratturata compresa fra la galleria superiore e quella inferiore è interessata da perdite del torrente sotterraneo. Ma fintanto che le aperture di queste vie di drenaggio secondarie, nel loro complesso, hanno una portata inferiore a quella del torrente sotterraneo la speleogenesi procede soprattutto come indicato nel paragrafo precedente.

Tuttavia le portate delle perdite aumentano (a seguito della carsificazione con la corrosione omogenea/differenziata, in condizioni freatiche/vadose, con soluzioni sature/non-sature) e la loro entità viene definita dalla Legge di Poiseuille in versione epigenica, fondamentale anche in questo caso (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23d*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \,\mathscr{H}^4}{\mu} \cdot J \qquad 166$$

valida, ricordiamo, per condotti e canali con sezione qualsiasi.

Con questi presupposti può attuarsi una situazione come rappresentata in sezione longitudinale in *Figura 200* (anche questa volta l'analisi morfologica carsica lo conferma), dove la via di drenaggio della cattura più consistente ha ampliato il passaggio ed ha iniziato la corrosione, omogenea e differenziata, in fase vadosa non-satura. La freccia rossa indica il senso dell'evoluzione della carsificazione poiché sulla parete verticale indicata si manifesta la velocità di dissoluzione di maggiore entità (J = 1). Il tratto **a-b-c** diviene idrologicamente inattivo ("fossile") e l'evoluzione si arresta.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree



La carsificazione prosegue è la morfologia successiva è quella presentata in *Figura 201* (sezione longitudinale). E' questo un dei tanti modi per velocizzare la verticalizzazione del drenaggio.

**g)** La cattura di un corso d'acqua in un pozzo-cascata – Con molte analogie con il caso qui sopra descritto, un'altra possibile cattura di un carso d'acqua sotterraneo è descritta, in sezione longitudinale, nella *Figura 202*. Il progressivo ampliamento di una via di drenaggio posta a monte del pozzo-cascata lo rende "fossile". La freccia rossa indica il senso dell'ampliamento della nuova via di deflusso.



In questo paragrafo e nel precedente sono stati esemplificati due fra i casi più consueti di cattura. La probabilità che la realtà nei sistemi carsici conosciuti sia più complessa è molto alta. Ma solo apparentemente perché resta comunque il fatto che tutto è spiegabile e quantificabile con la sostanza delle considerazione e delle relazioni sinora esposte.

**h)** L'esempio della Grotta del Chiocchio – Questa cavità dell'Appennino umbro (Spoleto - Italia) è un sistema epigenico che permette d'osservare le speleomorfologie che hanno segnato il suo sviluppo, dalla fase iniziale embrionale freatica all'attuale fase vadosa (parzialmente freatica solo in corrispondenza di periodi di grande piovosità). Il suo rilievo topografico, in sezione e pianta, è riportato in *Figura 203* (si ricorda che questa cavità è stata utilizzata come esempio nella *Premessa II* dove è messo in correlazione il fenomeno carsico con i principi della Termodinamica).

Innanzitutto è possibile ricostruire quasi interamente il condotto iniziale freatico (linea verde tratteggiata) che ha dato origine al drenaggio sotterraneo, dall'inghiottitoio in superficie alla falda freatica profonda.

Dalla pianta si rileva che lo sviluppo orizzontale è molto limitato e contenuto in una massa calcarea ad alta perturbazione tettonica. Le linee tratteggiate rosse segnano la presenza, in pianta, di grandi faglie, parallele e ortogonali.

La porzione di serie stratigrafica umbro-marchigiana in cui si sviluppa il sistema carsico va dal calcare "majolica" al calcare "massiccio", separati da un livello impermeabile di calcare "diasprigno".

Dalla superficie alla falda freatica di fondo gli elementi confinanti sono le faglie (ad andamento verticale), alcuni lembi di calcari "diasprigni" dislocati dai rigetti delle stesse faglie e la superficie piezometrica dell'acqua di base della Conca di Terni.

La Grotta è sostanzialmente suddivisa nei seguenti settori:

- 1. il tratto sub-orizzontale iniziale (marcato 1) è confinato inferiormente da una stratificazione impermeabile selcifera presente nel calcare "majolica";
- 2. le zone di faglia **a** e **b** nel calcare majolica, luoghi ad andamento verticale dove il flusso scende verticalmente mettendo in atto alcune retroversioni;

- un secondo tratto sub-orizzontale (marcato 2) è ancora contenuto nel calcare "majolica", dove il drenaggio è confinato da un nuovo orizzonte impermeabile di rocce a diaspri e dolomitizzate (in questa parte della cavità, dove indica la freccia verde marcata CF, è tuttora presente una porzione integra del condotto freatico iniziale);
- 4. una parte finale verticale nel calcare "massiccio" dove si succedono tre profonde retroversioni (**c**, **d**, **e**).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte IX

Nei tratti sub-orizzontali **1** e **2** la velocità di corrosione è definita dalla relazione (*Parte II, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 18*):

$$F_a = k_a^* \cdot \mathscr{R}^4 \cdot J \tag{167}$$

propria dei canali a pelo libero.

Questa espressione misura la forza d'attrito che, <u>complessivamente</u>, il canale oppone all'avanzamento del drenaggio (la costante  $k_a^*$  è anche espressione della scabrezza delle pareti). E' dunque evidente che la forza d'attrito totale (e quindi la velocità di corrosione del calcare che omogeneamente agisce nel complesso della parete del canale) è direttamente proporzionale alla cadente piezometrica e alla quarta potenza del raggio idraulico.

Se non fosse presente il livello impermeabile, specie nelle fasi vadose iniziali con  $\Re$  di dimensioni ridotte, l'approfondimento "gravitazionale" del canale avverrebbe in modo marcato (precedente *capitolo 03, paragrafo f, Figura 183*).

Mentre nei tratti verticali - con retroversioni, pozzi-cascata e catture – è più appropriato utilizzare la consueta equazione (*Parte II, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 20*):

$$R_1 = \mathcal{R} \cdot J$$

che definisce la forza che si oppone al flusso per unità di superficie del canale bagnato. Tale relazione è più adatta a dare una misura della velocità di corrosione del calcare in un canale dove variano localmente le pendenze (nel caso esaminato s'ipotizza che il raggio idraulico rimanga inalterato).

Le frecce rosse nella *Figura 203* indicano il senso verso il quale la corrosione spinge l'ampliamento della cavità; la loro grandezza è proporzionale alla velocità con cui questa corrosione avviene.

Nell'insieme, a parte i tratti sub-orizzontali confinati dai livelli impermeabili, il sistema carsico si evolve verso quelle linee di drenaggio che permettono di raggiungere la falda freatica con il percorso più breve possibile.

La Grotta del Chiocchio nel tratto **2**, che si sviluppa sopra il livello impermeabile dei diaspri e dei calcari dolomitici, è un classico meandro senza anse su faglia verticale la cui formazione verrà descritta nei paragrafi che seguono. Sulla sua volta è evidente quanto rimane della condotta forzata da cui ha avuto origine.

Tutto quanto detto permette d'affermare che questo modesto sistema sotterraneo umbro è un compendio di tutte le principali morfologie di un sistema epigenico maturo: resti di condotte forzate, canalizzazioni vadose, meandri, pozzi-cascata, retroversioni e catture.

i) I canali di volta partendo da condizioni freatiche – Nelle cavità d'origine epigenica come la Grotta del Chiocchio i resti sulla volta delle condotte freatiche embrionali iniziali possono essere interpretati erroneamente come "canali di volta". Infatti i resti di condotte a pressione sul tetto dei meandri, delle retroversioni e dei pozzi cascata sono il segno di un passaggio dal regime freatico a quello vadoso, con conseguente approfondimento verso il basso del condotto iniziale, guidato dalla forza di gravità che fa "bagnare" (e quindi corrodere) solo la parte inferiore delle canalizzazioni di drenaggio (precedente *capitolo 03, paragrafo d*).

Invece i "canali di volta" sono il frutto di un ritorno dallo stato vadoso allo stato freatico, per motivi contingenti ed eccezionali. Nella *Figura 204* sono mostrate le varie fasi della genesi di questa morfologia, più probabile in settori di sistemi carsici ad andamento sub-orizzontale ondulato (*Pasini, 1967; 1975*) (le sezioni sono longitudinali con abbinate le trasversali **ST**<sub>a</sub>, **ST**<sub>b</sub>, **ST**<sub>c</sub>, **ST**<sub>d</sub>). Le frecce rosse indicano la direzione dell'ampliamento del condotto sotto l'azione della corrosione del calcare.

S'ipotizza all'origine un tratto di condotta come rappresentato in *Figura 204a* (sezione longitudinale): le condizioni sono freatiche ed è in azione sia la corrosione omogenea che differenziata.

Le dimensioni delle vie di drenaggio sono tali da permettere al flusso carsico di trasportare del materiale non solubile. Questi si deposita sul fondo del condotto perché la velocità media  $V_m$  del flusso è inferiore alla velocità  $V_d$  (caratteristica per ogni tipo di sedimento) sotto la quale inizia la sedimentazione (*Figura 204b*).

168

Man mano che la sedimentazione si accresce l'apertura del condotto diminuisce e le velocità di scorrimento del flusso idrico aumenta (*Parte VIII, capitolo 03, paragrafo i*), provocando una corrosione differenziata aggiuntiva la quale tende a riportare il condotto alle dimensioni precedenti la sedimentazione.

Ma in questo caso la corrosione agisce sotto due condizioni:

- 1. per rimuovere il sedimento (in particolar modo se è presente una consistente componente argillosa) occorre che la velocità media del flusso  $V_m$  aumenti ben oltre la velocità  $V_d$ ; infatti la velocità del flusso deve superare la velocità  $V_e$  che è quella necessaria per rimuovere quanto è stato depositato; nella erosione di sedimenti ad opera di un flusso idrico vale la relazione  $V_d < V_e$  con i due valori dipendenti dal tipo e dalla grana dei sedimenti;
- 2. la corrosione può avvenire solo al contatto acqua/calcare.

Da ciò segue che, non aumentando a sufficienza la velocità media del flusso e rimanendo quindi la copertura dei sedimenti, l'ampliamento del condotto può avvenire solo sulle superfici non coperte dal sedimento, cioè sulla volta.

Ciò porta alla fase rappresentata in *Figura 204c*, con il canale che si è sviluppato in senso antigravitativo.

lpotizzando che in seguito il flusso aumenti la sua velocità fino a superare  $V_e$ , con questa nuova condizione il sedimento verrebbe eroso (fintanto che il flusso rimane attivo). Nell'ipotesi aggiuntiva che questi scompaia (perché non più alimentato o a seguito della sua cattura lungo un percorso diverso) la situazione vadosa successiva è riportata nella *Figura 204d*.



Dopo la quale può accadere che il tratto di grotta si "fossilizzi", il bacino d'acqua si prosciughi e rimanga solo il sedimento. Oppure può ritornare il flusso, sia pur temporaneamente (una volta o più), facendo riprendere la sedimentazione e poi una nuova escavazione del canale di volta.

Le combinazioni e le successioni di fasi possibili sono innumerevoli, ma resta pur sempre il fatto che la sostanza è strettamente legata solo a quanto indicato nei soprastanti punti **1** e **2**. Senza quelle condizioni i canali di volta non si formano.

I) I canali di volta partendo da condizioni vadose – Sempre riferendoci a sistemi carsici epigenici, la genesi dei canali di volta può avere inizio anche da vie di drenaggio mature, con flussi vadosi. Anzi è proprio questa la condizione più favorevole alla loro formazione, visto che, essendo le vie di drenaggio più ampie, viene facilitato il trasporto di sedimenti insolubili lungo corsi d'acqua sotterranei (che è il fattore determinante nelle genesi di queste morfologie antigravitative).

Nella *Figura 205* sono rappresentate le quattro fasi che sintetizzano la formazione dei canali di volta (**ST**<sub>a</sub>, **ST**<sub>b</sub>, **ST**<sub>c</sub>, **ST**<sub>d</sub> sono le relative sezioni trasversali).

Nella *Figura 205a* è raffigurato un canale vadoso dove scorre un flusso idrico con velocità  $V_m > V_d$  (rispettivamente velocità media del flusso e velocità del flusso sotto la quale inizia la sedimentazione).

La corrosione avviene solo sulle pareti calcaree bagnate dall'acqua che scorre nella direzione indicata dalla freccia e dai filetti; la corrosione produce un ampliamento verso il basso, "gravitativo".

Nella *Figura 205b* inizia il trasporto del sedimento insolubile (può provenire dall'esterno oppure da sedimenti posti più a monte nel sistema carsico) e, essendo  $V_m < V_d$ , il sedimento si deposita sul fondo del canale.

Lo spessore della sedimentazione aumenta, spingendo il corso d'acqua verso l'alto, a contatto con la volta calcarea. Le condizioni diventano freatiche, simili a quelle riportate nella *Figura 204b*; la corrosione avviene sulle pareti laterali e sulla volta, divenendo "antigravitativa".

Nella *Figura 205c* continua la deposizione del sedimento e, di conseguenza, l'incisione del canale di volta, con fasi in cui l'effetto strozzatura aumenta la velocità di corrosione (se sulla volta sono presenti disomogeneità geometriche e litologiche, agisce la corrosione differenziata eliminando gli impedimenti al flusso, ampliando le aperture e facendo aumentare la portata).

Nella *Figura 205d* la velocità del flusso  $V_m$  è aumentata oltre  $V_d$ , facendo così arrestare la deposizione del sedimento.

S'ipotizza infine una situazione ancora più dinamica in cui  $V_m$  supera il valore di  $V_e$  che produce la rimozione del sedimento e il ritorno alle condizioni vadose.

Anche in questo caso è evidente la consueta, generalizzata, azione di base del flusso che, attraverso la corrosione omogenea e differenziata, s'organizza per modificare le vie di drenaggio e per aumentare la portata del sistema carsico.

Se nella fase rappresentata dalla *Figura 205c*, per qualsiasi ragione, venisse a mancare del tutto il flusso idrico, il canale rimarrebbe quasi ostruito dai sedimenti argillosi. E' questa una situazione morfologica che si riscontra di frequente nei sistemi carsici epigenici (ed è facilmente riconoscibile). Una disostruzione di questi canali ha dato più volte la possibilità di raggiungere settori inesplorati molto vasti.

# 05. Le morfologie di base della transizione freatico/vadosa: i meandri

**a) Premesse e richiami** – Alla formazione dei meandri è dedicato un capitolo a parte, in considerazione del fatto che è una delle morfologie più diffuse e indicative dei sistemi carsici epigenici, quella che, insieme ai "pozzi", ne costituisce i settori di maggiore rappresentatività e impegno esplorativo.



# $V_m > V_d$ ST<sub>a</sub> a Figura 205 $V_m < V_d$ ST<sub>b</sub> $V_m < V_d$ ST. $V_{e} < V_{m}$ ST,

Ma spesso il meandro svolge la funzione di collegare due settori della massa calcarea dove la perturbazione tettonica può sviluppare una verticalizzazione del drenaggio, ma l'interconnessione fra le soluzioni di continuità della roccia è ostacolata da passaggi troppo stretti dove il flusso idrico è costretto a procedere in condizioni freatiche (precedente *capitolo 02, paragrafo c, Figura 179*). Sviluppare la carsificazione attraverso un passaggio a meandro è l'unica possibilità per dare un continuità "esplorabile" ad un sistema carsico (tanti sono gli esempi possibili, ma uno dei più classici è quello presente nella Spluga della Preta, dopo i primi tre pozzi).

Il meandro - come i pozzi-cascata e le retroversioni - è una delle morfologie carsiche più esplicative di quanto avviene nei sistemi sotterranei dopo il superamento della fase embrionale, quando si assiste al passaggio da condotti freatici a vadosi, da flussi saturi a non-saturi.

I meandri - come i pozzi-cascata e le retroversioni - hanno origine da un condotto freatico embrionale che si evolve in un canale vadoso, il quale va man mano approfondendosi e assumendo la varietà di forme che li contraddistingue, sia trasversalmente che longitudinalmente.

Le meandrificazioni più nette e articolate si creano quando la massa rocciosa sottostante il condotto freatico d'origine è compatta e litologicamente omogenea.

Lo sviluppo delle anse è in funzione della pendenza della via di drenaggio: non s'innesca la loro formazione se la cadente piezometrica ha un valore troppo elevato.

Il condotto iniziale a pressione si sviluppa, preferenzialmente, all'interno di un interstrato orizzontale (vedi l'esempio della Rivière Serpentine nel Sistema de la Dent de Crolles – Isère – Francia riportato nel successivo *paragrafo c*) o seguendo un percorso senza soluzione di continuità lungo una singola frattura verticale (vedi esempio del Meandrino nella Grotta di Monte Cucco – Umbria – Italia) (*Parte VI, capitolo 03, paragrafo h, Figure 125 e 128*).

Per quanto riguarda i meccanismi cinetici delle reazioni chimiche e i principi della termodinamica che portano alla formazione dei meandri si tenga presente quanto definito nel precedente *capitolo 03*, in particolare le *Relazioni 154*, *155*, *156*, *158*, *159* e *161*.

**b)** Evoluzione di un meandro con condotto freatico d'origine su interstrato: la Rivière Serpentine nel sistema sotterraneo de la Dent de Crolles (Isère – Francia) – E' questo un caso esemplare che compendia le morfologie dei meandri in genere e ne spiega la genesi. E' un settore del grande sistema carsico francese dove è possibile osservare morfologie "pulite" senza interferenze tettoniche, stratigrafiche e litologiche che possano rendere l'analisi problematica e incerta. I dati e le immagini qui utilizzate sono tratte da "La Dent de Crolles et son réseau souterrain" (Isère – Francia) (Lismonde et C., 1997).

Le conclusioni analitiche sulla Rivière Serpentine sono confortate e integrate da analoghe considerazioni su un altro classico meandro: la "Rivière" che segue la Trou Mile nel sistema sotterraneo Felix Trombe (Haute Garonne – Pirenei – Francia).

C'è analogia stringente anche con altri settori meandriformi di grotte delle Alpi Apuane, del Massiccio del Canin, delle Alpi austriache, del Marguareis, del Vercors, del Giura, dei Pirenei, del Picos de Europa e, soprattutto, del Monte Alburno, dove il carsismo epigenico è più espressivo che altrove. Particolarmente straordinari sono i meandri della Grava dei Gentili (*Bellucci, Giulivo, Pelella, Santo; 1995*).

Non esamineremo quanto accade nel sistema carsico a monte e a valle della Rivière Serpentine perché si vuol perseguire la massima generalizzazione possibile nelle conclusioni speleogenetiche sulla formazione dei meandri. Le uniche condizioni poste sono che:

- 1. a monte vi sia un regime idrico che porti al passaggio dallo stato freatico a quello vadoso;
- 2. a valle non vi sia alcun impedimento al defluire del corso d'acqua, qualunque portata abbia.

La planimetria del fondo attuale della Rivière Serpentine è quella riportata in *Figura 206*, con flusso d'acqua che scorre in direzione NNW, con portata media stimata intorno ai **5** l/s. Da notare la modesta pendenza di **12°** e la cadente piezometrica di appena J = 0, 21. Le anse sono 52, di cui una sfondata.

In altezza il meandro si sviluppa mediamente di 12 m (e oltre) e il dettaglio delle planimetrie a varie altezze della sua porzione **a-b** è rappresentato in *Figura 207*.



E' dunque evidente che l'approfondimento vadoso, man mano che procedeva verso il basso, ha portato a un'accentuazione della sinuosità della via di drenaggio. E' questa una situazione peculiare di grande interesse "sperimentale" perché mostra i meccanismi chimici e termodinamici che producono la formazione di questi importanti settori dei sistemi carsici.

**c)** La Rivière Serpentine: le fasi dell'evoluzione – Esaminando nei particolari l'evoluzione della Rivière Serpentine risalta con evidenza che la sua origine ha coinciso con la carsificazione, in condizioni freatiche, del condotto embrionale lungo un giunto di stratificazione. In questa fase l'ampliamento non risentì della forza di gravità (come elemento condizionante la scelta delle direttrici del drenaggio) e la corrosione omogenea e differenziata hanno solubilizzato sotto pressione tutta la parete calcarea, indistintamente. I filetti dell'acqua correvano parallelamente e il regime era prevalentemente laminare.

La fotografia di *Figura 208* si riferisce a uno dei meandri della Grotta del Chiocchio (Umbria-Italia) dove è evidente, sulla volta, quel che resta delle condotta freatica d'origine e, al disotto, il meandro formatosi in condizioni vadose. Le stratificazioni creano un disturbo alla morfologia di base. Le cupulazioni sulla volta sono dovute al distacco di noduli di selce.

Quest'origine embrionale freatica dei meandri è una regola mai smentita dall'osservazione morfologica nei sistemi carsici noti.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Fece seguito la Fase 1<sup>a</sup> (*Figura 209*), marcando il passaggio dal regime freatico a quello vadoso, con flusso non-saturo e in regime turbolento.

Sotto tali condizioni la relazione valida per la velocità di dissoluzione del calcare è l'equazione fondamentale (*Parte II, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 20*):

### $R_1 = \mathcal{R} \cdot J$

dove soprattutto la cadente piezometria fa da discrimine (nell'ipotesi, verosimile, che il raggio medio si mantenga più o meno costante).



Gli effetti che ne derivano (oggi come quando la Rivière si è formata) si possono sintetizzare in quanto qui di seguito esposto. Come per i pozzi-cascata e le retroversioni la corrosione ha una velocità più elevata nei tratti verticali dei gradini (frecce rosse), che porta ad una graduale eliminazione dei tratti a minor pendenza.

In tal modo si raggiunge la Fase **2**<sup>a</sup> con l'accentuazione dei tratti verticali. Non essendoci motivi per azioni differenziate sulle pareti laterali (conseguenza di anomalie geometriche e/o litologiche) la corrosione si esercita in modo uniforme e il canale si approfondisce mantenendosi rettilineo come il condotto originale.

Da tale situazione si passa alla Fase **3**<sup>a</sup> dove una pressione anomala viene esercitata sul fondo del canale nelle aree dove cade l'acqua dai gradini. In queste aree si produce il triplice effetto che porta a una corrosione aggiuntiva localizzata (precedente *capitolo 04, paragrafi* **a**, **b**, **c**, *Figure 188, 189, 191*):

- 1. l'energia cinetica prodottasi con la caduta si trasforma in energia interna del sistema carsico (liquido + solido+ aria) concentrata sul fondo del gradino, incrementandovi la velocità di corrosione;
- 2. la nebulizzazione prodottasi nel flusso idrico aumenta la superficie di separazione fra liquido e aria con conseguente maggiore solubilizzazione nel flusso d'anidride carbonica (Legge di Henry);
- 3. la caduta dell'acqua provoca alla base del gradino un aumento localizzato di turbolenza, il quale, come è noto, aumenta mediamente di 48 volte la dissipazione d'energia potenziale in energia interna (maggior disponibilità d'energia interna = maggiore velocità di dissoluzione del calcare).

Questo convergere in sinergia di fattori carsificanti permette al flusso di scavare delle "marmitte" in corrispondenza di ogni gradino, e quindi di passare alla **Fase 4**<sup>a</sup>. Ancora la canalizzazione si mantiene rettilinea, ma inizia una fase di ampliamento piuttosto marcato con le marmitte che si approfondiscono e si

allargano. Iniziano anche dei moti del flusso che hanno componenti laterali (vortici), con conseguente escavazione differenziata delle pareti calcaree. E' molto frequente incontrare nei meandri, sospesi a varie altezze sulle pareti, i relitti di queste serie di marmitte; emblematici sono i meandri della Grava dei Gentili sul Monte Alburno.

Ora l'evoluzione della meandrificazione prende una piega diversa, con spinte preferenziali verso la dissoluzione localizzata sulle pareti, che tendono a prevalere sull'approfondimento omogeneo e rettilineo.

A questo proposito, dall'analisi speleomorfologica si può concludere che è tanto più probabile che quanto detto nel capoverso soprastante possa attuarsi quanto più bassi sono i valori di  $\Re$  e J (come è precisato nei paragrafi che seguono).

Nella Figura 210 è messo in evidenza, da un altro punto di vista, il succedersi delle fasi di formazione del meandro e in particolare il passaggio dalla Fase **3**<sup>a</sup> alla Fase **4**<sup>a</sup> (Figura 209), cioè da un flusso su canale



*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

rettilineo con corrosione omogenea a un flusso vorticoso su "marmitta" con una dissoluzione più veloce nei settori delle pareti a contatto con i filetti della corrente idrica a maggiore velocità (linea gialla).

Velocità di flusso maggiore vuol dire, come preciseremo nei paragrafi seguenti, maggiore velocità di corrosione e quindi una progressiva accentuazione della sinuosità del meandro man mano che procede il suo approfondimento. Le frecce rosse indicano il senso della corrosione più veloce.

E' netta la corrispondenza fra la curva di massima velocità (linea gialla) della Fase **4**<sup>a</sup> e lo sviluppo delle anse della Fase **5**<sup>a</sup>. Qualche Autore vede anche un ritardo di fase fra le due curve, legandolo a parametri come la portata, il raggio medio, la cadente piezometrica e la natura della roccia incassante. E' molto probabile che questa relazione esista, ma è tutta da verificare e misurare empiricamente.

Resta da spiegare quale sia stata la causa che ha provocato l'innesco della vorticità nelle marmitte, probabilmente dovuto alla causalità: la presenza di un nucleo di roccia incassante a maggiore compattezza, la caduta di un frammento che ha spinto il flusso da una parte anziché dall'altra, ecc. Il tutto magari favorito da una riduzione di  $\Re$  e J.

E' comunque certo che con l'aumento della pendenza e, soprattutto, della portata le spinte corrosive laterali divengono d'importanza trascurabile e il meandro tende ad approfondirsi rapidamente, tagliando le marmitte i cui relitti rimangono, a testimonianza, sospesi sulle pareti. Esempi rappresentativi di queste morfologie si trovano nella Gouffre Berger (Vercors – Francia), oltre nella già menzionata Grava dei Gentili.

La fase **6**<sup>a</sup>, ultima rappresentata, mostra una profonda accentuazione della sinuosità del meandro, fino al punto che alcune anse si anastomizzano.

Nella fotografia della *Figura 210 bis* è mostrato il meandro della Grotte Gournier (Choranche - Vercors – Francia) dove è straordinariamente evidente una fase come la 4° di *Figura 210*.

d) Meccanismi chimici e termodinamici che concorrono alla formazione delle anse dei meandri – Anche in questo caso la spiegazione sta nella corrosione differenziata.

In *Figura 211* è rappresentato un troncone di planimetria del fondo di un meandro, dove per un qualsiasi motivo (geometrico o litologico) si è innescata la formazione delle anse e, come già detto in precedenza per situazioni freatiche analoghe (*Parte VIII, capitolo 04, paragrafi d, f, l, n, Figure 156,167,170*), i filetti fluidi che scorrono lungo la parete concava dell'ansa hanno un gradiente di velocità  $dV_1$  maggiore di quello  $dV_2$  dei filetti che corrono sulla parete opposta.

Ciò è definito quantitativamente dalla relazione (*Parte VIII, capitolo 04, paragrafo n*, *Relazione 142*):

$$F_a = \mu \cdot dV$$
 169

Ne segue, come più volte descritto per casi analoghi, che in corrispondenza della



*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

parete concava si ha una produzione d'energia interna  $\Delta \mathbf{E}_i$  più elevata, che ha come ulteriore conseguenza una velocità di corrosione localizzata più alta.

Nella *Figura 212* il particolare in pianta di un'ansa del meandro, con in evidenza (frecce rosse) i settori con turbolenza più marcata e maggiore velocità di dissoluzione.

In sinergia con l'azione della corrosione differenziata prodotta da fattori termodinamici sulla base



della *Relazione 169* si manifesta anche la corrosione localizzata aggiuntiva dovuta agli effetti sulle cinetiche chimiche e definiti dalla relazione fondamentale (precedente *capitolo 03, paragrafo c, Relazione 155*):

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot \frac{1}{\mathscr{R}} \cdot A \\ k_T = \frac{D_m}{\delta} = 0.021 (Sc)^{0.66} \cdot V_m \end{cases}$$

Gli effetti prodotti dalla *Relazione* 170 sono collegati alla più elevata velocità del flusso in alcuni settori della parete calcarea. Più elevata velocità che favorisce una maggiore reattività chimica (a vantaggio della corrosione del calcare) per l'Effetto Venturi, per la riduzione dello spessore dello strato limite e per la diffusione da flusso.

La successione degli stadi d'avanzamento (sempre in pianta) sono sintetizzati in *Figura* 213: dalla Fase **1°** alla Fase **3°** le anse si sono accentuate fintanto che una serie di anastomosi (sfondamento delle pareti) crea una nuova situazione che facilità lo scorrimento del flusso.



Questa nuova facilità di drenaggio è ancora più evidente nella Fase **4°**, dove rimangono solo alcuni diaframmi relitti delle vecchie anse.

Nella Fase **5°** anche questi diaframmi sono stati dissolti e il flusso idrico può scorrere in un ambiente vasto. La portata è aumentata e, insieme ad essa, il grado di aggressività.

In condizioni epigeniche, di fatto, la corrosione differenziata ha prodotto delle trasformazioni nelle vie di drenaggio tali da determinare una sempre maggiore facilità di drenaggio, lungo vie ampie e verticali,

Parte IX

rettilinee, senza ostacoli. Come sempre accade nell'evoluzione del carsismo, tanto in condizioni freatiche che vadose, come con soluzioni sature e non-sature.

I sistemi carsici infatti, come detto più volte, reagiscono alla presenza di ostacoli nel deflusso modificando con la corrosione differenziata la geometria dei condotti e dei canali, tendendo a quelle che sono le condizioni ideali per la massima portata possibile e con il minor dispendio d'energia nel vincere gli attriti (*Parte II, capitolo 07*).

e) Evoluzione di un meandro con condotto freatico d'origine su frattura verticale: il Meandrino nella Grotta di Monte Cucco (Umbria – Italia) – Questa diramazione della grotta di Monte Cucco fa parte del sistema epigenico che inizia con l'Abisso del Boschetto, a quota 1410 m: una via di drenaggio a morfologia uniforme (meandro) che conduce velocemente le acque assorbite nella zona sommitale di Monte Cucco fino alla Sorgente Scirca (*Figura 214*) (il settore d'interesse è marcato in marrone) per 828 m di dislivello. Il Meandrino è raggiungibile solo attraverso il sistema ipogenico. Il collegamento Boschetto-Meandrino è stato stabilito con traccianti.

E' interamente contenuto nel Calcare Massiccio, una formazione con elevato grado di purezza, interessato da livelli porosi immersi in media di 35° verso SSO e da una rete di faglie verticali e parallele con direzioni prevalenti ONO-ESE e NNE-SSW.

Il suo sviluppo planimetrico è di circa 800 m con un dislivello di oltre 500 m (*Figura 214*). La cadente piezometrica media J = 0, 57. E' uno dei meandri più lunghi e con maggior dislivello fra quelli conosciuti in Italia, con morfologie che hanno una chiarezza esplicativa non facilmente riscontrabile altrove. In più, non vi sono forme di riempimento (clastiche o litogenetiche) che possano nascondere la morfologia originale.

Il suo condotto freatico d'origine si è sviluppato seguendo una faglia verticale (verosimilmente ha contribuito alla scelta della via di drenaggio anche un livello a elevata porosità primaria). La linea

tratteggiata verde ne riproduce lo sviluppo e la linea tratteggiata marrone ne è l'ipotetico proseguimento fino a raggiungere il confinamento inferiore stabilito dalla falda freatica della Sorgente Scirca (*Figura 215*).



In pianta lo sviluppo del condotto freatico iniziale è pressoché rettilineo, con pendenze che variano dai  $30^{\circ}$  (cadente piezometrica J = 0, 50) ai  $40^{\circ}$  (J = 0, 64). Il Meandrino è attualmente idrologicamente attivo e la portata media del corso d'acqua sotterraneo, perenne, si aggira intorno a **0,5 l/s**.

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree





Nel complesso, il percorso seguito dal flusso è costituito da un insieme di "pozzi-cascata", in genere di pochi metri di profondità (soltanto alcuni superano i 30 m di dislivello). I piccoli salti sono concentrati in stretta sequenza nei tratti con minor pendenza (25°-30°), mentre i pozzi-cascata di maggior dimensione e profondità sono posti in corrispondenza dell'intercettazione di faglie ortogonali (rispetto a quella su cui è impostato il Meandrino).

Il meccanismo corrosivo differenziato, del tutto simile alla formazione dei pozzi-cascata descritta in precedenza (precedente *capitolo 04, paragrafi* **a**, **b**, **c**) è condizionato dalla *Relazione 20 (Parte II, capitolo 03, paragrafo* **c**):

$$R_1 = \mathcal{R} \cdot J$$

che ha imposto nei tratti della condotta d'origine con  $J \cong 1$  una corrosione più veloce, l'eliminazione dei tratti con pendenze minori e la creazione di una serie di salti verticali e pozzi- cascata.

Il meandro attualmente è in continuo approfondimento e non presenta cambiamenti di direzione rilevanti. La sua planimetria infatti non si discosta di molto dalla planimetria del canale d'origine (proprio al contrario di quanto accade nella Rivière Serpentine). Ricordiamo che la sua cadente piezometrica J è compresa fra  $0, 50 \ e \ 0, 64$ , un valore abbastanza rilevante.

Ma c'è nel Meandrino un breve tratto quasi pianeggiante di circa 30 m di sviluppo planimetrico (pendenza media 8° equivalente a una cadente piezometrica J = 0, 14) indicato con A nella *Figura 214*, dove questo non accade e sul suo fondo si sono sviluppate anse in rapida successione con raggi di curvatura molto accentuati che hanno portato a diverse anastomosi; una situazione analoga a quella descritta nella **fase 3°** di *Figura 213*.

Quest'osservazione morfologica conferma che lo sviluppo o meno di anse non dipende tanto dal tipo di soluzioni di continuità della roccia su cui si è sviluppato il condotto embrionale, ma piuttosto dalla sua pendenza, e, come vedremo, dalla portata del flusso.

f) La cadente piezometrica e la portata del flusso sono fattori discriminanti nella genesi dei diversi tipi di meandro – Confrontando i risultati descritti nei precedenti *paragrafi c, d, e* risulta che:

- 1. con pendenza accentuata come nel Meandrino (J = 0, 50 0, 64) il meandro tende ad approfondirsi ma mantenendo uno sviluppo rettilineo, senza anse;
- 2. con pendenza ridotta come nel tratto **A** del Meandrino (J = 0, 14) e nella Rivière Serpentina (J = 0, 21) il meandro, oltre ad approfondirsi, sviluppa delle anse con curvature che vanno via via accentuandosi (*Figura 210*), fino all'anastomosi.

Sembra dunque verosimile ipotizzare che il valore della cadente piezometrica sia il fattore discriminante fra una meandrificazione a gradini/pozzi-cascata e una meandrificazione ad anse.

La spiegazione di tutto ciò sta nelle relazioni che definiscono, in condizioni vadose, la corrosione omogenea e quella differenziata.

*Corrosione omogenea* -La *Relazione 18* valida per moto laminare (*Parte II, capitolo 03, paragrafo c*):

$$F_a = k_a^* \cdot \mathscr{R}^4 \cdot J$$

171

collega la forza d'attrito totale che si oppone al flusso con la quarta potenza del raggio idraulico e la cadente piezometrica.

Ricordiamo che:

- 1. *J* è una misura dell'<u>energia potenziale per unità di lunghezza del canale</u> ed è legata alla sua pendenza (maggiore pendenza, a parità delle altre condizioni, maggiore energia disponibile);
- 2.  $\Re$  è una misura delle dimensioni della sezioni trasversale del filetto fluido che occupa il canale (a pelo libero) e quindi è una misura indiretta, a parità delle altre condizioni, della <u>portata del flusso</u>;
- 3. essendo  $\mathcal{R}$  alla quarta potenza, la sua influenza è più forte di quella della cadente piezometrica.

E' chiaro dunque che aumentando la cadente piezometrica la forza d'attrito  $F_a$  s'incrementa; e ancor di più cresce all'aumentare della portata.

Come conseguenza finale è prodotta una corrosione che si distribuisce in modo omogeneo su tutta la superficie bagnata del canale, senza differenze sostanziali da luogo a luogo. E questo è tanto più vero quanto più il valore di  $F_a$  è elevato.

In queste condizioni il meandro non può che mantenere la stessa direzione stabilita dalla faglia e approfondirsi. Se si verificano spinte corrosive normali all'asse del canale hanno un contenuto energetico tanto ridotto da essere trascurabili negli effetti carsogeni complessivi.

Inoltre, se il flusso diviene così energetico da passare al regime turbolento, la forza d'attrito che si oppone al deflusso è definita dalla *Relazione 16 (Parte II, capitolo 02, paragrafo m*) e dalla l'equazione (*De Marchi, 1988*):

$$F_{at} = k_{at}^* \cdot \mathscr{R}^8 \cdot J^2$$

171 bis

La forza che si oppone al moto del flusso viene dunque ancor più accentuata dagli incrementi della portata e delle pendenza, con conseguente corrosione omogenea unidirezionale ancor più efficace, che rende del tutto trascurabili eventuali azioni corrosive ortogonali.

Ma se, invece, il valore di  $\Re$  e di J diminuiscono, insieme o separatamente, può verificarsi che le spinte normali verso le pareti non siano più trascurabili, producendo una corrosione, questa volta <u>differenziata</u>, che porta a morfologie più complesse come descritte in precedenza (precedente *capitolo 05, paragrafi* **b**, **c**, **d**, **e**) e mostrate con l'immagine di *Figura 210* e con la fotografia di *Figura 210 bis*.

**Corrosione differenziata normale** – Quando l'energia del flusso dipendente dalla portata e dalla pendenza diminuisce (di fatto si tratta di ipotizzare un modesto corso d'acqua con alveo con pendenza di qualche grado), le azioni corrosive localizzate sulle pareti del canale possono divenire tali da produrre una morfologia che si allontana dal meandro con fondo rettilineo.

Le relazioni che determinano queste azioni corrosive normali alle pareti sono le note (precedente *capitolo 03, paragrafo c, Relazione 155*) (precedente *capitolo 03, paragrafo e, Relazione 159*):

$$R_1 = \mathcal{R} \cdot J \tag{172}$$

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot \frac{1}{\mathcal{H}} \cdot A \\ k_T = \frac{D_m}{\delta} = 0,021(Sc)^{0,66} \cdot V_m \end{cases}$$

172 bis

#### Parte IX

Confrontando la *Relazione 172*, propria di una corrosione localizzata sulle pareti del canale, con la *Relazione 171*, valida per un'azione carsogena distribuita omogeneamente su tutta la parete, si evidenzia che quest'ultima mette in relazione la forza d'attrito con la quarta potenza del raggio idraulico mentre l'altra stabilisce una dipendenza solo direttamente proporzionale.

Questo fa sì che le variazioni dei parametri della *Relazione 171* influenzino la corrosione omogenea in modo così rilevante da rendere ininfluenti le conseguenti variazioni della corrosione differenziata. Ne segue, ad esempio, che, aumentando la portata, il flusso carsico agisce preferenzialmente approfondendo il meandro senza creare anse.

La *Relazione 172* dà la resistenza per unità di superficie e influenza termodinamicamente la velocità di reazione della corrosione del calcare definita con la *Relazione 172 bis*: più energia interna prodotta per dissipazione d'energia potenziale, più alto il valore di  $k_T$  e quindi una maggiore velocità di corrosione localizzata. Ecco un altro elemento a favore della modellazione delle pareti del meandro.

Un'altra azione corrosiva differenziata deriva dal fatto che possono crearsi delle differenze nella velocità dei singoli filetti a contatto con le pareti e quindi la produzione d'energia interna diversifica la propria intensità, da luogo a luogo. Il gradiente di velocità dV è più elevato dove i filetti corrono più veloci e gli effetti sono quelli descritti nel precedente *paragrafo* d, *Figura 211*.

La Relazione 172 bis fornisce altri elementi per interpretare la corrosione normale alle pareti:

- 1. più il raggio idraulico (e quindi la portata) diminuisce, maggiore è la velocità di corrosione localizzata; il che conferma che la formazione delle anse è favorita da una diminuzione di portata;
- 2. laddove la velocità dei filetti è più elevata lo spessore dello strato  $\delta$  limite si riduce; il che facilita la reazione di dissoluzione differenziata del calcare.

Si può concludere che con flussi energetici, sia per portata che per pendenza, le azioni corrosive perpendicolari alla pareti non riescono ad avere influenza e vengono sopraffatte dall'azione corrosiva distribuita omogeneamente sulla totalità della parete del meandro.

Con le premesse espresse nei capoversi soprastanti si possono esemplificare due opposte situazioni al limite (è facile interpolarne altre intermedie) per un flusso laminare in un canale rettilineo a sezione trasversale uniforme:

- 1. la cadente piezometrica e la portata del flusso hanno un valore elevato,
- 2. il contenuto energetico del flusso è basso in conseguenza di un basso valore di J e di una modesta portata.

*Nel primo caso* la corrosione è molto veloce e diffusa in modo omogeneo sulle pareti bagnate. La componente cinetica del flusso è elevata e ha un grosso rilievo nell'imprimere un deflusso unidirezionale molto dinamico, che lascia poco spazio alla corrosione differenziata sulle pareti laterali del canale.

Ne scaturisce un meandro con uno sviluppo planimetrico rettilineo ed eventuali anomalie nella geometria del canale (*Figura 216 Fase*  $1^a$ ) vengono interpretate come delle "strozzature" o degli "ostacoli" da eliminare (attraverso la corrosione differenziata) (*Figura 216* Fase  $2^a$ ). La freccia rossa indica il senso della spinta corrosiva



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

differenziata. Il valore della cadente piezometrica è <u>superiore a 0,26</u>. Il canale, ripetiamo, si approfondisce lungo una direttrice rettilinea che segue le discontinuità della massa calcarea (in genere con tratti rettilinei intervallati da gradini e pozzi-cascata), come appunto il Meandrino della Grotta di Monte Cucco.

*Nel secondo caso* (*Figura 217*) il flusso idrico possiede poca energia potenziale e, di conseguenza, ha un contenuto energetico limitato da utilizzare. Questo stato dinamico minimale rende non trascurabili le componenti corrosive che agiscono in modo differenziato sulle pareti del meandro (e, con minor intensità, sul fondo), permettendo la formazione di anse (e marmitte).



Le *Relazioni 172 e 172 bis* sono quelle che guidano la formazione di queste morfologie, favorite anche dal manifestarsi di una turbolenza localizzata, conseguenza di una componente cinetica poco rilevante.

In questa situazione a basso contenuto energetico può accadere che un'anomalia geometrica sia presente all'interno del canale (*Figura 217* Fase  $1^a$ ), esattamente come nella Fase  $1^a$  di *Figura 216*.

Diversamente da quanto rappresentato in *Figura 216* s'innesca una deviazione nel deflusso idrico con conseguente corrosione differenziata sulle pareti laterali del canale. Le frecce rosse indicano, con il senso e la grandezza, le azioni della dissoluzione localizzata sulle pareti. Ne segue (Fase  $2^{a}$ ) la formazione di un meandro che si approfondisce aumentando via via il raggio di curvatura delle anse, come nella Rivière Serpentine.

La Figura 217 esprime, nella sostanza, gli stessi contenuti descritti per la formazione degli scallops nelle Figure 166, 167 e 168 (Parte VIII, capitolo 04, paragrafo l e m), nelle Figure 170, 173, 173a, 173b e 173c (Parte VIII, capitolo 04, paragrafo n).

Nei test effettuati da Allen JRL. (*Allen, 1972*) si rende evidente che aumentando la velocità del flusso d'acqua i fori praticati nella tavola di gesso tendevano ad essere eliminati, e non s'innescano le onde di turbolenza che portano alla formazione degli scallops. Le spinte assiali prevalgono su quelle tangenziali, che divengono trascurabili.

Resta comunque il fatto che è molto difficile definire quantitativamente i parametri che fanno da limite fra l'una o l'altra possibilità di sviluppo. Anche se, per la sola cadente piezometrica, abbiamo molti dati "sperimentali", derivanti dai rilevamenti topografici e morfologici, dai quali possiamo ragionevolmente desumere che con J < 0, 26 si propende a formare anse, mentre con J > 0, 26 lo sviluppo del meandro è prevalentemente rettilineo, con pozzi-cascata e gradini.

Per la portata invece non abbiamo dati "sperimentali" numericamente e qualitativamente adeguati alla bisogna, e si possono fare solo supposizioni. Certo è che un elevato valore della portata non favorisce la meandrificazione ad anse; e ci sono delle osservazioni morfologiche che lo confermano.

Inoltre, quando si manifesta un aumento della portata del flusso in un meandro con anse e marmitte, il suo approfondimento verso il basso va a incidere e distruggere le morfologie formatesi in precedenza. Ne sono una chiara dimostrazione morfologica i meandri della Grava dei Gentili (*Bellucci, Giulivo, Pelella, Santo; 1995*).

#### Parte IX

g) Evoluzione di un meandro su rocce non solubili

- In superficie, su un terreno non calcareo, con rocce insolubili, può accadere che un corso d'acqua raggiunga zone dove la pendenza è minima ( $\mathbf{J} < 0, 1$ con  $V_m \approx 0, 01 m/s$ ). Anche in questo caso essendo pressoché nullo il valore dell'energia potenziale per unità di lunghezza - prendono importanza quantitativa le componenti che agiscono perpendicolarmente alla direzione del flusso. Con tali condizioni, non essendo corrodibili i terreni su cui scorre il fiume, agisce l'azione alternata erosione/deposizione sulle rive argillose e sui sedimenti in sospensione nel flusso idrico.

Ricordando quanto detto precedentemente (precedente *capitolo 04, paragrafo i*) a proposito della differenza fra velocità di deposizione  $V_d$  e velocità d'erosione  $V_e$  (con  $V_d < V_e$ ) può verificarsi che  $V_d < V_m < V_e$ . In questo caso, se il percorso rettilineo del corso d'acqua è disturbato al punto che a ridosso di una riva la velocità dei filetti fluidi è superiore a quella presente sulla riva opposta, ci si deve attendere



che da un lato del fiume ci sia erosione mentre nell'altra deposizione.

Ne segue la formazione di una prima ansa che ne innesca tutta una serie. La sinuosità aumenta, tanto che avvengono delle anastomosi che portano all'eliminazione delle anse stesse e, di fatto, alla rettificazione del percorso di drenaggio.

Anche in questo caso la creazione delle anse è un modo per ottenere la migliore geometria possibile per il minor dispendio possibile d'energia potenziale (*Figura 218*). Tutta l'area a meandri è destinata, nel suo stadio finale, a trasformarsi in un canale rettilineo.

Proprio come avviene nei sistemi carsici nelle zone a meandro. Solo che nelle grotte vale la corrosione, un fenomeno chimico, mentre nei corsi d'acqua in superficie agisce l'erosione, un fenomeno meccanico. Un'analogia fra azione corrosiva ed erosiva che troverà diversi riscontri all'interno dei sistemi carsici.

# 06. Le morfologie di base della transizione freatico/vadosa: schemi evolutivi sintetici e analisi di un sistema carsico

a) Schemi generali di carsificazione a confronto: primo esempio – Nel primo schema che proponiamo (*Figura 219*), in sezione, s'ipotizza un drenaggio delle acque meteoriche verso la superficie piezometrica come accade nella Grotta del Chiocchio (A=ingresso; B=superficie piezometrica), con il flusso che segue le fratture marcate con linee tratteggiate in rosso nella pianta di *Figura 203* (serie di faglie verticali, parallele e ortogonali fra di loro). Lo stesso risultato si otterrebbe con un livello impermeabile come confinante inferiore.

Tenendo conto di quanto detto nel capitolo precedente, soprattutto facendo riferimento alle *Relazioni 167 e 168* (diverse nella forma ma identiche nella sostanza), possiamo affermare che la direttrice perseguita dal flusso nel modificare i condotti e i canali per raggiungere la falda freatica è la via che comporta la minor dissipazione possibile di energia potenziale in energia interna. A tale disegno concorre anche la *Relazione 170* e, in caso di meandrificazione, la *Relazione 169*.

Questo percorso è, come già detto più volte, il più possibile verticale, tendente alla caduta libera, dal punto d'inghiottimento alla falda freatica. Questo avviene qualunque sia il punto partenza e il punto d'arrivo (cerchi rossi), i quali, data la complessità dei massicci e dei sistemi carsici, possono essere scelti fra infinite combinazioni reali.



Supponendo che il flusso non vari di portata (quindi  $\Re = costante$ ), l'evoluzione delle sezioni è guidata dalla cadente piezometrica J in base alla relazione 168 ed è schematicamente riportata nelle immagini **Fase 1<sup>a</sup>, Fase 2<sup>a</sup>, Fase 3<sup>a</sup>, Fase 4<sup>a</sup>** (con morfologie analoghe alle retroversioni). Le frecce rosse indicano il senso e l'intensità dell'avanzamento della corrosione. In figura non sono riportati i riempimenti legati ai fenomeni clastici.

Dopo la Fase **4**<sup>a</sup> l'energia potenziale del flusso si trasforma interamente in energia cinetica dei rivoli e delle gocce che cadono (non contando la piccola porzione d'energia potenziale che si dissipa per l'attrito contro l'aria). Queste, come già detto in precedenza (precedente *capitolo 02, paragrafo c, Figure 190 e 191*), urtando le pareti e il fondo agiscono come un flusso freatico a bassa pressione, che produce una corrosione uniforme (se la roccia è omogenea) e fa assumere al sistema un aspetto cilindrico (*Figura 192*).

**b)** Schemi generali di carsificazione a confronto: secondo esempio –Nel secondo schema proposto (*Figura 220*) s'ipotizza un drenaggio epigenico verso lo specchio freatico che s'ispira al Meandrino della Grotta di Monte Cucco (**A**=ingresso; B=superficie piezometrica).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte IX

Nella Fase **1**<sup>a</sup> è descritta la situazione che si è attua con il drenaggio embrionale freatico, sviluppatosi lungo un percorso ottimale all'interno di una faglia. Un percorso scelto fra i possibili con i criteri imposti dalla fondamentale *Relazione 88*:

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \, \mathcal{H}^4}{\mu} \cdot J$$

nel contesto di quanto descritto con l'esempio del Pozu Cabeza Muxa (Picos de Europa- Spagna) (*Parte VI, capitolo 03, paragrafo h, Figure 125, 127, 128*)

Sottostante al condotto della Fase **1**<sup>a</sup> c'è roccia calcarea omogenea non fratturata. La morfologia che segue è quella tipica dei salti e dei pozzi-cascata (in corrispondenza dell'intersezione di faglie e diaclasi ortogonali).

Guida la genesi sempre la *Relazione 162* (tanto maggiore è la cadente piezometrica **J** tanto più veloce è la corrosione) (precedente *capitolo 04, paragrafo* **a**). Si noti, come più volte rimarcato in precedenza, che il sistema non si sviluppa al di sotto della superficie piezometrica per le motivazioni riportate nella *Parte VI, capitolo 01, paragrafo* **d**, *e*, *f*, *Figure 103, 103 bis, 104, 105*).

Supponendo che il flusso non vari ( $\Re$  = costante), l'evoluzione è schematicamente riportata in *Figura 220* (**Fase 1**<sup>a</sup>, **Fase 2**<sup>a</sup>, **Fase 3**<sup>a</sup>, **Fase 4**<sup>a</sup>). Le frecce rosse, al solito, indicano il senso dell'avanzamento della corrosione e la sua intensità. Anche in questo caso non sono riportati i riempimenti legati ai fenomeni clastici.

Nella Fase **4**<sup>a</sup> il disegno finale di modificare le vie di drenaggio, per rendere il deflusso il più rapido e cospicuo possibile, è compiuto: le acque meteoriche scendono verticali dall'inghiottitoio senza toccare le pareti (quindi senza attriti). Resta solo l'azione delle gocce nebulizzate e dei rivoli che vanno a costituire un flusso "freatico" a bassa pressione il quale, omogeneamente, va a colpire le pareti, dando al pozzo-cascata finale la tipica morfologia di *Figura 184* (arretramento del meandro iniziale fino a scolpire un vuoto campaniforme e cilindrico).

C'è da domandarsi: qual è la ragione per cui i fenomeni carsici reali non hanno le morfologie compiute espresse dagli schemi esposti nei due paragrafi precedenti? Le motivazioni possono essere diverse, agendo in concomitanza o separatamente.

Perché un sistema carsico epigenico raggiunga la completa maturazione è necessario che trascorra molto tempo (centinaia di migliaia se non milioni di anni), durante il quale la carsificazione non deve mutare né come punto d'inghiottimento, né come sistema di confinamento inferiore. E questo è molto improbabile visto che i massicci e i sistemi carsici sono in continua evoluzione, sia come schema di drenaggio sia come apporto idrico sia come orogenesi. Può anche verificarsi che il flusso carsogeno cambi per intero le vie di drenaggio, e l'evoluzione abortisca completamente.

c) L'analisi speleogenetica di un sistema carsico reale: Torca de Cabeza Llambrera (Picos de Europa - Asturias - Spagna) – E' questo un esempio di sistema carsico che mostra come nella realtà la speleogenesi agisce in modo complesso, utilizzando più meccanismi e passando attraverso varie condizioni, sempre condizionato dal Terzo Principio della Termodinamica che lo vede impegnato nel raggiungimento del livello di base (superficie piezometrica o livello impermeabile) con il percorso più breve possibile e vincendo la minor quantità di attriti.

Anche dove sembra che le discontinuità della roccia lo vogliano ostacolare in modo apparentemente insormontabile.

Ma resta fermo il fatto che ogni meccanismo e tutte le condizioni, se presi/e individualmente, sono comprensibili e definibili con quanto espresso in questo lavoro. L'analisi di questo caso esemplare ne è una dimostrazione.

Ricordando che siamo in presenza di un classico sistema epigenico, tenendo conto di quanto sinora definito in merito ai confinamenti che il drenaggio carsico subisce (*Parte VI*) e ai fattori speleogenetici legati ai meccanismi chimici e termodinamici (*Parte VIII*), analizziamo gli aspetti più significativi del sistema carsico "Torca de Cabeza Llambrera" del Picos de Europa (*Figura 221*) (*Puch, 1998*). Lo scopo è di verificare le impostazioni teoriche e le elaborazioni empiriche con un caso reale fra i più efficaci e rappresentativi.



La cavità è costituita da una parte iniziale ad andamento pressoché verticale (ellisse verde), con anastomosi (ellisse rossa), seguita da un tratto meandriforme poco inclinato (ellisse celeste) e, infine, l'intercettazione con un livello idrologicamente attivo confinato inferiormente da un livello impermeabile (ellisse viola).

La parte verticale è una successione di pozzi-cascata, retroversioni e anastomosi di grande chiarezza interpretativa: ogni morfologia è compatibile con quanto teorizzato nei precedenti paragrafi e in particolare con l'influenza decisiva della cadente piezometrica **J**. Di grande evidenza l'anastomosi fra due pozzi-cascata al fondo del P 308 che ha permesso il proseguimento dell'esplorazione, nonostante che i fenomeni clastici abbiano occluso la prosecuzione al fondo del Grande Pozzo.

In queste condizioni di estrema verticalità del drenaggio (lungo una serie di grandi faglie, parallele e ortogonali) è difficile ipotizzare una fase embrionale completamente freatica. E' molto più probabile che fin dall'inizio il freatico convivesse con il vadoso e si sia creata una situazione come quella descritta per Pozo Cobaltain (precedente *capitolo 02, paragrafo c, Figure 178, 179, 180*): nei tratti meno aperti è stata messa in atto una corrosione sotto pressione che ha poi portato alla formazione di meandri.

Questi infatti sono presenti sia nel P 36, che ha funzionato da interconnessione freatica fra due grandi discontinuità verticali della roccia (chiaramente pozzi-cascata), ma soprattutto nel settore **a-b-c** dove il collegamento con il livello di base (*Collettore principale*) è stato mantenuto con una carsificazione sotto pressione (e poi a meandro).

#### Parte IX

Si noti come nella prima parte del tratto **a-b** la frattura si sia evoluta ad anse accentuate, mentre nella seconda parte il meandro si sia approfondito in modo rettilineo, seguendo la frattura: nella prima parte la cadente piezometrica è pari a **0,15** (effetto Rivière Serpentine), mentre nella seconda J = **0,28** (effetto Meandrino). Favorisce questa situazione la presenza di roccia molto omogenea nel tratto iniziale **a-b**.

Di fatto la Torca de Cabeza Llambrera è l'insieme di due sistemi: uno che segue le leggi della corrosione verticale e l'altro prodotto da un sistema drenante molto più vasto, con vari apporti idrici che confluiscono su un collettore che giace sopra un orizzonte impermeabile.

La storia speleogenetica è di non facile interpretazione perché influenzata da un'estrema disomogeneità della roccia incassante (l'alta perturbazione tettonica e la presenza di stratificazioni hanno portato a una radicale modificazione dei condotti originali).

Occorrerebbe una minuziosa analisi morfologica e tettonica per ricostruire la genesi del collettore; analisi che dovrebbe essere preceduta da una "ripulitura" di molte forme accessorie contingente.

Puntando agli elementi essenziali si giungerebbe comunque alla conclusione che ogni aspetto della cavità è legato agli effetti della corrosione omogenea e differenziata alla ricerca di una evoluzione in rispetto dei Principi della Termodinamica.

Molte altre cavità del Picos de Europa e di altri massicci calcarei europei hanno morfologie che concordano con le impostazioni teoriche date nei capitoli precedenti. Basti ricordare il Monte Alburno, il Parco Nazionale d'Abruzzo, Il Monte Canin, il carsismo alpino austriaco e svizzero, le Alpi Apuane e in particolare le cavità della Valle di Arnetola (Apuane). Abissi come il Coltelli, il Mandini, il Simi, il Guaglio, l'Eolo, l'Eunice sono strutturati in modo del tutto analogo a quello che caratterizza la Torca de Cabeza Llambrera.

## 07. I fattori speleogenetici della transizione freatico/vadosa: il ruolo dell'erosione

a) L'erosione come la corrosione, ma mossa dall'energia cinetica – E' questo un fenomeno di modellazione delle pareti circostanti un corso d'acqua che trasporta in sospensione del materiale, soprattutto insolubile.

Tale materiale è soggetto alle spinte dei moti convettivi. L'azione è meccanica, descrivibile vettorialmente e sulla base del principio della conservazione della quantità di moto, e si manifesta con percussioni (e abrasioni) sulle pareti lambite dal flusso.

Nei fenomeni erosivi il materiale trasportato dalla corrente idrica non risente delle variazioni d'energia interna e della conseguente agitazione termica (che agisce solo a livello atomico, molecolare, ionico) ma solo dei moti convettivi che la caratterizzano e quindi dell'energia cinetica che possiede. Energia che, nei sistemi epigenici, è definita dalla *Relazione 47* (*Parte V, capitolo 03, paragrafo d*):

173

### $E_p = E_i + E_c$ corrosione erosione

Pertanto, tanto più l'energia potenziale si dissipa in energia interna tanto più è favorita la corrosione e tanto meno l'erosione.

Quando le vie di drenaggio sono di ridotte dimensioni (per esempio durante la fase freatica embrionale) e l'avanzamento del flusso è fortemente ostacolato dagli attriti, l'erosione non può manifestarsi. Quando invece è raggiunto uno stato maturo vadoso, con deflusso idrico senza particolari ostacoli e moti convettivi dei filetti d'acqua molto energetici, l'erosione può divenire un fattore morfogenetico di un certo rilievo.

Ma l'erosione non potrà mai essere anche un fattore speleogenetico, perché non può operare nella fase embrionale freatica, che è superata solo con fenomeni legati a particelle atomico-molecolari-ioniche.

#### Speleogenesi

In condizioni vadose mature, infatti, quando l'energia potenziale si trasforma in modo consistente soprattutto in energia cinetica, il trasporto di materiale indotto dal flusso può assumere un ruolo d'importanza non trascurabile nell'ampliamento e nella modellazione delle vie di drenaggio, anche con un'erosione differenziata guidata dalle variazioni geometriche dei condotti e dei canali.

E' di notevole interesse costatare come l'erosione produca effetti simili alla corrosione, omogenea e differenziata (*Parte VII, capitolo 03*), modellando (meccanicamente) vie di drenaggio che permettano la maggior portata possibile.

Ma il motore dell'erosione è l'energia cinetica, applicabile solo a sistemi carsici maturi e con ampie vie di drenaggio (*Figura 222*).

b) La deposizione dei residui insolubili: analisi pedologica e granulometrica – Un fenomeno conseguente all'erosione è la deposizione di sedimenti ogni qual volta l'energia cinetica diminuisce e la velocità media del flusso  $V_m$  scende sotto la soglia critica della velocità di deposizione  $V_m$ 



sotto la soglia critica della velocità di deposizione  $V_d$ , dipendente dal tipo di materiale trasportato e dalla sua granulometria (precedente *capitolo 04, paragrafi i ed I*).

La deposizione è in funzione della granulometria dei sedimenti trasportati: man mano che diminuisce la velocità  $V_m$ , prima sedimenta il materiale a grana maggiore, poi, via via, quello di calibro minore. Per ultima si stratifica la porzione argillosa a grana fine e finissima (sempre che si arrivi a questa situazione).

Nella foto di *Figura 223* sono evidenti sedimenti in grotta di grossa taglia, trasportati da un flusso con un contenuto d'energia rilevante (anche 2 m/s). Con queste energie di trasporto è verosimile ritenere che l'erosione abbia avuto un ruolo nell'ampliamento e nella modellazione del sistema carsico, la cui entità è comunque difficile da valutare.



Può accadere che dopo un calo di velocità il flusso torni ad aumentarla (a seguito di variazioni meteorologiche occasionali o stagionali). Se questo flusso non contiene sedimenti in sospensione, raggiunta la velocità d'erosione  $V_e$  (che è diversa e superiore alla velocità  $V_d$ ; precedente *capitolo 04, paragrafi i ed I*), la



*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

stratificazione argillosa fine viene riportata in sospensione e rimossa. Se invece il flusso, nuovamente veloce, trasporta dei materiali insolubili questi possono depositarsi sopra la precedente stratificazione.

Le combinazioni di queste fasi di sedimentazione/erosione possono essere le più disparate, ma certo è che la successione degli strati racconta la storia di questi episodi fluviali sotterranei. Attraverso un'analisi pedologica e granulometrica dei sedimenti è possibile ricostruire, per lo meno in parte, questa storia, dando importanti indicazioni sulla formazione del sistema carsico.

Nella *Figura 224* una fotografia dei depositi (varvati) nella Grotta del Chiocchio a circa 80 m di profondità: si vedono chiaramente dei sedimenti di ciottoli non arrotondati di media granulometria (circa 0,5 – 1 cm) compresi fra sedimentazioni argillose. Per il trasporto di questo tipo di ghiaia si può ipotizzare un flusso con velocità di circa 0,5 m/s, lungo un tragitto breve, che non ha permesso di arrotondare il materiale roccioso fluitato.

**c)** La deposizione dei residui insolubili: l'analisi palinologica – Per giustificare la presenza di materiali insolubili in sospensione nei corsi d'acqua sotterranei è necessario ipotizzare che l'assorbimento del flusso idrico sia avvenuto in modo ben individuato attraverso un inghiottitoio (*Figura 224*). Pertanto i sedimenti che si trovano in grotta provengono dall'esterno e devono contenere "elementi" caratteristici dell'ambiente superficiale.

Uno di questi elementi sono i pollini prodotti dalla vegetazione presente al momento dell'inghiottimento. Data la loro resistenza nel tempo l'analisi palinologica permette di correlare le stratificazioni presenti in grotta con il clima corrispondente all'esterno, facilitando la ricostruzione della paleogeografia e dando utili indicazioni sui tempi di realizzazione dei fenomeni carsici.

### 08. La morfogenesi è equivalente alla speleogenesi

**a)** Speleogenesi e morfogenesi – Precedentemente a questo lavoro veniva posta una netta differenziazione fra la genesi delle varie morfologie in grotta e i meccanismi che portano alla formazione di un sistema carsico, dalla fase embrionale freatica a quella matura vadosa.

Da tutto quanto è stato sin qui esposto nelle diverse Parti è facilmente rilevabile che ciò non corrisponde alla verità: la morfogenesi carsica è parte integrante dei processi che creano il sistema carsico nella sua interezza. Ogni forma scolpita nella roccia è la conseguenza di un meccanismo carsogeno che porta le geometrie dei condotti e dei canali drenanti ad assumere dimensioni e aspetto tali da favorire l'aumento della portata e quindi della carsificazione.

Le forme che osserviamo in grotta sono le "impronte" dei fattori chimici, termodinamici e geologici che concorrono all'ampliamento delle vie di drenaggio embrionali. E solo attraverso l'evoluzione di queste molteplici forme tale ampiamento può attuarsi.

Nella fase matura un sistema carsico presenta, quasi sempre, delle morfologie che incidono negativamente sull'ampliamento, ad esempio la litogenesi che agisce in senso contrario alla speleogenesi, e i riempimenti dovuti all'azione erosiva del flusso.

Ma anche questa, in ultima analisi, è "speleogenesi", perché essa comprende tutto il ciclo di formazione di una grotta, dalla "nascita" alla "morte".

## La speleogenesi nei sistemi carsici calcarei **epi-ipogenici:**

gli acidificanti d'origine endogena

# 01. Nuovi fattori speleogenetici: gli agenti acidificanti d'origine endogena (ipogenica)

a) Richiami e premesse – La storia delle cosiddette teorie speleogenetiche, soprattutto dagli anni cinquanta del secolo scorso, si è sempre scontrata con la costatazione teorica e sperimentale che escludeva la possibilità di solubilizzare il calcare se il flusso idrico, proveniente dalle precipitazioni (quindi con disciolta una certa quantità di  $CO_2$  d'origine esogena), fosse penetrato in una fessura di questa roccia sedimentaria.

Infatti ogni elaborazione teorica e costatazione empirica portava alla conclusione che il flusso idrico, dopo alcune decine di centimetri in un condotto con un'apertura di 10 mm, diveniva saturo e quindi incapace di procedere oltre alla dissoluzione delle pareti calcaree.

Sotto questa ipotesi i sistemi carsici che conosciamo non avrebbero mai potuto superare la fase embrionale, quando i condotti iniziali hanno aperture di decimi di millimetro e flussi freatici con velocità di scorrimento di 0,01 mm/s in sistemi chiusi (senza possibilità d'immissione supplementari di acidificanti).

Ma dalla fine degli anni cinquanta sono state sviluppate delle ricerche, molte delle quali sperimentali, che hanno permesso di concludere che la carsificazione dei condotti embrionali avviene anche in condizioni di flussi saturi, attraverso la corrosione omogenea e differenziata (*Parte VIII*) (*Weyl P.K.; 1958*) (*Roques H.; 1959, 1961, 1962, 1964, 1965, 1967, 1969, 1973, 1975*) (*Curl R.L. 1966*) (*Girou A. et Roques H.; 1971*) (*Allen J.R.L.; 1972*) (*Salvatori; 1972, 1978*).

In seguito la ricerca carsica ha preso anche la via della modellizzazione delle vie di drenaggio (*Parte IV*) e sono stati elaborati calcoli che hanno portato alla definizione dei tempi di attuazione di un sistema maturo e vadoso. Nella *Parte IV, capitolo 01,* vi è un descrizione completa delle vari fasi di queste indagini speleogenetiche.



Nella *Figura 225* c'è un esempio della modellizzazione relativa all'evoluzione di un sistema carsico confinato inferiormente da un orizzonte a bassa permeabilità (A, B e C punti d'inghiottimento; A\*, B\* e C\* risorgenti; carsificazione **a**: dopo 5800 anni **b**: dopo 12800 anni **c**: dopo 40000 anni) (*Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*). Da notare che non v'è alcuna indicazione sulle morfologie formatesi.

**b) Gli agenti acidificanti ipogenici come nuovi fattori carsogeni** - Ma le ricerche sui fattori che portano alla carsificazione della rete costituita dalle discontinuità delle rocce calcaree sono proseguite, non solo nel senso di nuove indagini sui chimismi della corrosione del calcare e sui fattori termodinamici che forniscono i contenuti energetici, ma piuttosto alla ricerca di nuovi agenti ("nuovi" nel senso di "non presi in considerazione in precedenza") che favoriscono la dissoluzione del calcare e ne spiegano l'attuazione rapida anche in condizioni molto avverse, come in fase embrionale e freatica quando, altrimenti, accorerebbe invocare la lenta azione tipica della corrosione omogenea e differenziata prevista per le soluzioni sature epigeniche (*Parte VIII*).

#### Speleogenesi

In questi ultimi anni sono stati fatti importanti passi avanti per individuare, descrivere e definire questi nuovi agenti carsogeni, alcuni dei quali così potenti da rendere trascurabili le azioni corrosive sinora menzionate. Questi infatti sono potenzialmente autosufficienti a produrre la carsificazione completa di un e per di più con una velocità di dissoluzione del calcare di alcuni ordini di grandezza superiore.

Tali nuovi fattori corrosivi naturali sono:

1.	$H_2SO_4$	$k_a = 2.4 \cdot 10^6$	liquido	acido solforico
2.	$H_2SO_3$	$k_a = 1,7 \cdot 10^{-2}$	liquido	acido solforoso
3.	HF	$k_a = 6,7 \cdot 10^{-4}$	gas	acido fluoridrico
4.	$H_2CO_3$	$k_a = 4,4 \cdot 10^{-7}$	solo in soluzione (liquido)	acido carbonico
5.	$H_2S$	$k_a = 1.7 \cdot 10^{-7}$	gas	acido solfidrico

- 1. *L'acido solforico* è di gran lunga il più forte, ma non è facile trovarlo in natura se non come prodotto dell'ossidazione dell'acido solfidrico  $H_2S$  (d'origine triassica gesso), processo che richiede, fra l'altro, l'azione di solfobatteri ossidanti.
- 2. L'acido solforoso è un acido di media forza, non si trova in natura se non in soluzione acquosa dove è stata disciolta dell'anidride solforosa gassosa  $SO_2$  che, con la cattura di una molecola d'acqua, si trasforma in  $H_2SO_3$ ; l'anidride solforosa si trova in natura in abbinamento al gas HF (putizze).
- 3. Segue *l'acido fluoridrico*, meno forte del precedente, ma abbondantemente presente in natura, essendo collegato a fenomeni vulcanici (come già detto, in abbinamento con l'anidride solforosa).
- 4. L'acido carbonico s'origina con la solubilizzazione dell'anidride carbonica in acqua, in questo caso proveniente da fenomeni endogeni, anche molto profondi, come ad esempio dal riscaldamento di stratificazioni calcaree che entrano in contatto con il mantello o con apparati vulcanici ( $CaCO_3 \leftrightarrow CO_2 + CaO$ ).
- 5. *L'acido solfidrico* è molto corrosivo, collegato ai fenomeni termali che s'originano quando flussi idrici di origine meteorica raggiungono le stratificazioni di anidriti (gesso). Anche in questo caso occorre il contributo decisivo di solfobatteri, ma riducenti.

Tutti gli agenti sopra indicati sono degli acidificanti e svolgono la loro azione di dissoluzione del calcare immettendo in soluzione degli idrogenioni  $H^+$  (protoni) che modificano l'equilibrio chimico della dissoluzione del calcare a favore di un incremento della velocità di passaggio dal reticolo cristallino al corpo della soluzione degli ioni  $Ca^{+2} \in CO_3^{-2}$ . Tanto maggiore è il numero di ioni  $H^+$  passati in soluzione nel flusso carsico tanto maggiore sarà l'incremento della velocità di dissoluzione del calcare. Tanto più elevato sarà il valore della costante  $k_a$  dell'agente acidificante tanto più elevata sarà la sua capacità aggressiva. A titolo d'esempio si veda la *Figura 226* (seguent*e capitolo 02, paragrafo b*) dove è rappresentato ciò che accade quando s'infiltra della **CO**<sub>2</sub> gassosa in un sistema freatico. Lo stesso schema vale per gli altri fattori acidificanti, con l'unica variante che, quantitativamente, il fenomeno è definito dal valore di  $k_a$ .

Occorre comunque ricordare che gli agenti qui menzionati sono degli acidificanti che agiscono con le stesse cinetiche chimiche della corrosione (con soluzioni sature e non-sature), ma con velocità di dissoluzione molto più elevate. Anche questi acidificanti operano dunque con la corrosione omogenea e differenziata legata al chimismo e, dal punto di vista termodinamico, alle variazioni della geometria dei condotti. L'obiettivo finale, in ultima analisi, è sempre la modifica delle vie di drenaggio per ottenere una sempre maggiore portata del flusso.

Un solo aspetto del ruolo di questi nuovi agenti carsogeni lascia dei dubbi: possono essi influenzare la carsificazione anche in fase embrionale in condizioni freatiche in sistemi che sino ad ora sono stati definiti "chiusi"? Tuttavia l'analisi speleomorfologica dimostra che sono molteplici i casi di sistemi carsici dove quest'azione ha avuto effetto, anche rilevante. E ciò è dovuto, verosimilmente, al fatto che gli agenti acidificanti in questione sono, nelle condizioni dell'ambiente sotterraneo, allo stato gassoso, e quindi facilitati a permeare anche in quei settori della massa rocciosa dove le uniche discontinuità presenti sono dovute alla porosità primaria. A tal proposito si faccia riferimento a quando contenuto nella *Parte VI, capitolo 02, paragrafi* **a**, **b**, **c**, *Figure 110, 112, 113, 114*.

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree
c) L'origine endogena degli agenti acidificanti e la definizione dei sistemi carsici epi-ipogenici – Tutti gli agenti acidificanti elencati nel precedente paragrafo hanno un'origine all'interno della crosta terrestre, anche nei livelli più profondi al contatto con il Mantello esterno dove le pressioni sono uguali a 1.500.000 atm  $\cong$  1,4 GPa e le temperature raggiungono i 500 – 900° C.

L'energia di provenienza ipogenica è uguale alla somma fra l'energia dovuta al potenziale chimico delle specie acidificanti contenute nel flusso, l'energia necessaria per farle permeare in risalita attraverso le discontinuità delle rocce fino a raggiungere la superficie esterna e l'energia per conferire al flusso la portata Q.

Le due ultime quantità d'energia sono fornite dalla differenza di pressione esistente fra quella presente nel punto d'origine del fenomeno ipogenico e quella esterna (in minima parte dagli effetti prodotti dal gradiente geotermico e dalla diffusione di massa).

In queste condizioni il sistema carsico riceve un apporto energetico "ipogenico" che va ad aggiungersi a un contributo epigenico legato alla forza di gravità (energia potenziale). Sono questi i <u>sistemi carsici epi-ipogenici</u> di cui un esempio nel seguente *capitolo 03 (paragrafi a e b, <i>Figure 233, 234, 235, 236, 237, 238)*.

## **02.** L'acidificante CO<sub>2</sub> d'origine endogena

a) Origine e diffusione - La capillare presenza di flussi d'anidride carbonica nelle aree carsiche (e non solo) è nota e misurata. Possono essere diverse le loro origini, anche se la matrice più comune è legata al riscaldando del calcare secondo la reazione (produzione della calce viva):

## $CaCO_3 + calore = CaO + CO_2$

174

dove occorrono 760 kcalorie per ogni kg di calcare da dissociare.

Le condizioni che portano delle rocce calcaree a contatto con il calore possono essere le più disparate. Per esempio quando queste vengano a trovarsi in prossimità di aree vulcaniche: il calore fa aumentare la dissociazione e con essa la pressione della  $CO_2$ , che è spinta lungo le vie di discontinuità della roccia fino a fuoriuscire in superficie (nel caso di rocce calcaree, in presenza di una falda freatica e con un flusso con portata non nulla, non prima di aver contribuito ad allargare i condotti carsici, magari in modo determinante). Di questi punti di emissione di  $CO_2$  ne sono noti innumerevoli; molti di questi incidono su aree carsiche.

Un'altra situazione che produce grandi quantità di anidride carbonica endogena si manifesta quando delle formazioni calcaree entrano in contatto con il Mantello esterno (500°C - 900°C). In questo caso la dissociazione del calcare produce masse molto rilevanti di  $CO_2$  gassosa che va a permeare - in risalita, in modo capillare ed esteso - le discontinuità della crosta terrestre. Studi ripetuti (*Chiodini, 1998; Rogie, 2000; Chiodini, 2000*) hanno mostrato come le sopraddette emissioni siano diffuse e consistenti in molte aree della Terra e che quasi tutte le grandi fratture delle sedimentazioni calcaree sono dei vettori di convogliamento di questo gas endogeno.

Altrettanto indicative sono le rilevazioni fatte all'interno di sistemi carsici, che hanno mostrato concentrazioni di gas  $CO_2$  superiori al prevedibile, come ad esempio nelle Tane di Parrano (Umbria-Italia) e nelle Grotte di Acquasanta Terme (Marche-Italia) dove sono state misurate delle concentrazioni di  $CO_2$  pari a 40.000 ppm. Nei rilievi a Nord di Perugia (Umbria-Italia) vi sono cavità che notoriamente emettono  $CO_2$  con flussi costanti ed abbondanti (per esempio la Buca del Serpente: 1500 ppm all'ingresso; la Grotta Luk sul Monte Soratte, recentemente scoperta: 5800 ppm).

E' evidente dunque che la presenza di anidride carbonica nei massicci calcarei è un fenomeno molto esteso, quasi generalizzabile. La sua presenza è tale da permettere d'ipotizzare che un contributo di questo acidificante nella formazione di sistemi carsici - tanto in fase embrionale freatica, quanto in fase vadosa post-freatica, come nello stadio di maturità – sia la normalità, a volte determinante per la carsificazione.

**b)** L'effetto speleogenetico dell'anidride carbonica endogena: l'immissione in un sistema carsico freatico – All'inizio della carsificazione di un sistema sotterraneo, essendo questi chiuso e in condizioni freatiche (non soggetto a scambi di qualsiasi tipo con l'ambiente circostante), è poco probabile che avvengano delle immissioni di CO<sub>2</sub> (a parte quella che si è solubilizzata nel flusso idrico prima di iniziare il percorso ipogeo).

Ma se questo avvenisse, l'equilibrio dinamico in fase embrionale (*Parte VII, capitolo 03, paragrafo b, Figura 136*) dovrebbe essere trasformato nell'equivalente equilibrio dinamico ma con le infiltrazioni di anidride carbonica (*Figura 226*).

L'immissione di **CO**<sub>2</sub> ne farebbe aumentare la concentrazione in soluzione (secondo la Legge di Henry), spostando gli equilibri chimici verso la produzione di protoni  $H^+$ , i quali a loro volta si unirebbero allo ione  $CO_3^{-2}$ , formando i più stabili ioni bicarbonato  $HCO_3^{-1}$ . Questa sintesi sottrae all'equilibrio gli ioni  $CO_3^{-2}$ con il risultato finale di portare in soluzione nuove molecole di calcare.

Quando la produzione di  $CO_2$  è di origine endogena la sua pressione parziale  $pCO_2$  nelle discontinuità della roccia incassante può raggiungere anche alcune centinaia di migliaia di ppm con l'effetto di aumentare a dismisura la capacità corrosiva del flusso freatico e accelerare in modo netto la velocità d'ampliamento



delle vie di drenaggio. Ma l'entità della  $pCO_2$  d'origine endogena è estremamente variabile e imprevedibile, per cui è possibile valutarne l'effetto quantitativo unicamente dopo delle misurazioni dirette in loco. A priori si sa solo che la carsificazione è molto più veloce.

Comunque è possibile avere un'idea dell'incremento della velocità di dissoluzione delle pareti calcaree per immissione di anidride carbonica da quanto è stato definito in precedenza (*Parte IV, capitolo 01, paragrafi r*, *s*, *t*, *u*), in merito all'evoluzione della "frattura standard" (*Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*). Ad esempio, un'immissione di **CO**<sub>2</sub> che porta a un aumento della sua pressione parziale da 2.000 ppm a 4.000 ppm corrisponde una riduzione del *breakthrough time* (**T**<sub>b</sub>) da 20.000 anni a 6.000 anni. Ricordando che in certi punti all'interno delle grotte è stata registrata una concentrazione di CO<sub>2</sub> di oltre 900.000 ppm (il 90% dell'aria) si può ben immaginare quale effetto corrosivo può produrre l'immissione nel sistema chiuso di questo agente acidificante, effetto tale, ripetiamo ancora una volta, da oscurare ogni altro fattore che produce la corrosione omogenea e differenziata (che comunque sono presenti e restano i meccanismi chimici di base della dissoluzione delle rocce calcaree).

c) L'effetto speleogenetico dell'anidride carbonica endogena: l'immissione in un sistema carsico vadoso – Nella fase vadosa l'immissione di anidride carbonica endogena, come già precisato in precedenza, è molto probabile e può contribuire in modo decisivo allo sviluppo del sistema, minimizzando ogni altro fattore corrosivo. L'equilibrio chimico dinamico da utilizzare è quello proprio dei sistemi carsici epigenici vadosi (*Parte VII, capitolo 04, paragrafo e, Figura 140*), ma con la variante fondamentale che l'anidride carbonica non proviene solo dall'esterno ma, in modo ben più massiccio, dalle infiltrazioni che risalgono dal profondo della crosta terrestre (come descritto nel successivo paragrafo d). L'alta concentrazione di idrogenioni sintetizza grandi quantità di ioni  $CO_3^{-2}$  e sposta in modo netto l'equilibrio a favore di un'ulteriore dissoluzione del calcare delle pareti del canale.

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

L'unico aspetto che differenzia il contributo della  $CO_2$  esogena da quello della  $CO_2$  endogena sta nel fatto che la prima (400 -2.000 ppm) porta anche a stati d'equilibrio con flusso saturo (il limite soluzione nonsatura/satura potrebbe trovarsi all'interno del sistema carsico), mentre la seconda (anche 900.000 ppm) mantiene il flusso aggressivo per tutta la lunghezza del sistema permeato.

Come già detto più volte, alla presenza di CO<sub>2</sub> endogena è ipotizzabile un effetto corrosivo molto rapido che porta in poche migliaia di anni alla formazione di imponenti vuoti carsici.

L'immissione di CO<sub>2</sub> endogena in fase vadosa può produrre il duplice effetto di rendere aggressivo tanto il flusso carsificante quanto il velo d'umidità che ricopre le pareti a lui soprastanti. Questo può portare non solo all'escavazione di condotti e canali non lambiti dal deflusso carsico ma anche a un ulteriore modellamento delle pareti.

Tuttavia non bisogna dimenticare che le velocità di corrosione del calcare dipendono anche dalla capacità del sistema carsico di evacuare il carbonato di calcio disciolto, che, in condizioni embrionali freatiche, è un'azione molto difficoltosa dove gioca soprattutto la diffusione di massa. Per contro, in condizioni vadose e in presenza di moti convettivi dei filetti fluidi del flusso carsico, l'eliminazione del **CaCO**<sub>3</sub> disciolto è molto più rapida.

## d) L'effetto carsificante dell'anidride carbonica endogena: l'immissione nell'Abisso II di Monticelli, un sistema carsico vadoso – I rilievi mesozoici a Nord di Perugia (Umbria-Italia) sono ricchi di fenomeni carsici

legati alla presenza di **CO**<sub>2</sub> endogena. Il più significativo è sicuramente l'Abisso П di Monticelli (Figura 227), un piccolo ma completo sistema carsico che ripete lo schema generale della Torca de Cabeza Llambrera (Parte IX, capitolo 04, paragrafo **c**, Figura 221): discesa verticale di circa 100 m attraversando la formazione della Scaglia (Cinerea, Rosata e Bianca) poi е una zona idrologicamente attiva in leggera pendenza adagiata sopra uno strato impermeabile di Marne a Fucoidi.

La peculiarità di questa voragine sta nel fatto che in essa è presente un flusso di anidride carbonica di portata variabile che risale la cavità fino a stratificarsi a varie altezze lungo il pozzo d'accesso. E' verosimile ritenere che, talvolta, il flusso gassoso fuoriesca dall'ingresso.

La presenza di CO<sub>2</sub> è stata più volte rilevata e misurata. Il 13/06/1961 il livello di stratificazione arrivava a 68 m dal fondo del pozzo principale, mentre la pressione esterna era di 890 hPa. Il 23/01/1962 il limite di stratificazione è stato rilevato a 36 m dal fondo del pozzo principale,



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Speleogenesi

mentre la pressione atmosferica era 905 hPa. In altre due occasioni (21/01/1961 e 13/09/1963) nella cavità non era presente anidride carbonica, con una pressione esterna di oltre 1010 hPa.

Da questi dati si può dedurre che il sistema carsico di Monticelli è interessato da risalite d'anidride carbonica condizionate dalla pressione atmosferica esterna: tanto maggiore è questa pressione tanto più è posto in basso il limite di stratificazione della  $CO_2$ ; tanto minore è la pressione esterna tanto più in alto si posiziona questo limite. Quando è in atto una pressione esterna molto elevata, nella grotta non si registra la presenza di anidride carbonica, mentre con pressioni esterne eccezionalmente basse è verosimile ritenere che dalla bocca della voragine possa fuoriuscire un flusso costante di  $CO_2$ .

Il limite di stratificazione dell'anidride carbonica è molto ben individuabile, perché in poche decine di centimetri si registra una variazione della pressione parziale da valori molto elevati (anche 190.000 ppm) a valori quasi normali (800-1000 ppm).

In occasione della discesa del 23/01/1962, con limite di stratificazione а 36 m, la concentrazione della CO<sub>2</sub> sotto questo limite è stata del 19%, 190.000 (pari ppm!). а L'11/01/2014 la concentrazione di CO<sub>2</sub> all'ingresso era 872 ppm, con una pressione esterna di 1002 hPa. In ogni altra occasione, misurando la pressione parziale della CO2 nei settori della grotta dove era stratificata, la sua concentrazione è risultata sempre molto elevata (fra le 100.000 e le 200.000 ppm). In Figura 228 la rilevazione di CO2 dell'11/01/2014 all'ingresso della voragine.

Siamo dunque nella situazione speleogenetica che è caratterizzata da una presenza quasi costante di un flusso gassoso di anidride carbonica endogena in risalita lungo un sistema carsico vadoso, dove ora l'azione corrosiva sul calcare accade lungo il modesto corso d'acqua che scorre al fondo del sistema e nel velo di umidità che ricopre le pareti dei due grandi pozzi paralleli.

Ma in passato la situazione era diversa. La voragine si apre al fondo di un solco appena accennato, probabilmente il letto di un piccolo corso d'acqua





*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

#### Parte X

temporaneo. I pozzi paralleli dell'Abisso II di Monticelli sono dovuti alle perdite di questo torrente, che ha trovato in una serie ravvicinata di fratture verticali la via per raggiungere rapidamente il livello di base. Verosimilmente la formazione dei due pozzi paralleli non è contemporanea, giacché è poco probabile che il corso d'acqua superficiale abbia avuto tanta portata da alimentare due perdite contemporaneamente.

Nella parte sommitale i due pozzi paralleli hanno un aspetto campaniforme, poi proseguono con una geometria cilindrica, dove è impressionante l'uniformità geometrica e la levigatezza delle pareti. Nella *Figura 229* la foto del pozzo principale visto dal basso.

Il tratto 3-4 è un meandro di piccole dimensioni, con vaschette sul fondo, impostato su frattura (la stessa su cui è impostato il pozzo parallelo a quello d'accesso). Nel meandro non ci sono anse degne di nota. Il corso d'acqua ha una portata media di circa 0,4 litri/s.

Nella topografia della voragine è mostrato il percorso del torrente sotterraneo e dell'anidride carbonica: il punto di perdita dell'uno e anche il punto di entrata dell'altra.

Queste peculiari morfologie sono dovute alla presenza, sia pur non continuata, del flusso di gas, con concentrazioni di  $CO_2$  molto elevate (come detto, anche 200.000 ppm). I grandi pozzi paralleli, con anastomosi, hanno avuto un'origine come descritta nella *Parte IX, capitolo 04, paragrafo c e d* (si noti la somiglianza fra la *Figura 229* con la *Figura 192*). Ma le loro grandi dimensioni sono legate unicamente al contributo che la  $CO_2$  endogena ha dato alla capacità corrosiva del flusso nebulizzato in caduta libera.

Infatti il gas acidificante  $CO_2$  esplica con più efficacia il suo potenziale chimico quando può mescolarsi intimamente con il flusso idrico, cioè dove questi, ad esempio, cade libero in verticale, disperdendosi in una miriade di piccole gocce. In questa situazione la  $k_H$  della Legge di Henry è incrementata e l'anidride carbonica si discioglie, a parità delle altre condizioni, in maggior quantità. Il flusso in questo caso può essere interpretato, di fatto, come una corrente idrica freatica a bassa pressione, che agisce in modo uniforme su tutta la superficie delle pareti. Il pozzo sembra una condotta forzata di un sistema ipogenico puro (*Parte VII, capitolo 05, paragrafo* **b**, *Figura 141*). Ma questo non corrisponde a verità giacché la voragine non è stata mai interessata interamente dall'occupazione freatica di un liquido ipogenico in risalita.

Se così fosse stato il tratto 6-4 del meandro mostrerebbe ancora resti di condotte forzate, che invece non esistono. Per contro, nonostante abbia visto il passaggio dello stesso flusso gassoso che ha interessato i pozzi soprastanti, le sue modeste dimensioni confermano che una corrente di CO<sub>2</sub> gassosa che fluisce sopra un corso d'acqua produce un effetto corrosivo aggiuntivo di minima entità.

In ultimo, un'osservazione che potrebbe confermare l'influenza degli agenti carsificanti gassosi endogeni anche in fase embrionale freatica: nel tratto 6 - 4 della grotta (*Figura 227*) è stato possibile individuare dei resti del condotto embrionale (linee tratteggiate verdi) in cui si è svolto il drenaggio verso il livello di base.

Questi lembi visibili del condotto, chiaramente allungati lungo un interstrato, si trovano solo nella parte bassa del sistema, dove la roccia è più compatta e meno marnosa (Scaglia bianca). Al di sopra la roccia è più facilmente degradabile e la formazione dei pozzi-cascata ha probabilmente inglobato ogni altra morfologia nata in precedenza.

La Scaglia bianca è una roccia che si carsifica con difficoltà, tanto è vero che nell'Appennino umbromarchigiano le cavità che si aprono in questo orizzonte roccioso sono quasi inesistenti.

Il fatto che l'Abisso II di Monticelli si sia formato anche attraversando questo tipo di stratificazione calcarea potrebbe indicare che la risalita della CO<sub>2</sub> gassosa ha contribuito alla speleogenesi anche in fase embrionale freatica. Ma questa ipotesi è tutta da dimostrare e l'inizio potrebbe essere dovuta alla confermata corrosione omogenea e differenziata in condizioni di flusso saturo.

Nei rilievi a Nord di Perugia vi sono diverse altre cavità con le stesse caratteristiche dell'Abisso di II di Monticelli, e siamo anche sicuri che, a seguito di un'attenta analisi speleogenetica, molte altre delle cavità note rivelerebbero un'origine simile a quella dell'Abisso II di Monticelli, tutta legata al contributo dell'anidride carbonica ipogenica.

#### Speleogenesi

e) L'effetto carsificante dell'anidride carbonica endogena: la Polla di Umbertide, un sistema carsico epiipogenico senza flusso idrico in movimento e confinato inferiormente da una falda freatica – L'immissione di CO<sub>2</sub> ipogenica in un sistema carsico epigenico può avvenire (anzi il caso si manifesta frequentemente) con l'immissione dell'acidificante nei settori inferiori della falda freatica, come accade, verosimilmente, nella zona della Polla di Umbertide (Umbria – Italia) (*Figure 230 e 231*).



Questa "sorgente" è un caso esemplare. Da essa fuoriesce un flusso d'acqua di circa 0,1 litri/s (!) alla temperatura di 14,6° e un flusso di  $CO_2$  gassosa con portata costante pari a 1 m<sup>3</sup>/s (!). La concentrazione dell'anidride carbonica è pari a 923.000 ppm (le restanti 77.000 ppm sono costituite da acido solfidrico e altri gas).

Si tenga presente che il flusso emerge al culmine della serie geologica umbro-marchigiana, quindi dopo aver attraversato circa 2000 m di stratificazioni quasi esclusivamente calcaree. Una tale situazione potrebbe far ipotizzare che in profondità si stia sviluppando un grande sistema carsico ipogenico. Ma, per contro, occorre riflettere sul fatto che il flusso idrico ha una portata irrisoria e quindi tutto il problema dell'evacuazione del soluto è affidato alla diffusione di massa. E questo non favorisce certo la carsificazione.

f) L'effetto carsificante dell'anidride carbonica endogena: le caratteristiche del sistema carsico epiipogenico della Polla di Umbertide – Occorre innanzitutto ricordare che quando si tratta di elementi di natura endogena le quantificazioni sono sempre molto difficili e imprecise, e spesso le uniche indicazioni attendibili vengono dall'interpretazione ipotetica dei dati ricavati all'esterno. Il fenomeno endogeno è una "scatola nera" dove s'immettono effetti non osservabili direttamente, quindi poco misurabili e di difficile interpretazione. Ne segue che anche i dati in uscita hanno gli stessi limiti.

L'analisi dell'emergenza epi-ipogenica di Umbertide ha un interesse straordinario che ci permette di definire – con valenza estensibile ad altri sistemi carsici a componente ipogenica - una situazione speleogenetica molto diffusa e legata a grandi fenomeni carsici come le Grotte di Frasassi (Marche – Italia) e Lechuguilla Cave (New Mexico – Stati Uniti).

Comunque, per meglio comprendere lo schema della Polla - anche interpretando il confinamento superiore che impone la falda freatica alle direttrici di carsificazione - si faccia riferimento a quanto esposto nella *Parte VI, capitolo 02, paragrafo e, Figure 117a, 117b e 117c.* Soprattutto con quest'ultima figura s'interpreta nella sostanza lo schema applicabile per il fenomeno di Umbertide, del quale nella *Figura 232* è disegnata la situazione geologica e idrologica.

Abbiamo scelto per le vie di drenaggio (linee gialle) una delle configurazioni più probabili; ma molte altre sono possibili in funzione del tipo di roccia, della presenza o meno di strati impermeabili e/o orizzonti porosi, del tipo di fratturazione, delle stratificazioni, del punto o della superficie d'immissione dell'acidificante gassoso.

Strato impermeabile	CO <sub>2</sub> (+H <sub>2</sub> S)
	Q
Superiore prezonnectica	
Falda freatica	
Strato impermeabile	Strato impermeabile
P C C P	
	CO, PT
Figura 232	

Il sistema è costituito da cinque parti:

- 1) un settore roccioso profondo sovrastato dalla falda freatica dove si generano i due fattori che caratterizzano il fenomeno endogeno:
  - a) la pressione  $p_T$  della fase liquida dovuta agli agenti più disparati, come il vulcanismo e il dilatamento del solfato di calcio anidro (gesso triassico) per idratazione, che permette la risalita del flusso all'esterno vincendo la pressione idrostatica  $p_H$ ;
  - b) l'immissione dell'agente acidificante gassoso **CO**<sub>2</sub>, con pressione parziale **pCO**<sub>2</sub>, che si solubilizza nell'acqua della falda freatica acidificandola e rendendola potenzialmente corrosiva;
- 2) la falda freatica che allaga tutte le soluzioni di continuità della massa rocciosa sottostanti la superficie piezometrica, dove uno strato impermeabile "forato" e le grandi soluzioni di continuità della massa rocciosa sono elementi confinanti fondamentali per la risalita del flusso endogeno;
- la superficie piezometrica, che è il luogo di punti dove ogni particella della falda freatica risalirebbe se fosse libera di muoversi sotto la spinta della pressione p che caratterizza ogni sua particella (Teorema di Bernouilli; Parte II, capitolo 06, paragrafo e, Figura 38);
- 4) il flusso che scorre lungo la superficie piezometrica, tanto in condizioni vadose che freatiche, fino a fuoriuscire dalla risorgente con portata Q;
- 5) il flusso esogeno (meteorico) che ricarica la falda, alimentando il corso d'acqua che scorre lungo la superficie piezometrica fino a fuoriuscire dalla risorgenza.

Il flusso che scorre lungo la superficie piezometrica riceve un contributo di portata dalla risalita ipogenica della falda freatica, ma anche dagli apporti epigenici d'origine meteorica. Ne deriva dunque un sistema carsico epi-ipogenico.

In riferimento al punto 1a), se la pressione  $p_T$  è superiore alla pressione idrostatica  $p_H$  (determinata sulla base del dislivello H) si crea uno squilibrio nella falda e i filetti fluidi si muovono seguendo le vie che oppongono meno resistenza alla risalita verso la superficie. Raggiunta la superficie piezometrica, il suo ruolo confinante (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo e, Figura 117c*) costringe il flusso ipogenico a defluire lungo di essa fino alla risorgente.

La portata del flusso idrico  $Q_T$  collegata alle spinte endogene è calcolabile con la consueta relazione valida per condotti freatici e canali vadosi con sezione trasversale di qualsiasi forma (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo* **b**, *Figura 112*) (*Parte V, capitolo 07, paragrafo* **c**, *Relazione 59*):

$$\begin{cases} p_T - p_H = \Delta p > 0\\ Q_T = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \Re^4}{\mu L} \Delta p \end{cases}$$

175

Speleogenesi

Considerando che il peso specifico dell'acqua è pari all'unità:

$$\gamma = 1 \ kg/dm^3$$
 175 bis

la differenza di pressione risulta uguale al carico idraulico d'origine ipogenica:

$$\Delta p = h_T \tag{176}$$

e quindi otteniamo:

$$Q_T = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathfrak{N}^4}{\mu L} h_T = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathfrak{N}^4}{\mu} J_T = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathfrak{N}^4}{\mu} \sin \alpha_T$$
 177

dove:

 $h_T$  = carico idraulico d'origine ipogenica  $J_T$  = cadente piezometrica d'origine ipogenica sin  $\alpha_T$  = pendenza d'origine ipogenica

Dunque, il fatto che la portata del flusso idrico della Polla abbia un valore ridottissimo (0,1 l/s), pressoché uguale a zero, significa che la differenza di pressione  $\Delta p$  è prossima al valore zero e che, quindi, il fenomeno endogeno della dissociazione del calcare per effetto del calore non è accompagnato, per esempio, da nessuna dilatazione delle rocce. Oppure l'origine dell'agente acidificante potrebbe essere collegato a fenomeni tipo quelli descritti nel precedente paragrafo **d**, verosimilmente originati da condizioni di basso termalismo.

*In riferimento al punto 2)*, se esaminiamo il fenomeno dal punto di vista epigenico, nell'ipotesi che la spinta ipogenica sia nulla, le relazioni di base sono:

$$Q_e = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathcal{H}^4}{\mu} \cdot J_e \tag{178}$$

$$\sin \alpha_e = J_e \tag{179}$$

con:

 $m{Q}_e = portata \, d'origine \, epigenica$  $m{J}_e = sen \, \alpha_e = cadente \, piezometrica \, d'origine \, epigenica$  $m{\alpha}_e = pendenza \, d'origine \, epigenica \, della \, superficie \, piezometrica$ 

Pertanto, se s'ipotizza che in superficie non ci sia una copertura impermeabile (il che non è vero per la *Figura 232*), l'apporto dovuto alle sole precipitazioni meteoriche crea le condizioni per una ricarica della falda e quindi un suo innalzamento fino ad avere un carico idraulico  $h_e$ , una cadente piezometrica pari a  $J_e$  e una pendenza uniforme  $\alpha_e$  verso la risorgente.

Se le precipitazioni meteoriche variano d'intensità la pendenza  $\alpha_e$  varia (e quindi la portata): aumenta o diminuisce a seconda che i fenomeni meteorici aumentino o diminuiscano.

Se invece l'immissione esogena è puntiforme si ha un innalzamento circoscritto (*Parte VI, capitolo 01, paragrafo f, Figure 104 e 105*), che comunque va ad influenzare la portata, aumentandola.

Un'osservazione conclusiva sulla Polla d'Umbertide: essendo la sua portata di trascurabile entità è evidente che non ha apporti epigenici (come rappresentato nella *Figura 232* uno strato impermeabile sovrasta in superficie il sistema sotterraneo) e la pressione interna non è sufficiente a determinare una portata d'origine ipogenica. Tutto converge quindi nel far ritenere che la Polla di Umbertide sia un sistema dove le immissioni endogene sul fondo della falda freatica hanno come unico punto di contatto con l'esterno la stessa Polla.

*In riferimento all'azione combinata del punto 1a) e 5)*, se agiscono contemporaneamente la ricarica epigenica e la spinta ipogenetica, la pendenza è calcolabile con la relazione:

#### Parte X

$$\alpha_{tot} = J_{tot} = \frac{h_T + h_e}{L}$$

 $\frac{h_T + h_e}{L}$  179 bis

Non tanto il contributo ipogenico, ma soprattutto quell'epigenico può essere variabile. Ne deriva che la pendenza della superficie piezometrica lunga la quale avviene la carsificazione epi-ipogenica è a sua volta variabile. Dal punto di vista speleogenetico questo porta a una situazioni in cui la direttrice di carsificazione non insiste sempre lungo la stessa linea, creando quindi più livelli sovrapposti di carsificazione. Per contro, se la superficie piezometrica mantiene la stessa dislocazione spaziale, si ottiene una carsificazione più netta e di maggiore ampiezza.

Infine, lungo la superficie piezometrica si concentrano sia il flusso ipogenico che epigenico, sommando le proprie capacità corrosive del calcare e in presenza di moti convettivi che rendono facile l'evacuazione del soluto. E' questa la condizione migliore per ottenere velocità di dissoluzione più elevate e carsificazione più imponenti (vedi Abisso Ancona delle grotte di Frasassi nel seguente *capitolo 04*).

In riferimento al punto 1b), occorre ricordare che la pressione totale  $p_T$  al fondo della falda (Figura 232) è ben più alta di quella atmosferica  $p_{atm}$  (presente al livello della Polla) e superiore, sia pur di pochissimo, anche a quella idrostatica  $p_H$  stabilita dal dislivello H (altrimenti nella Polla non potrebbe esserci alcun flusso idrico in uscita). Ma al tempo stesso la pressione p che si registra all'interno della falda diminuisce man mano che si sale verso la Polla, con il risultato che:

$$p_T \ge p \ge p_{atm} \tag{180}$$

Fra la concentrazione dell'anidride carbonica nell'acqua della falda e la sua relativa pressione parziale vale la Legge di Henry:

$$pCO_2 = k_H \cdot [CO_2]$$
181

dove:  $pCO_2 = pressione \ parziale \ della \ CO_2 \ endogena$   $k_H = costante \ di \ Henry$  $[CO_2] = concentrazione \ dell' anidride \ carbonica \ in \ soluzione$ 

In sintesi, sempre facendo riferimento allo schema di *Figura 232*, man mano che si sale verso la superficie la pressione totale **p** diminuisce e con essa, proporzionalmente, anche la pressione parziale **pCO**<sub>2</sub>. Ma per la *Relazione 181* la concentrazione dell'anidride carbonica [**CO**<sub>2</sub>] solubilizzata nella massa idrica della falda è proporzionale alla pressione parziale **pCO**<sub>2</sub>, e quindi in detta massa d'acqua si crea un gradiente di concentrazione [**CO**<sub>2</sub>], più alta in prossimità dell'immissione dell'acidificante, minima nella bocca d'uscita della Polla e intermedia fra il punto d'immissione ipogenico e la superficie esterna, direttamente proporzionale al dislivello da quest'ultima.

Nel corpo della falda c'è dunque una situazione di squilibrio della concentrazione  $[CO_2]$  che viene progressivamente eliminato attraverso la diffusione di massa (non ci sono moti convettivi, se non quelli creati dal gradiente termico), la quale segue le vie preferenziali che conducono all'esterno (faglie, interstrati, orizzonti porosi, ecc.).

Nell'ipotesi che in profondità cessi l'alimentazione della  $CO_2$ , il sistema tenderà a omogeneizzare la soluzione per ristabilire l'equilibrio della concentrazione  $[CO_2]$ , in eccesso rispetto all'equilibrio stabilito dalla Legge di Henry. Per questo si formeranno all'interno della falda freatica delle bolle di gas carbonico che, essendo più leggere dell'acqua, risaliranno fino a fuoriuscire dalla Polla, con l'effetto della degassificazione tumultuosa che vi si riscontra (si ricorda che la portata dell'acqua è di 0,1 litri/s contro 1 m<sup>3</sup>/s di gas). In superficie la concentrazione di CO<sub>2</sub> solubilizzata nella falda sarà compatibile con la pressione parziale  $pCO_2$  dell'atmosfera esterna.

Se invece l'immissione in profondità di anidride carbonica endogena è continua, lo stato di squilibrio sarà permanente e il flusso di bolle di gas si manterrà costante (come appunto accade nel fenomeno che stiamo esaminando) (*Figura 231*).

## 03. L'acidificante H<sub>2</sub>S d'origine endogena: il sistema epiipogenico della Sorgente di Saturnia

a) Le caratteristiche peculiari e l'idrogeologia - Questa famosa sorgente termale toscana (Grosseto – Toscana – Italia) ha una situazione idrogeologica simile alla Polla di Umbertide, ma con tre fondamentali differenze(*Figura 233*):

- 1. ha una portata di 800 litri/s contro lo 0,1 litri/s;
- 2. ha una temperatura di 37,5°C contro i 14,5°C;
- 3. contiene prevalentemente  $H_2S$ , mentre nella Polla oltre il 93% è  $CO_2$  e l' $H_2S$  è solo in tracce.

*La rilevante portata* indica che la differenza di pressione:

### $p_T - p_H = \Delta p \gg 0$

è molto elevata e la causa può essere collegata al vulcanismo. Anche l'alta temperatura va a sostegno di questa tesi.

La marcata presenza di  $H_2S$  fa ipotizzare che la falda freatica coinvolga anche le anidridi del Trias, le quali, dilatandosi al contatto con l'acqua, forniscono un'ulteriore spinta per contrastare la pressione idrostatica e favorire un aumento di portata.



**Oltre all'acidificante CO**<sub>2</sub> è presente anche l'acidificante H<sub>2</sub>S. Entrambi, producendo idrogenioni  $H^+$ , sono fattori che favoriscono la corrosione del calcare, come si è specificato più volte in precedenza. Ma il secondo ha un ruolo ancora più incisivo, in quanto, man mano che si risale la falda verso l'esterno, incontra settori della soluzione vadosi. Questo favorisce l'ossidazione di H<sub>2</sub>S in acido solforico H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (con l'indispensabile azione catalitica dei solfobatteri ossidanti). L' H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> è un acido molto forte che fa aumentare di diversi ordini di grandezza la velocità di corrosione del calcare (vedi l'elenco nel precedente paragrafo **b**).

L'evacuazione del soluto, come più volte sottolineato, è un fattore decisivo nella carsificazione: se non può avvenire o avviene lentamente tutto il processo di allargamento delle vie di drenaggio è rallentato se non

impedito. Nella Polla di Umbertide, data la quasi inesistente portata, la fuoriuscita del soluto calcareo non avviene, la falda è in stato di saturazione e il "treno" di gas CO<sub>2</sub> endogena l'attraversa senza produrre una corrosione significativa.

Invece nella Sorgente di Saturnia, dove un flusso 800 litri/s risale dal basso e trasporta all'esterno il calcare disciolto, l'evacuazione del soluto avviene in modo massiccio. La litogenesi delle vasche della Cascata del Mulino (*Figure 234*) e i banchi di travertino nei pressi (*Figura 234 bis*) ne sono una dimostrazione evidente



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Da queste due ultime considerazioni si può sintetizzare che nella falda della Polla di Umbertide, se la situazioni rimane inalterata, le vie di drenaggio non vengono allargate e non si forma alcun sistema carsico significativo. Per contro nella Sorgente di Saturnia le vie di drenaggio sono sottoposte a un'intensa azione di corrosione, in condizioni freatiche all'interno della falda e vadose lungo la superficie piezometrica (Figura 235). In Italia le sorgenti termali simili a Saturnia sono innumerevoli quasi tutte е insistono su un substrato calcareo.



**b)** La situazione all'origine della formazione del sistema carsico – La notevole portata della Sorgente di Saturnia (800 litri/s), nonché la capacità corrosiva degli agenti acidificanti che contiene (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S) rende facile ipotizzare che nelle rocce calcaree sottostanti la superficie piezometrica si vada formando un grande complesso carsico, attualmente in condizioni freatiche e quindi impenetrabile. Le sue caratteristiche embrionali sono ricostruite nella *Figura 235*.

Parte X

All'interno della falda freatica la forte capacità aggressiva degli agenti endogeni contenuti nel flusso ipogenico in risalita (linee gialle) lo mantiene costantemente non-saturo e la fase embrionale - che è l'elemento ritardante dell'evoluzione dei sistemi carsici – ha poca influenza e le vie di drenaggio vengono "rapidamente" allargate. La notevole portata del flusso rende trascurabile il problema ritardante dell'evacuazione del soluto.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Speleogenesi

Per quanto accade nelle vie di drenaggio all'interno della falda valgono i criteri carsificanti espressi per la corrosione omogenea e differenziata nei sistemi embrionali freatici epigenici (*Parte VIII*), ma con una differenza sostanziale: in questi ultimi il flusso è saturo e le cinetiche chimiche hanno come stadio condizionante il passaggio solido/liquido con equazione di velocità con ordine di reazione uguale a "zero" (*Parte IX, capitolo 01, paragrafo d, Relazione 154*), mentre nelle condizioni descritte dalla *Figura 235* - in soluzioni sempre aggressive – la velocità di dissoluzione (molto più elevata che nel caso epigenico) è condizionata dalla diffusione degli ioni  $Ca^{+2}$  e  $CO_3^{-2}$  attraverso lo strato limite e l'equazione relativa, più volte menzionata e commentata, è (*Parte VII, capitolo 04, paragrafo f, Relazione 109*):

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot \frac{s}{\tau} \cdot A = k_T \cdot \frac{2}{r} \cdot A = k_T \cdot \frac{1}{\Re} \cdot A \\ k_T = D_m / \delta = 0,021 (Sc)^{0,66} \cdot V_m = k_s = A_s \cdot e^{-E_s/RT} \end{cases}$$
182

Dunque non esistono sostanziali differenze fra carsificazione in condizioni embrionali freatiche epigeniche e in condizioni freatiche ipogeniche, se non:

- nel meccanismo della dissoluzione del calcare (stadio lento nell'attraversamento dello strato limite anziché nel passaggio dell'interfaccia solido/liquido),
- 2. nella velocità di esecuzione (molto più elevata),
- nella fonte energetica (non più derivata dalla forza di gravità e dal potenziale chimico dell'anidride carbonica esogena, ma dalle pressioni endogene e dal potenziale chimico delle specie chimiche acidificanti in risalita verso l'esterno).

morfologia dei condotti che La conducono il flusso ipogenico verso la superficie, data la condizione di freaticità, sono preferenzialmente condotte forzate (Figura 236) impostate su grandi fratture, oppure canalizzazioni labirintiche tipo "spongework" (Figura 237) guidate da una fratturazione di piccole dimensioni ma diffusa e intersecantesi, tipica dei settori della massa rocciosa ad alta perturbazione tettonica.

I condotti ipogenici possono anche essere impostati su orizzonti porosi o giunti di strato. In questo caso la morfologia che prevale è un sistema di condotte freatiche disposte parallelamente sullo stesso piano di drenaggio (*Figura238*).





Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

La direttrice di sviluppo più seguita è la linea verticale, perché anche in queste condizioni ipogeniche con spinte dal basso verso l'alto, il flusso segue di preferenza il principio di carsificare il percorso che offre la minor resistenza al suo avanzamento.

Rispetto a questa tendenza generale si contrappone la realtà dell'insieme delle discontinuità della roccia, che, pur favorendo il principio sopraddetto, impone dei percorsi basati sull'effettiva Parte X



esistenza di vie di penetrazione che collegano il punto d'origine del flusso endogeno con la superficie.

Una previsione a priori dell'evoluzione delle direttrici della carsificazione è impossibile, e solo con l'esplorazione "de visu" di sistemi ipogenici esplorabili è permesso ricostruire nel dettaglio la speleogenesi. Ma questo è un problema di secondaria importanza, che incide nei particolati della morfogenesi e non sulla sostanza della formazione del sistema carsico nel suo insieme, i cui fattori base che portano alla sua formazione sono noti e quantificati.

*Lungo la superficie piezometrica* (*Figura 235*), che è il confinamento superiore del sistema carsico, si attua il drenaggio e la carsificazione, in condizioni freatiche/vadose (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo e, Figure 117a, 117b e 117c*), seguendo comunque le discontinuità della roccia che in questo caso ipotizziamo a maglie fini (*Parte VI, capitolo 03, paragrafi b, c e d, Figura 122*).

In base alla *Relazione 179 bis* il dislivello  $h_{tot}$  (e quindi la relativa cadente piezometrica  $J_{tot}$ ) è dato dalla somma:

$$h_{tot} = h_T + h_e \tag{182}$$

dove:

 $h_T$  = porzione del carico idraulico legata alla pressione ipogenica  $h_e$  = porzione del carico idraulico legata all'apporto meteorico

Conseguentemente la portata risulta:

$$Q_{tot} = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathcal{H}^4}{\mu L} \cdot (h_T + h_e)$$
 182 ter

Come già descritto e definito nel precedente *capitolo 02* (*paragrafo f, Relazioni 176 e 178*) la componente  $h_T$  del carico idraulico totale è definita dal valore di  $\Delta p$  ipogenico (*Relazione 175*), mentre la componente  $h_e$  è calcolabile dalla portata  $Q_e$  propria degli apporti esogeni.

La carsificazione si genera anche e necessariamente lungo la superficie piezometrica dove l'equazione di velocità della dissoluzione del calcare è la *Relazione 182* propria dei sistemi con flussi lontani dalla saturazione, sia freatici sia vadosi sia ibridi (occorre individuare il parametro da utilizzare per la misura dell'apertura del condotto/canale a seconda delle circostanze).

L'ampliamento della via di drenaggio lungo la superficie piezometrica si attua seguendo la rete interconnessa delle discontinuità della roccia che individua il percorso dove si realizza la maggior portata possibile. L'elemento di discrimine è il rapporto  $\Re^A/L$  della *Relazione 182 ter*. Verosimilmente incide più il raggio medio, essendo alla quarta potenza, che la lunghezza *L* del percorso verso la risorgente.

bis

Questo percorso è tanto più combaciante con la superficie piezometrica quanto più la fratturazione della roccia incassante è a maglie fini.

La carsificazione lungo la superficie piezometrica è rapida, come nel corpo della falda freatica, per l'azione di tre fattori che lavorano in sinergia:

- 1. un flusso contenente forti acidificanti ipogenici che lo mantengono sempre aggressivo;
- 2. la ricarica epigenica della falda legata alle precipitazioni meteo che contribuisce allo smaltimento del calcare solubilizzato;
- 3. l'elevata portata del flusso dovuta alla spinta ipogenica, che garantisce un ricambio continuo di acidificanti e il rapido smaltimento del soluto;
- 4. l'ossidazione (solfobatteri) dell'H<sub>2</sub>S che produce il forte agente acidificante H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (nella falda freatica non si può formare perché l'ambiente è anossico, senza ossigeno).

Ricordiamo quanto è stato detto in precedenza: è impossibile conoscere a priori l'entità delle pressioni interne che generano il fenomeno ipogenico; solo dopo la sua formazione e soprattutto quando sarà possibile (se lo sarà) esplorarlo potranno essere messe in campo ipotesi attendibili e valutazioni numeriche.

Si può dunque concludere che un sistema carsico epi-ipogenico (la sorgente di Saturnia ne è un esempio illuminante) è composto da tre settori:

- 1. la parte puramente freatica ipogenica all'interno della falda freatica;
- 2. il settore freatico/vadoso allungato sulla superficie piezometrica;
- 3. la zona soprastante la falda freatica dove la carsificazione avviene con i criteri propri dei fenomeni carsici epigenici (*Parte IX*).

**c)** Le ipotesi evolutive del sistema carsico – Superata la fase e3mbrionale descritta nel precedente paragrafo, il sistema si evolve ampliando la rete di condotti e di canali che compone la via di drenaggio. La *Figura 239* può verosimilmente rappresentare il primo stadio di questa evoluzione.

Il flusso è ancora costantemente non-saturo nel corpo della falda freatica (in profondità anche molto aggressivo) e lungo la superficie piezometrica. Si produce una rapida corrosione, dove il soluto viene smaltito dai moti convettivi del flusso ipogenico e dall'apporto epigenico lungo la superficie piezometrica.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### 302

Nella soprastante zona epigenica, dove agisce solo l'energia legata alla forza di gravità (energia di posizione) e il potenziale chimico dell'anidride carbonica atmosferica, il fenomeno carsico avanza con più difficoltà e non può oltrepassare la superficie piezometrica che ne è il confinante inferiore.

**d)** L' influenza dell'orogenesi nella progressione della speleogenesi – La situazione rappresentata in *Figura 239* si può evolvere in molti modi, ma le ipotesi più probabili sono due:

- 1. i rilievi calcarei non vengono coinvolti in innalzamenti o abbassamenti (orogenesi stabilizzata) oppure l'intera regione subisce l'orogenesi; di fatto lo schema dell'idrologia sotterranea non cambia nella sostanza e rispetto alla risorgenza tutti i dislivelli rimangono inalterati;
- 2. la massa rocciosa, posta a sinistra della faglia coincidente con la risorgenza, s'innalza rispetto alle stratificazioni poste a destra della stessa; cambia lo schema idrografico e parti del sistema si "fossilizzano".

*Nel primo caso,* l'evoluzione procede con l'allargamento dei condotti nel corpo della falda, che però restano sempre sotto pressione, e l'ampliamento della via di drenaggio lungo la superficie piezometrica che può raggiungere dimensioni tali da permettere un regime totalmente vadoso.

Possono contribuire a quest'ultimo ampliamento le variazioni della pressione  $p_T$  e della conseguente altezza  $h_T$  del carico idraulico: in tal caso, visto che la linea di deflusso cambia pendenza producendo differenti direttrici di corrosione preferenziale, il risultato è la formazione di una serie di vie di drenaggio con pendenza variabile ma con la risorgenza come punto in comune. Lo stesso effetto lo possono produrre variazioni del regime meteorico epigenico.

*Nel secondo caso,* la fase successiva di carsificazione potrebbe essere quella rappresentata in *Figura 240,* riscontrabile con frequenza nei sistemi carsici conosciuti (Frasassi-successivo *capitolo 04* e Lechuguilla-successivo *capitolo 08*).

Permanendo la stessa situazione di speleogenesi ipogenica, anche con apporti epigenici meteorici, non variando le pressioni  $p_T$  e  $p_H$ , sollevandosi la porzione delle rocce a sinistra della faglia e restando alla stessa quota la restante parte (a destra della faglia), si forma un sistema carsico a più piani sovrapposti collegati da condotti verticali. Il livello superiore è abbandonato dal flusso carsogeno, si "fossilizza", e s'instaura una nuova direttrice



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Speleogenesi

di corrosione imposta dal potere confinante della superficie piezometrica, che non è salita di livello come la parte antistante della massa calcarea e il punto di risorgenza.

Se avvenissero muovi step nel sollevamento, altri livelli di carsificazione "attivi" si solleverebbero diventando "fossili" e nuove linee di carsificazione agirebbero in corrispondenza della superficie piezometrica, sempre rimasta alla quota originaria. Questo è



quanto accaduto nel sistema sotterraneo Grotta del Fiume/Grotta del Vento a Frasassi, che sarà oggetto di un'approfondita analisi nei capitoli che seguono.

Fra un livello e l'altro del sistema carsico esistono, di solito, dei condotti di collegamento, relitti della carsificazione freatica puramente ipogenica nel corpo della soluzione. Hanno l'aspetto di condotte forzate tendenti al verticale.

Se lo step del sollevamento è avvenuto molto rapidamente (s'intende, sempre in scala di tempi geologici) è possibile che questi condotti di collegamento non abbiano potuto raggiungere dimensioni percorribili, con le conseguenze immaginabili dal punto esplorativo.

I livelli superiore abbandonati dal flusso carsogeno mantengono in gran parte la morfologia originaria e sono "laboratori sperimentali" di estrema importanza per l'analisi speleogenetica. Anche se spesso la litogenesi (*Figura 241*) e i fenomeni clastici occultano le forme legate alla genesi in fase embrionale freatica delle cavità. Inoltre in questi "piani" superiori possono essere conservati i depositi di minerali propri di una corrosione ipogenica (gesso, fluorite), tutte sostanze che contengono determinanti informazioni sui meccanismi che portano alla formazione di sistemi a componente endogena (*Figure 242, 243, 244*).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### **304**

#### Parte X

In ultima sintesi, quando a seguito del sollevamento orogenetico le vecchie line di carsificazione lungo la superficie piezometrica si fossilizzano e altre se ne creano per ogni step del sollevamento, l'ampliamento dei condotti prosegue nella zona freatica della falda (con gli stessi meccanismi prima indicati, soprattutto con la corrosione differenziata in presenza di soluzioni sempre aggressive). Come pure continua la carsificazione lungo la superficie piezometrica, scavando un nuovo piano del sistema sotterraneo. In coincidenza con la superficie piezometrica torna a scorrere, partendo da condizioni embrionali, un flusso con gli agenti ipogenici H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> che ben presto si evolverà in un regime vadoso. Nella *Figura 244* la fotografia del Ramo Solfureo del Sistema Sotterraneo di Frasassi (*Figura 245*): la superficie del corso d'acqua sotterraneo coincide con la superficie piezometrica della falda freatica.

Alla carsificazione lungo la superficie piezometrica, come nelle fasi precedenti, dà un contributo l'apporto di acque epigeniche che svolgono il duplice lavoro di contribuire alla corrosione del calcare (con l'anidride carbonica esterna) ed all'evacuazione del materiale solubilizzato.

Questa è una situazione che favorisce un chimismo peculiare, tipico di un carsismo epi-ipogeniche legato a emergenze idriche solfuree, come appunto la Sorgente di Saturnia e di molte altre emergenze termali dell'Italia Centrale (Cotilia, Santa Susanna, Peschiera, Parrano, Triponzo, Frasassi, Acquasanta e gli innumerevoli "bagni" del Lazio e della Toscana).

Si può ben immaginare che sistemi carsici sarebbe possibile esplorare se le zone calcaree dove queste "risorgenti" emergono venissero sollevate a formare un rilievo montuoso. Cosa che è accaduta in più luoghi dell'Appennino umbro marchigiano come Monte Cucco, Frasassi, Parrano, Cittareale, Acquasanta, Gole del Forello, con i risultati che sappiamo, alcuni dei quali sono presentati e analizzati nei prossimi capitoli.

## 04. L'acidificante H<sub>2</sub>S (e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) d'origine endogena: il sistema epi-ipogenico delle Grotte di Frasassi

a) L'analisi morfologica, l'idrogeologia e i fattori speleogenetici – E' questa una cavità simbolo per la speleogenesi a componente ipogenica, dove è anche possibile osservarla in atto. Anche il contributo epigenico è ben definibile. Insomma una situazione esemplare - descritta e definita in grandi linee nel paragrafo precedente - che fa testo anche per molti altri casi analoghi (Lechuguilla Cave seguente *capitolo 08*:). Oltre al  $H_2S$  è sempre presente, in percentuali ridotte, la  $CO_2$ .

*La situazione attuale*, con i principali sistemi sotterranei, è quella rappresentata in *Figura 245 e 246*. Appare evidente una carsificazione sviluppatasi orizzontalmente su più piani sovrapposti (quattro sono certi, un quinto probabile) con condotti inclinati e/o verticali che li uniscono. Il livello del Buco Cattivo non ha comunicazioni con gli altri, per ora.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

*Gli ambienti ipogei sono in genere con morfologia freatica* o, comunque, con morfologie non influenzate dalla forza di gravità come meandri, pozzi-cascata, retroversioni. Cupulazioni, nicchie arrotondate, "spongeworks" (*Figura 237*) e altre forme tipiche di un'azione corrosiva differenziata estesa a tutte le

pareti, compresa la volta, sono diffuse nell'intero sistema carsico.

Una litogenesi molto spinta, dovuta alla mancanza di una copertura impermeabile esterna del massiccio calcareo, ha nascosto gran parte della morfologia d'origine.

Questa mancanza di protezione non è totale e nei settori del sistema carsico di Frasassi dove le precipitazioni non hanno avuto la possibilità di percolare si sono sedimentati spessi ed estesi depositi di gesso microcristallino (*Figura 242*), elementi determinanti per l'interpretazione della genesi a componente ipogenica.

Il livello più basso percorribile è idrologicamente attivo (Figura 244), con un torrente d'origine termale-sulfurea della portata di circa 5 l/s (la parte visibile con l'esplorazione), che fuoriesce immediatamente sopra il letto del Fiume Sentino (Figura 245) (altre sorgenti solfuree per un totale di 10 l/s vanno ad alimentare le adiacenti Terme). Il corso



d'acqua termale (temperatura 13,5 °C) si allunga sulla superficie piezometrica della falda con una cadente piezometrica J = 0,014. E' evidente che la pressione  $p_T$  non supera di molto la pressione  $p_H$  (oppure i condotti hanno aperture molto ridotte) e il contributo delle acque epigeniche meteoriche non è di grande rilevanza.

*Il gradiente geotermico potrebbe* creare i presupposti per produrre dei moti convettivi all'interno della falda e nel corso d'acqua che scorre lungo la superficie piezometrica. Ma dai dati rilevati sui tempi di permanenza ipogea delle precipitazioni (25 anni prima di rivedere la luce risalendo alla sorgente, *Taddeucci, Tuccimei, Voltaggio, 1992*) si può ritenere che questi movimenti diano dei contributi trascurabili nel trasporto degli agenti acidificanti ipogenici e del soluto. Trasporto che invece è tutto affidato ai flussi generati dalle pressioni endogene che si formano nelle stratificazioni più profonde della serie umbro-marchigiana (verosimilmente la dilatazione per idratazione delle Anidriti di Burano, come vedremo in seguito).

#### Nella Figura 247 è disegnata la situazione idrogeologica dell'area carsica, dove risaltano:

- il percorso delle acque sotterranee che prima scendono verso il Trias, arricchendosi di H<sub>2</sub>S e di calore (la reazione d'idratazione delle Anidriti è esotermica), per poi risalire la falda fino a raggiungere la superficie piezometrica, scorrervi sopra e fuoriuscire dalla risorgente;
- 2. l'alimentazione epigenica della falda con le acque meteoriche;
- 3. il contenimento (dalla parte della valle del Fiume Esino) delle stratificazioni impermeabili e delle faglie che permettono alle acque termali di risalire fino al livello di base regionale fissato dall'alveo del Fiume Sentino (*Figura 245*).

**Un terzo elemento che va a definire la composizione del sistema sotterraneo di Frasassi** è lo straordinario vuoto dell'Abisso Ancona - 1.000.000 di m<sup>3</sup> - la cui genesi è particolare, diversa da quelle degli altri settori della grotta. Alla sua base esistono delle stratificazioni di gesso microcristallino di oltre 7 m di spessore. In *Figura 248* un'immagine fotografica del Grande Vuoto (sul cono di deiezione la siluette di uno speleo).



**Di grande interesse** sono le forme parietali scolpite nel Calcare massiccio (*Figura 249*). Morfologie che testimoniano quanto già descritto e definito nel precedente *capitolo 02, paragrafo f, Figura 232, Relazione 180*) sulla degassificazione del flusso ipogenico man mano che si risale verso la superficie. Cioè che, diminuendo la pressione ptotale, diminuiscono anche le pressioni parziali  $pCO_2$  e  $pH_2S$ . Questo crea uno squilibrio fra fase gassosa e liquida, e parte dei gas disciolti (sulla base della Legge di Henry) ritornano sotto forma gassosa, formando delle bolle che risalgono sia nel corpo della soluzione sia a contatto con le pareti calcaree.

Le condizioni sono freatiche e la situazione è descritta nella *Figura 250*. Le bolle di gas che corrono lungo la parete, seguendo percorsi stabili definiti dalle disomogeneità geometriche, creano direttrici e aree delimitate dove si attua una maggiore velocità di dissoluzione del calcare.

Quest'ampliamento differenziato è dovuto a due meccanismi chimici con effetti corrosivi che si sommano, entrambi legati alla presenza di bolle di gas carbonico all'interno del flusso.

**Per il primo meccanismo** occorre far riferimento alla Legge di Henry (*Parte IX, capitolo 04, paragrafo c, Relazione 165*) che regola la solubilizzazione dell'anidride carbonica in acqua:

$$pCO_2 = k_H \cdot [CO_2]_w$$
 183

perché la costante  $k_H$  diminuisce il suo valore con l'aumentare del rapporto  $S/\tau$ , dove S è la superficie di separazione fra la fase liquida e





Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### 308

quella gassosa (in questo caso rappresentata dalla bolla di gas in movimento) e au il volume d'acqua a contatto con la sua superficie S. Poiché nella situazione rappresentata nella nella Figura 250 il rapporto  $S/\tau$ soluzione a contatto con le bolle di gas aumenta, di conseguenza la porzione di flusso che si frappone fra la bolla che scorre lungo la parete e la parete stessa ha una capacità corrosiva superiore.

**Il secondo contributo corrosivo** è definito dalla relazione fondamentale della corrosione del calcare in condizioni di non saturazione. Questa relazione, più volte citata e utilizzata:

$$F_{sl} = k_T \cdot \frac{s}{\tau} \cdot A$$
 183 bis

definisce che la velocità di dissoluzione  $F_{sl}$  è direttamente proporzionale al

rapporto  $S/\tau$ , il quale, come sappiamo dal capoverso precedente, aumenta nelle porzioni di flusso a contatto con le bolle di gas.

*I due effetti si sommano* e creano una capacità aggressiva addizionale lungo le direttrici (in genere tendenti al verticale) dove scorrono in modo stabile a contatto con la parete le bolle di gas, scavando dei piccoli solchi.

Quando, sempre per motivi legati alla geometria della parete, si formano delle aree a maggior concentrazione di bolle di gas (per esempio in piccole rientranze), queste vi ristagnano all'interno, ruotando in cerchio e scavando delle concavità.

A titolo d'esempio, si noti, in basso a sinistra della *Figura 249*, una piccola concavità su cui confluisce un canalicolo dal basso mentre ne esce un altro verso l'alto. Un esempio di straordinaria corrosione differenziata.

Lungo il livello più basso del sistema esplorabile scorre il torrente solfureo che marca la divisione fra zone allagate (freatiche) e zone vadose della falda (Figure 240 e 245). Questo settore che si allunga dal cuore del massiccio fino alla risorgente sull'alveo del Fiume Sentino, è caratterizzata da forme ed elementi peculiari dei sistemi carsici in cui agisce l'acido solfidrico. Due in particolare:

- filamenti biancastri di zolfo elementare che galleggiano nel torrente o appesi alle pareti (*Figura 251*);
- formazioni mucillaginose, dette "mucoliti" (da "muco"), dalle quali pendono delle gocce di acido solforico (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) puro (pH = 0,5) (*Figura 252*).

più autori (Galdenzi, Maruoka, 2033; Galdenzi, Menichetti,1995; Galdenzi, Menichetti, Sarbu, Rossi, 1999; Galdenzi, Menichetti, 2002; Galdenzi, 1990) hanno chiamato in causa per la formazione dei sistemi sotterranei di Frasassi e di altri simili, chimismi che qui di seguito sono descritti nel dettaglio.

Quanto descritto in questo e nei paragrafi precedenti ci permette di convalidare gli ipotetici chimismi che





Speleogenesi

Parte X

b) Il ruolo delle Anidriti e delle marne bituminose – Facendo riferimento alla situazione idrogeologica rappresentata in *Figura 247* e tenendo presente quanto detto nel precedente *paragrafo a*, affrontiamo nei dettagli il chimismo che porta alla produzione di flussi termali solfurei tipo Frasassi.

Se le acque all'interno dei sistemi di Frasassi sono termali e sulfuree lo si deve ad una serie di reazioni chimiche che si svolgono a partire dai livelli triassici. Questo contatto con le Anidriti è confermato da analisi isotopiche sui depositi di gesso ipogei dell'Appennino umbro-marchigiano (*Forti, Menichetti, Rossi, 1989*).

Prima di iniziare la descrizione dei chimismi è particolarmente importante ricordare che all'interno delle Anidriti di

Burano vi sono abbondanti stratificazioni di <u>marne bituminose ricche di carbonio organico</u>, che in condizioni opportune diventano la roccia madre per la formazione del petrolio o dei gas naturali.

Parte X

Ecco dunque la reazione di partenza, esposta in forma stechiometrica, che si realizza con l'azione catalitica dei solfobatteri riducenti (*Kaplan, Rittemberg, 1964*) (*Machel, 2001*):

$$C_n H_m + SO_3 = H_2 S + CO_2 + H_2 O_3$$

dove:  $C_n H_m = idrocarburo (proveniente dalle marne bituminose)$  $SO_3 = anidride solforica$ 

L'acido solfidrico si dissocia in:

$$H_2S = H^+ + HS^-$$

ed è dunque un acidificante che, ricordiamo, inserito nell'equilibrio chimico della corrosione del calcare produce una sua più rapida dissoluzione sottraendo ioni  $CO_3^{-2}$  (*Parte VII, capitolo 05, paragrafo b, Figura 141*), con tutte le conseguenze che sappiamo, sia in termini di corrosione omogenea che differenziata.

E' stato detto in precedenza che nell'attraversamento delle Anidriti di Burano (ambiente in assenza di ossigeno = anossico) la *Reazione di riduzione 184* non potrebbe avvenire se non ci fosse l'azione catalizzante dei solfobatteri: è noto infatti che  $H_2S$  non si può formare inorganicamente sotto i 200°C e le acque termali di Frasassi, in superficie, raggiungono appena i 13,5°C.

Ma la sua azione corrosiva non si limita al contributo di cui alla *Reazione 185*. Infatti, risalendo verso la superficie, sia disciolto in soluzione che sotto forma di un flusso di bolle di gas, va incontro a settori della falda dove è sempre più massiccia la presenza di ossigeno. In queste zone, specie in prossimità della superficie piezometrica,  $H_2S$  si ossida nel ben più forte in acido solforico  $H_2SO_4$ :

$H_2S + 2O_2 = H_2SO_4$	186
$H_2SO_4 = H^+ + HSO_4^{-1}$ (dissociazione quasi completa)	186 bis
$HSO_4^{-1} = H^+ + SO_4^{-2}$ (dissociazione molto spinta)	186 ter

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree



184

185

#### Speleogenesi

In sintesi l'acido solforico prodotto in acqua si scinde nel primo stadio (*Reazione 186 bis*) completamente  $(k_{a_1} = 2, 4 \cdot 10^6)$  e in gran parte nel secondo (*Reazione 186 ter*)  $(k_{a_2} = 1, 3 \cdot 10^{-2})$ , producendo grandi concentrazioni di idrogenioni  $H^+$ , che incrementano nettamente la velocità della corrosione e non permettono certo che la soluzione raggiunga la saturazione. In tal modo si spiega anche la formazione di mucoliti a pH = 0, 5 (*Figura 252*).

A completare il quadro della situazione chimica vi è da tener presente la reazione:

## $CaCO_3 + H_2SO_4 + 2H_2O = CaSO_4 \cdot 2H_2O + H^+ + HCO_3^-$ 187

che stabilisce come la corrosione del calcare ad opera dell'acido solforico produca gesso (che si deposita).

In questa reazione sta la spiegazione degli accumuli di gesso in grotte come Lechuguilla, Frasassi, Buca di Faggeto Tondo, Grotta di Monte Cucco, Pozzi della Piana, Parrano, Acquasanta Terme, Grotta di Cittareale, ecc., ecc., tutte cavita di origine a componente ipogenica.

In alcune di esse (Lechuguilla, Frasassi, Parrano) si trova anche dello zolfo elementare (*Figura 251*), che deriva da un nuovo stadio d'ossidazione:

## $H_2S + O_2 = 2S + H_2O$

188

Lo zolfo elementare si presenta, come già detto, come filamenti gelatinosi di color bianco giallastro, che galleggiano nell'acqua della falda o pendono dalle pareti.

Occorre riflettere sul fatto che le acque termali di Frasassi – dorsale appenninica marchigiana - hanno una temperatura che non supera i 15° C, mentre la temperatura delle acque di Saturnia è di quasi 40° C. Altre sorgenti limitrofe superano i 60° C. Temperature così elevate non possono essere legate solo alla reazione esotermica dell'idratazione delle Anidriti. E' più verosimile ritenere che ci sia una concausa molto forte come il vulcanismo residuo della fascia tosco-laziale.

c) La carsificazione dei condotti verticali freatici all'interno della falda – La pressione  $p_T > p_H$  fa si che lungo le discontinuità del Calcare massiccio (soprattutto faglie di grandi dimensioni) si muovano in risalita delle correnti idriche che trasportano gli agenti acidificanti ed evacuano il calcare solubilizzato. Si creano dunque le condizioni per una carsificazione di grandi condotti, ad andamento prevalentemente verticale, completamente allagati (la cinetica chimica della dissoluzione del calcare è definita dalla *Relazione 182* (precedente *capitolo 03, paragrafo b, Figure 235, 236, 237, 238*) e la scelta del percorso è determinata sulla base della *Relazione 175* (precedente *capitolo 02, paragrafo f*).

Si può in vero affermare che la falda freatica del complesso sotterraneo Grotta Grande del Vento – Grotta del Fiume è contenuta in una massa calcarea a maglie grandi (come definita nella *Parte VI, capitolo 03, paragrafi d ed e*) ma con la variante di una immissione ipogenica dal fondo che crea una situazione come descritta in *Figura 117c (Parte VI, capitolo 02, paragrafo e*).



#### Parte X

**d)** La corrosione lungo la superficie piezometrica – In *Figura 253* è mostrata la sezione longitudinale del ramo idrologicamente attivo, il Ramo Solfureo. Il livello del corso d'acqua (che scorre verso la risorgente con una portata di circa 5 l/s) coincide con la superficie piezometrica della falda, la quale è il confinamento superiore per il sistema ipogenico ma anche il confinamento inferiore per il sistema epigenico (*Parte VI, capitolo 01, paragrafi e, f e g*). Questo ramo è in parte vadoso e in parte freatico (è possibile by-passare superiormente i tratti allagati con condotti vadosi).

*Il flusso ipogenico inizia a immettersi sulla superficie piezometrica* a quota 212 m slm (per quanto è dato di vedere con la normale esplorazione aerea). Da qui inizia a discendere verso la risorgente sull'alveo del Fiume Sentino, che si trova a quota 196 m slm, sfruttando la rete di discontinuità della roccia fornita dalla serie di fratture presenti nel Calcare massiccio.

La pendenza della superficie piezometrica è stabilita da un carico idraulico di 16 m per una lunghezza di 1132 m: la cadente piezometrica J ha dunque un valore pari a 0,014, molto basso e quindi tale da non giustificare un efficace ampliamento dei condotti e dei canali per effetti legati alla termodinamica, cioè alle relazioni (*Parte IX, capitolo 03, paragrafi* **d**, **e**, *Relazioni 156 e 159*):

$$F_a = k_a^* \cdot \mathscr{R}^4 \cdot J$$

$$R_1 = \mathscr{R} \cdot J$$
189
190

Infatti con il basso valore di J la quantità d'energia potenziale che si dissipa in energia interna è minima e il suo apporto alla corrosione del calcare in condizioni di aggressività ipogenica, quando la straordinaria efficacia corrosiva degli idrogenioni  $H^+$  sovrasta ogni altra componente dissolutiva, è trascurabile.

Comunque la portata del flusso, rappresentata dalla grandezza  $\Re$ , ha la sua importanza e le dimensioni di alcuni piani superiori del sistema carsico potrebbe far pensare a fasi precedenti con il corso d'acqua sotterraneo con portate del flusso ben più elevate di quella attuale.

Ma nel valutare questa variazione di parametro, in relazione alle dimensioni dei rami superiori a quello attuale attivo, non bisogna dimenticare che lo stesso effetto amplificante potrebbe essere la conseguenza di un più elevato potenziale chimico trasportato dal flusso.

Purtroppo ancora una volta costatiamo che con il carsismo ipogenico è una "scatola nera" dove rimangono indeterminati diversi aspetti quantitativi.

**E' invece determinante** per la formazione dei condotti e dei canali lungo la superficie piezometrica l'apporto acidificante dei gas in risalita dalle Anidriti, **CO**<sub>2</sub> ma soprattutto **H**<sub>2</sub>**S** e il derivato **H**<sub>2</sub>**SO**<sub>4</sub> (*Parte VII, capitolo 04, paragrafo e, Figura 140*) (*Parte VII, capitolo 05, paragrafo b, Figura 141*). Questo contributo si quantifica con la nota equazione di velocità per le soluzioni non-sature (*Parte IX, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 155*):

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot S/_{\tau} \cdot A = k_T \cdot 2/_{\tau} \cdot A = k_T \cdot 1/_{\mathfrak{R}} \cdot A = k_T \cdot 1/_{H} \cdot A \\ k_T = D_m/\delta = 0.021(Sc)^{0.66} \cdot V_m = k_s = A_s \cdot e^{-E_s/RT} \end{cases}$$
191

dove la velocità di dissoluzione del calcare  $F_{sl}$ , a parità delle altre condizioni, è direttamente proporzionale al grado di aggressività A. Il quale, in questa situazione di intensi apporti ipogenici acidificanti, ha un valore molto elevato lungo tutto il percorso verso la risorgente, dove è ancora rilevabile, in eccesso, allo stato gassoso.

*Inoltre dall'alto* - avendo come riferimento la *Figura 254* dove è mostrata una sezione trasversale del ramo idrologicamente attivo della Grotta del Fiume - scendono fin sulla superficie piezometrica le infiltrazioni d'acqua meteorica che vanno a contribuire alla portata del torrente solfureo. Anche in questo caso le infiltrazioni meteorologiche favoriscono l'ampliamento delle vie di drenaggio per tre diverse ragioni:

1. una maggiore portata agisce sempre nel senso di favorire la corrosione, anche con il contributo dell'anidride carbonica esogena;

Speleogenesi

- una maggiore portata fa aumentare i moti convettivi e quindi facilita l'evacuazione del calcare solubilizzato, che è, come più volte ripetuto, un fattore limitante la capacità corrosiva del sistema;
- 3. una maggiore portata fa aumentare la corrosione in base alle *Relazioni 189 e 190*.

Quindi lungo la superficie piezometrica si concentrano dei fattori epigenici ed ipogenici che concorrono alla dissoluzione del calcare e alla rapida creazione di una via di drenaggio che segue questa tipica superficie delle aree carsiche. La velocità della carsificazione in queste condizioni è tale che l'Abisso Ancona nella Grotta Grande del Vento (Figure 245, 246, 248 e 253), un vuoto di 1.000.000 di m<sup>3</sup>, si è formato in non più di qualche migliaia di anni (Taddeucci, Tuccimei, Voltagio, 1994). Come raffronto si ricordi che tutto il sistema sotterraneo di Monte Cucco, ben più esteso di quello di Frasassi, non supera i 650.000 m<sup>3</sup> di volume.

*Come sintesi dell'azione corrosiva* lungo la superficie piezometrica si può concludere che:

- la superficie del corso d'acqua coincide con la superficie piezometrica della falda (per quanto sia possibile sulla base della fratturazione della roccia calcarea);
- 2. dopo che il gesso e la presenza delle marne bituminose, con l'azione



catalitica decisiva dei solfobatteri riducenti, ha prodotto l'acido solfidrico la falda freatica viene pervasa da questo acidificante, sia solubilizzato nella fase liquida sia sotto forma di bolle di gas che risalgono verso la superficie piezometrica (si ricordi l'effetto presentato in *Figura 249*);

- nel flusso sono in azione anche dei moti convettivi in risalita lungo i percorsi privilegiati dal drenaggio, causati dall'effetto pompa delle Anidridi che si dilatano per idratazione; questo produce un'inclinazione della superficie piezometrica (J = 0,014) e una portata di 10 l/s per l'insieme delle sorgenti termali (a questa pendenza e alla portata contribuisce anche l'apporto delle acque meteoriche);
- l'acido solfidrico, giunto in prossimità della superficie piezometrica, incontra una soluzione sempre meno anossica, e pertanto si ossida formando acido solforico H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (fondamentale è l'azione catalizzatrice dei solfobatteri ossidanti); l'acido è molto forte e corrode il calcare secondo la *Relazione* 187, ampliando rapidamente le vie di drenaggio;
- 5. come prodotto della corrosione del calcare da parte di  $H_2SO_4$  si ha la deposizione di gesso ( $CaSO_4 \cdot 2 H_2O$ ), che infatti ritroviamo abbondantemente sotto forma di accumuli, anche molto estesi e con spessori che possono superare diversi metri;
- 6. la forma micro cristallina ("saccaroide") è predominante;

#### Parte X

- 7. gli accumuli di gesso sono localizzati in zone prive di stillicidio o di qualsiasi altra forma di flussi idrici; il gesso, infatti, è abbastanza solubile in acqua ( $k_s = 7, 10 \cdot 10^{-5}$ ); per contro il calcare in acqua è poco solubile ( $k_s = 4, 96 \cdot 10^{-9}$ );
- 8. è più che ovvio che i depositi di gesso non si trovino al di sotto della superficie piezometrica.
- 9. l'azione acidificante corrosiva dell'acido solfidrico (e quindi dell'acido solforico), si manifesta anche al di sopra della superficie piezometrica in quanto la sua pressione parziale è così elevata da non poter essere solubilizzato completamente; delle bolle di gas risalgono andando a saturare di H<sub>2</sub>S la fase gassosa dei canali; dato l'alto valore di umidità relativa le pareti sono sempre coperte di uno velo d'acqua, sufficiente a innescare delle reazioni di corrosione secondo la *Relazione 182*, in assenza di acido solforico, e 187, in presenza di H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>;
- 10. in queste condizioni è lo stillicidio a incaricarsi dell'evacuazione del soluto, anche se non è facile ipotizzare che questo meccanismo sia molto efficace (quest'ultima considerazione induce a pensare che la formazione del gesso in fase gassosa sia quantitativamente limitata), anche perché l'acido solforico è sempre presente, ma in soluzione acquosa e mai sotto forma di gas;
- 11. si manifesta una corrosione del calcare, e quindi un ulteriore ampliamento delle vie di drenaggio, anche al di fuori del flusso idrico in movimento, trovando l'energia necessaria per la dissoluzione nel potenziale chimico degli acidificanti e nei moti convettivi presenti in fase gassosa; infatti sono molti gli indizi parietali, soprattutto di piccole dimensioni, che anche in questo caso vanno a confermare la presenza di una corrosione differenziata al di sopra della superficie piezometrica.

# 05. L'acidificante $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) d'origine endogena: la deposizione del gesso

a) Le caratteristiche cristallografiche e la localizzazione dei sedimenti – Nei sistemi sotterranei come Frasassi sono una presenza d'interesse fondamentale i sedimenti che gli agenti ipogenici hanno lasciato in ogni settore della grotta, in particolare vaste stratificazione di gesso microcristallino come mostrate nelle fotografie delle *Figura 242 e 243*.

*Ma la presenza di solfato di calcio* in altri sistemi carsici si manifesta anche in modi diversi. Nelle fotografie delle *Figure 255 e 256* (Galleria dei Barbari nella Grotta di Monte Cucco) sono presenti sul pavimento diversi blocchi di gesso "saccaroide", trapassati da fori circolari di qualche centimetro di diametro (verosimilmente prodotti dallo stillicidio).



Altro tipo di deposizione del gesso nella fotografia di *Figura 257* (Buca di Faggeto Tondo) con stratificazioni di gesso microcristallino che si allungano sul fondo della condotta (pendenza 25°) per decine di metri, con spessori che variano dai 50 cm ai 150 cm.

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Speleogenesi



Nella fotografia di *Figura 258* il deposito di gesso occupa il condotto quasi interamente, inglobando anche una colonna. C'è da domandarsi se il deposito di gesso abbia avvolto la colonna e quindi si sia originato successivamente ad essa, oppure, viceversa, uno stillicidio abbia forato il gesso e creato poi la colonna. Poiché è verosimile, come vedremo in seguito, un'azione delle acque solfuree avvenuta qualche centinaia di migliaia di anni fa, la seconda ipotesi è più probabile.

Nella *Figura 259*, sempre relativa alla Buca di Faggeto Tondo, alcuni depositi di gesso sono sospesi all'interno di nicchie.

Se s'incontrano macro cristalli di gesso (Selenite) (*Figura 260*) questi sono collocati in settori dove ci sono indizi consistenti che la loro formazione è avvenuta all'interno di un bacino d'acqua stagnante. In questo caso si è avuta una trasformazione da gesso microcristallino in Selenite sulla base della relazione (*Parte VIII, capitolo 04, paragrafo i, Relazione 129*):

$$k_s = A^* \cdot e^{-E_s/RT}$$
 192

Questa relazione definisce il meccanismo che condiziona la formazione preferenziale di cristalli di grandi dimensioni a scapito di quelli microcristallini,







essendo l'energia d'attivazione  $E_s$  dei primi maggiore di quella dei secondi.

**Nella Buca di Faggeto Tondo nel Monte Cucco,** in prossimità dei depositi gessosi più consistenti, è possibile trovare dei fori nella massa calcarea del diametro di alcuni centimetri, in genere posti sulle zone più basse delle pareti laterali delle condotte forzate e con il bordo superiore, in alcuni casi, coperto d'incrostazioni di gesso (*Figura 260 bis*). Questi fori, per quanto è stato possibile sondare, si approfondiscano almeno per qualche decina di metri e mostrano caratteristiche tali da permettere d'ipotizzarli come punti d'immissione di H<sub>2</sub>S, sia in soluzione che sotto forma gassosa; immissioni di acidificante che rendevano ancora più aggressivo il flusso ipogenico.

Parte X

La costatazione che la maggioranza dei depositi gessosi sono microcristallini indica la che di deposizione CaSO<sub>4</sub>.2H<sub>2</sub>O è avvenuta con un'elevata velocità di precipitazione e quindi con un alto grado di soprasaturazione.

Inoltre la soluzione madre non poteva essere immobile, altrimenti avremmo trovato preferenzialmente dei depositi con grossi cristalli (vedi *Relazione 192*).

Un altro fatto indicativo: nei processi di carsificazione il gesso si



forma solo quando la corrosione del calcare è operata dall'acido solforico. Ma questi, nelle condizioni del carsismo, può prodursi solo per l'ossidazione dell'acido solfidrico. Pertanto la deposizione del gesso può avvenire unicamente in condizioni vadose quando è presente l'ossigeno, o perlomeno in un regime idrico che veda alternarsi dei tratti freatici a tratti vadosi.

**b)** Le ipotesi sulla deposizione del gesso – Nelle grotte di Frasassi alcuni autori (*Galdenzi, 1990; Tazioli et al., 1990*) sostengono che le formazioni gessose lì presenti si siano originate per l'accumulo del solfato di calcio precipitato dalle pareti soprastanti la superficie piezometrica, con il meccanismo chimico mostrato nella *Figura 254*. Questa interpretazione è stata data perché si ritiene impossibile che il gesso presente nei sistemi sotterranei di Frasassi possa essersi originato con una precipitazione in fase liquida da una soluzione soprasatura di **CaSO**<sub>4</sub>.

Dato che i maggiori accumuli di gesso sono posti nelle gallerie "fossili" dei Rami Superiori (*Figura 253*) - ben più ampie del Ramo Solfureo dove ora si trova la superficie piezometrica della falda – è stata formulata l'ipotesi, plausibile, che questi condotti sovrapposti siano dovuti all'azione di paleo superfici piezometriche, le quali sono state poi sollevate dall'orogenesi sopra il livello attivo. Data l'entità del volume delle deposizioni di gesso, s'ipotizza inoltre che le portate del paleo torrente sulfureo siano state superiori a quella attuale.

Gli stessi Autori sostengono anche che alla deposizione del gesso all'interno del Sistema Grotta Grande del Vento - Grotta del Fiume abbia contribuito il raffreddamento del flusso carsogeno ad opera dalle acque del Fiume Sentino il quale, per qualche motivo non ben definito, sono penetrate all'interno del sistema sotterraneo, risalendo controcorrente il torrente sotterraneo.

Quest'ultima ipotesi è poco credibile, perché la risalita per centinaia di metri delle acque del Fiume Sentino all'interno del sistema sotterraneo dovrebbe prevedere periodi climatici con regimi idrici tali da sollevare la falda freatica di alcune decine di metri, e nessuna rilevazione termometrica degli ultimi decenni ha mai evidenziato una tale situazione nelle acque ipogee.

L'ipotesi dell'accumulo del gesso formatosi in fase gassosa sopra la superficie piezometrica è poco compatibile, quantitativamente, con i volumi delle stratificazioni gessose presenti nei vari livelli superiori del sistema sotterraneo, che possono superare i 1000 m<sup>3</sup>. A meno che non si supponga che questi livelli allungati sulle paleo superfici freatiche si siano carsificati con apporti di acidificanti ipogenici molto più consistenti degli attuali.

Ma a contrastare l'ipotesi dell'accumulo del gesso con i meccanismi indicati dagli Autori sopradetti stanno anche i rilevamenti effettuati in altre grotte di origine ipogenica, come ad esempio la Buca di Faggeto Tondo (Monte Cucco – Umbria – Italia). Infatti in questa cavità è stata registrata l'esistenza di deposizioni gessose microcristalline allungate per diverse decine di metri sul fondo di condotte forzate che hanno pendenze anche di 25° (si veda la *Figura 257*), senza che vi sia il minimo indizio di una situazione simile a quella riportata in *Figura 254*.

Speleogenesi

Ed è impossibile ipotizzarvi la sedimentazione del gesso per raffreddamento delle soluzioni solfuree in cavità che non hanno avuto mai alcuna possibilità di essere invase dall'acqua di un qualsiasi corso d'acqua esterno (la presenza di uno strato impermeabile soprastante lo impedisce).

Le condotte forzate della Buca di Faggeto Tondo sono ben rappresentate dalla fotografia di Figura 261, sia come forma che come dimensioni: "condotte forzate " con una pendenza media di 20° e sezioni trasversali pressoché circolari del diametro di 3-4 m, al fondo delle quali, compatto e senza soluzioni di discontinuità della roccia, non è presente alcuna forma di escavazione vadosa o "ringiovanimenti" dovuti alle spinte gravitative. Ne tantomeno è possibile osservarci delle vie lungo le quali sia possibile



ipotizzare una risalita del flusso endogeno (come indicati nelle Figure 253 e 254).

In alcuni casi, come già descritto, alla base delle pareti laterali sono presenti dei fori sul pavimento che con molta probabilità facevano affluire nella condotta principale acido solfidrico, gassoso o in soluzione, ma sono fatti circoscritti che nulla hanno a vedere con le risalite diffuse di acidificanti come nel caso della *Figura 253*.

Ma a rendere problematica la giustificazione dell'ipotesi che "la formazione delle stratificazioni di gesso nelle condotte di Faggeto Tondo sia avvenuta a seguito dell'accumulo del solfato di calcio prodotto in fase gassosa sulle pareti umide sopra un'ipotetica superficie piezometrica" è la presenza congiunta di morfologie freatiche (condotte forzate) e stratificazioni di gesso (Figura 257).

Infatti questa copresenza di un flusso liquido che occupa interamente le condotte e la contestuale deposizione del gesso è ingiustificabile di fronte al fatto che quest'ultima, come è stato detto in precedenza, può avvenire solo in condizioni vadose, quando è possibile che l'acido solfidrico entri in contatto con l'ossigeno necessario alla sua ossidazione in acido solforico, unica specie chimica madre del solfato di calcio.

Quest'azione contestuale di corrosione/sedimentazione potrebbe avvenire solo se le condotte venissero generate da un flusso ipogenico gassoso piuttosto che liquido. In tal caso si potrebbe supporre che detto flusso gassoso produca la corrosione delle discontinuità della roccia operando nello strato d'umidità che ricopre le pareti delle grotte e, data la presenza dell'acidificante acido solforico, faccia sedimentare il gesso sulle pareti. Questi con il tempo si accumula sul fondo della condotta, andando a costituire le stratificazioni che conosciamo (*Figure 255, 256, 257, 258 e 259*).

Ma, essendo questo il meccanismo per la solubilizzazione del calcare e la deposizione del gesso, dalla fase embrionale alla fase matura, vuol dire che l'evacuazione del calcare corroso è necessariamente avvenuta utilizzando il solo strato di umidità sulle pareti, il che è, ovviamente, del tutto insufficiente a giustificare il trasporto all'esterno del calcare solubilizzato.

La struttura della Buca di Faggeto Tondo presenta direttrici di carsificazione tipiche di un'azione carsogena legata a un flusso idrico a pressione non soggetto alla forza di gravità, con condotte forzate in successione che formano una rete di discontinuità della roccia conducente al punto di fuoriuscita. Se la formazione fosse avvenuta solo in fase gassosa l'andamento dei condotti carsificati, siccome l'acido solfidrico è più leggero dell'aria, avrebbe seguito percorsi antigravitativi, tendendo a uscire in alto piuttosto che in basso.

All'esterno, a iniziare proprio dai punti di fuoriuscita del sistema sotterraneo, sono state scavate delle incisioni di chiara origine fluviale, a dimostrazione che la grotta è stata interessata da uno scorrimento idrico (per un tempo limitato viste le ridotte dimensioni delle suddette incisioni).

#### Parte X

Tutto dunque concorre nel far ritenere valida l'ipotesi che la formazione delle condotte forzate di Faggeto Tondo e la sedimentazione del gesso al loro interno <u>non siano contestuali</u>. E a tal proposito possono essere formulate le seguenti ipotesi.

**Prima ipotesi** – Il flusso ipogenico freatico in risalita carico di  $H_2S$  (*Figura 235*) ha trovato modo di ossidarsi in acido solforico in un tratto vadoso del sistema (a contatto con l'atmosfera esterna) prima di entrare nel sistema freatico allungato sulla superficie piezometrica. Ma in questo caso, senza nuove ricariche vadose di acido solfidrico, è verosimile ritenere che l'eventuale soprasaturazione di gesso in soluzione, necessaria per produrne la precipitazione, avrebbe esaurito rapidamente la sua azione, creando precipitato solo per un breve tratto a valle. Il che è in contrasto con quanto si osserva nella realtà della Buca di Faggeto Tondo.

**Seconda ipotesi** - La formazione delle condotte forzate è avvenuta prima della deposizione del gesso, con un flusso sotto pressione, contenente gli acidificanti  $H_2S \in CO_2$  (non  $H_2SO_4$  vista l'assenza di ossigeno). Lo schema del sistema carsico è sempre quello di *Figura 235* relativo al tratto discendente lungo la superficie piezometrica. L'equazione di velocità della corrosione, in condizioni sempre aggressive, è la *Relazione 182* (precedente *capitolo 03, paragrafo b*).

Le cinetiche chimiche del caso sono rappresentate nella *Figura 226* (precedente *capitolo 02, paragrafo b*), ma con la contestuale immissione di  $CO_2$  e di  $H_2S$ , nelle proporzioni stabilite dall'azione ipogenica. Entrambi gli acidificanti vengono solubilizzati nel flusso idrico in una concentrazione compatibile con la Legge di Henry.

Ma possono anche gorgogliare sotto forma di bolle di gas in risalita se la produzione endogena crea delle pressioni parziali dei due gas così elevate da rendere impossibile la loro completa solubilizzazione. In questo caso il flusso gassoso inserito nel flusso idrico crea una riserva di acidificanti che vanno a reintegrare le quantità utilizzate per la corrosione. Spesso questa reintegrazione non esaurisce la riserva di gas  $H_2S$  e  $CO_2$  prima di aver raggiunto la risorgente, e i due gas sono rilevati nel punto di fuoriuscita della falda freatica, dove ancora permane lo stato di squilibrio rispetto alla Legge di Henry.

In sostanza il potenziale corrosivo dei due acidificanti si somma e produce delle velocità di dissoluzione del calcare molto elevate. E' questa una delle condizioni più efficaci per la formazione del carsismo. Ed è verosimile ritenere che i sistemi carsici a componente ipogenica come la Buca di Faggeto Tondo si siano formati in tempi molto più brevi rispetto a quelli necessari alla maturazione dei sistemi carsici epigenici.

<u>In seguito</u> si può pensare che la corrente idrica diminuisca di portata, facendo passare la condizione da freatica con deflusso sotto pressione a vadosa con scorrimento a pelo libero. In queste condizioni l'acido solfidrico si può ossidare in acido solforico, che a sua volta può generare i depositi di gesso.

Il passaggio dal regime freatico a quello vadoso può essere anche la conseguenza del progressivo allargamento (corrosione differenziata) di tratti del sistema ad apertura ridotta, eliminati i quali il deflusso viene facilitato e tratti a regime freatico possono passare a regime vadoso, come descritto nelle *Figure 178, 179 e 180* (*Parte IX, capitolo 02, paragrafo c*).

Ora, una volta raggiunta l'imprescindibile condizione vadosa, resta da definire se le stratificazioni di gesso si sono formate nella fase aerea dei canali, come descritto in *Figura 254*, oppure a seguito di una sovrasaturazione nel flusso di **CaSO**<sub>4</sub>, con conseguente precipitazione di gesso.

Il primo tipo di genesi è sicuramente possibile ma resta da comprendere come questa possa aver creato gli estesi e spessi depositi presenti nella Buca di Faggeto Tondo.

La seconda ipotesi non è da escludere, ma richiede un'alta concentrazione di  $H_2SO_4$  che può essere raggiunta, probabilmente, solo in caso di afflusso straordinario d'idrogeno solforato ( $H_2S$ ), magari coadiuvato da altri acidificanti come  $CO_2$  e HF. In questo caso (si veda la successiva Figura 262 con le relative considerazioni) la presenza massiccia d'idrogenioni  $H^+$  produce una dissoluzione così marcata di molecole di  $CaCO_3$ , e quindi un altrettanto marcata produzione di ioni  $Ca^{+2}$ , da rendere possibile la formazione di germi cristallini di gesso. Da questo discende poi la loro precipitazione a formare il solido che si stratifica sul fondo dei canali, specie dove la velocità media  $V_m$  del flusso è più bassa (vedi successivo paragrafo e).

I fori laterali dei condotti in precedenza descritti, con il loro ulteriore apporto di idrogeno solforato, potrebbe aver favorito l'accentuazione della concentrazione di acido solforico anche per lunghi tratti dei

condotti. Il che aiuterebbe a spiegare la massiccia e diffusa presenza di depositi gessosi lungo tutto il tratto ascendente della Buca di Faggeto Tondo (*Figure 257, 258, 259 e 261*).

A conferma di questa ipotesi sta tanto la morfologia e la delocalizzazione dei depositi gessosi quanto la loro forma microcristallina ("saccaroide"), che attesta un'intensa e veloce sedimentazione, propria di situazioni altamente soprasature.

E' probabile che quest'ultimo modo di intendere la formazione delle stratificazioni gessose sia il più compatibile, anche a sistemi carsici come quelli di Frasassi (nei paragrafi seguenti la descrizione dettagliata dei fenomeni relativi).

In ultimo una considerazione di grande rilievo sui tempi di formazione di sistemi carsici come la Buca di Faggeto Tondo, la Grotta di Monte Cucco e i sistemi sotterranei delle Gole di Frasassi. Molte loro morfologie e diverse considerazioni teoriche fanno pensare a fasi carsogene ipogeniche freatiche in assenza di acido solforico e, quindi, di sedimentazione del gesso, durante le quali si è formato il grosso del sistema sotterraneo. All'interno di queste fasi si sono verificati impulsi straordinari di pressioni endogene e di concentrazione di acidificanti durante i quali il flusso, essendo vadoso, ha raggiunto tali concentrazioni di ioni  $Ca^{+2} e SO_4^{-2}$  da rendere la soluzione straordinariamente soprassatura e da produrre la precipitazione dei germi cristallini.

Riteniamo che gli ammassi di gesso che si trovano nei vari livelli di Frasassi e della Grotta di Monte Cucco, nonché le stratificazioni presenti all'interno dei condotti della Buca di Faggeto Tondo, siano in gran parte dovuti a quanto è accaduto in queste fasi di breve durata, ma d'intensa attività corrosiva. Su questa ipotesi si basano le considerazioni contenute nei paragrafi che seguono.

c) Le cinetiche che correlano la corrosione del calcare con la precipitazione del gesso per mezzo dell'acidificante  $H_2SO_4$  – Per precisare e definire quanto detto nel precedente paragrafo, iniziamo facendo riferimento alla *Parte III* sulla dinamicità dell'equilibrio chimico e alla *Parte VII* sulla chimica della corrosione del calcare. Variando alcuni elementi particolari, per rispetto delle peculiarità dei fenomeni che stiamo qui trattando, possiamo descrivere nel dettaglio le cinetiche chimiche che portano alla corrosione del calcare con  $H_2SO_4$  e la contemporanea deposizione del **CaSO**<sub>4</sub>. Nella *Figura 262* c'è la rappresentazione sinottica dei meccanismi chimici che definiscono questi processi.



*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

### 318

#### Parte X

La corrosione del calcare prodotta dall'acido solforico è di gran lunga la più rapida e incisiva fra tutte quelle che un acidificante può operare (vedi elenco nella *Parte X, capitoli 01, paragrafo b*), in quanto l'acido solforico, una volta disciolto in soluzione, agisce con tre azioni contemporanee, con effetti corrosivi che si sommano (i primi due molto forti, il terzo più blando).

*Il primo effetto*: la grande forza acidificante di  $H_2SO_4$  ( $k_a = 2, 4 \cdot 10^6$ , di 10 ordini di grandezza maggiore rispetto all'acido fluoridrico HF e di ben 13 rispetto all'acido solfidrico  $H_2S$ ), che in acqua si dissocia completamente, produce una quantità eccezionale di protoni  $H^+$ , i quali s'uniscono facilmente con lo ione  $CO_3^{-2}$  (si forma il solubile  $HCO_3^{-1}$ ).

Quest'azione sottrae ioni  $CO_3^{-2}$  e modifica l'equilibrio chimico rappresentato nella *Figura 262*, facendo aumentare la velocità di dissoluzione del calcare e incrementando la concentrazione degli ioni  $Ca^{+2}$ .

*Il secondo effetto*: l'eccezionale alta concentrazione di  $Ca^{+2}$  unitamente all'affinità (moderata) di questo ione con  $SO_4^{-2}$  fa si che si sintetizzi il gesso ( $CaSO_4 \cdot H_2O$ ) sotto forma di germi cristallini che, raggiunta la dimensione sovracritica  $G_{pw}^*$ , precipitano e si sedimentano. La sottrazione di ioni  $Ca^{+2}$  dall'equilibrio di *Figura 262* incrementa ulteriormente la velocità di corrosione del calcare e quindi la sua dissoluzione.

*Il terzo effetto*: la presenza d'acido solforico nel flusso carsico, attraverso la sottrazione dello ione  $Ca^{+2}$ , inibisce la deposizione della calcite (sia nel reinserimento nel reticolo cristallino sia nella formazione di germi cristallini). Anche in questo caso l'effetto è di un ulteriore aggiuntiva capacità solubilizzante del  $CaCO_3$ .

Quando opera la corrosione con l'acido solforico, i depositi cristallini che si formano hanno un alto contenuto di gesso e una presenza di minime quantità di calcite (che pur sempre c'è, visto che l'equilibrio chimico non permette la scomparsa totale di una specie chimica che ne faccia parte).

La corrosione dell'acido solforico è dunque di gran lunga la più veloce fra quelle possibili nell'ambiente carsico, tanto che con questo acidificante si può raggiungere la fase vadosa matura (*"breakthrough time"*, *Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*) anche in pochi millenni (se non addirittura centinaia di anni).

Si ricorda infine che anche l'anidride carbonica, sia endogena che esogena, contribuisce alla corrosione del calcare. Ma è altrettanto vero che la forza di acidificanti come l'acido solforico è talmente elevata da rendere trascurabili i contributi corrosivi di acidi deboli come l'**H**<sub>2</sub>**CO**<sub>3</sub>.

Non bisogna però dimenticare in alcun modo che l'acido solforico è presente nei sistemi carsici solo a seguito dell'ossidazione dell'acido solfidrico, catalizzata dai solfobatteri ossidanti.

d) La sedimentazione del gesso: le condizioni e i limiti entro i quali può avvenire – Con l'agente acidificante  $H_2SO_4$  la corrosione del calcare è collegata con la possibile deposizione del gesso ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ). Pertanto è molto utile conoscere i meccanismi che guidano la sua eventuale precipitazione: questo porta a conoscere i chimismi che producono l'incremento della dissoluzione del  $CaCO_3$ , rispetto a quella prodotta comunque dagli acidificanti.

Il prodotto di solubilità del gesso (a 10°C) è:

$$k_{ps} = [Ca^{+2}][SO_4^{-2}] = 7,1 \cdot 10^{-5}$$
 193

La precipitazione del gesso si ha quando il prodotto delle due concentrazioni  $[Ca^{+2}][SO_4^{-2}]$  supera il valore indicato nella *Relazione 193*. Se, in presenza di acido solforico, non si raggiungono concentrazioni tali da far precipitare il gesso, la corrosione del calcare procede con l'azione dei soli acidificanti (che è sempre molto intensa). Se si supera il  $k_{ps} = 7, 1 \cdot 10^{-5}$ , per ogni molecola di gesso precipitata si ha una molecole aggiuntiva di **CaCO**<sub>3</sub> solubilizzata.

Che la deposizione di gesso possa avvenire nel Ramo Solfureo della Grotta del Fiume a Frasassi (*Figura 253*) è dimostrato dai depositi di gesso sulle parete soprastanti la falda freatica (*Figura 254*). Ma, non v'è ragione, perché questo non possa accadere anche all'interno della soluzione del flusso, magari in corrispondenza di fasi, anche di breve durata, in cui l'azione dell'acidificante ipogenico (H<sub>2</sub>S) è stata particolarmente intensa, addirittura parossistica (vedi paragrafo successivo).

194

e) La sedimentazione differenziata del gesso: l'influenza determinante della velocità media del flusso – Nell'ipotesi che le condizioni imposte dall'acidificante endogeno siano tali da produrre la precipitazione del gesso, la realtà interpretativa di questo fenomeno sta, ancora una volta, nell'interazione fra meccanismi chimici e l'idrodinamica del flusso, a sua volta condizionata dalla geometria variabile dei condotti.

Ancora una volta è un'azione differenziata da luogo a luogo che si basa sia sulla dinamicità dell'equilibrio chimico (*Parte III, capitolo 01, paragrafi a e b*) sia sui condizionamenti che i filetti fluidi impongono alle particelle di gesso in sospensione. Nel caso della deposizione in questione sono protagonisti i germi cristallini sovracritici rappresentati nella *Figura 262* (molte analogie con il fenomeno della sedimentazione delle particelle insolubili in sospensione in un corso d'acqua superficiale) (*Parte IX, capitolo 02, paragrafo g*).

Per guidare questa sedimentazione (si notino le analogie con i fattori che determinano la corrosione differenziata) entrano in gioco variabili come la grandezza delle sezione dei canali e dei condotti, i loro cambiamenti di direzione, le variazioni di turbolenza, la diffusione da flusso, la germinazione eterogenea e la presenza di vie di drenaggio secondarie accanto a quelle principali (non l'Effetto Venturi che può manifestarsi solo in condizioni strettamente freatiche).

I parametri che più contraddistinguono queste variabili sono (*Parte VIII, capitolo 02, paragrafo a, Figura 142*) (*Parte VIII, capitolo03, paragrafi g, i, l, m, Figure 148, 149, 150 e 151*):

- 1. la velocità media  $V_m$  del flusso ;
- 2. l'energia interna  $\Delta E_i$  prodotta (agitazione termica/temperatura) proveniente dalla dissipazione dell'energia che il flusso possiede a seguito della differenza di pressione (o di carico idraulico) fra ingresso e uscita del sistema carsico (se epigenico, si tratta di energia potenziale, se ipogenico si tratta di energia proveniente da fenomeni endogeni profondi, di difficile valutazione quantitativa).

Il primo parametro agisce sui germi cristallini di gesso prodottisi in condizioni di soluzione soprasatura, che sono dei corpuscoli con dimensioni tali da subire l'azione dei moti convettivi del flusso e della forza gravità. Il secondo agisce sulle costanti di velocità delle cinetiche chimiche proprie della corrosione del calcare.

Quest'insieme di fatti termodinamici e chimici determinano che nel tratto del sistema carsico che segue la superficie piezometrica (*Figura 253*) si possano avere settori dove è favorita la formazione di germi cristallini sovracritici di gesso nel corpo della soluzione (quindi in condizioni di soprassaturazione) ed altri settori dove questa soprassaturazione e quest'eccesso di germi cristallini produce una sedimentazione del gesso stesso.

Esaminando la situazione da un altro punto di vista: c'è corrosione del calcare e formazione di germi cristallini di gesso nei settori del flusso a maggior contenuto energetico; c'è sedimentazione in quelli a minor contenuto energetico. In genere, rispetto al senso di scorrimento del flusso, questi ultimi settori sono posti a valle dei primi.

Con considerazioni ancora più sintetiche, si ha sedimentazione quando un flusso con velocità media elevata, dopo aver corroso e prodotti germi cristallini, trova una situazione nelle geometrie dei condotti e dei canali di drenaggio che, pur mantenendo la stessa portata, portano la velocità  $V_m$  a valori più bassi (in una strozzatura, all'interno di una curva, lungo una via di drenaggio secondaria per la ristrettezza della sezione trasversale, ecc.).

In questo caso di vie di drenaggio vadoso/freatico (canali/condotti), rimanendo costante la portata Q, l'equazione più propria per definire le variazioni della velocità media  $V_m$  del flusso in funzione della misura e della forma della sezione trasversale  $\Re$  è (*Parte II, capitolo 06, paragrafo* **b**, *Relazione 24d*):

$$Q = V_m \cdot 4\pi \Re^2$$

dove:  $\Re = \sigma/C = raggio \ medio \ o \ idraulico$ 

Dalla Relazione 194 risulta che, rimanendo costante la portata, la velocità del flusso diminuisce o aumenta in modo inversamente proporzionale rispetto all'aumento o alla diminuzione del raggio medio. In pratica se la sezione aumenta la velocità del flusso diminuisce e viceversa.

#### Parte X

**Occorre ricordare infine che** i sistemi carsici epi-ipogenici, dove lungo la superficie piezometrica della falda si ha la sedimentazione del gesso, devono necessariamente prevedere delle condizioni vadose (per permettere l'ossidazione dell'acido solfidrico in acido solforico, senza il quale non è possibile formare il gesso), senza però escludere la copresenza di tratti freatici.

Ma questo non crea problemi interpretativi perché le relazioni idrauliche di base applicabili in regime freatico possono essere trasposte anche in regime vadoso con l'utilizzo del raggio medio (o idraulico)  $\Re$ , che unitamente al coefficiente numerico  $\alpha$  può rappresentare qualsiasi forma della sezione trasversale dei condotti e dei canali.

f) Un esempio di deposizione differenziata: l'effetto "allargamento delle sezioni trasversali" nel Ramo Solfureo della Grotta del Fiume a Frasassi – Nella *Figura 263* è riportato, in sezione longitudinale schematizzata, un tratto del sistema carsico in questione. E' un settore che discende lungo la superficie piezometrica della falda, confine superiore per il settore ipogenico, confine inferiore per quell'epigenico.

Vi è rappresentato un settore del ramo che presenta una sezione trasversale variabile (nella parte superiore ne sono riportate otto, da  $\Re_1$  a  $\Re_8$ ). Prevale una situazione vadosa ma è presente anche un tratto freatico. Il chimismo che caratterizza la soluzione in movimento è quello di *Figura 262*, con l'acido solfidrico che risale dalle Anidriti di Burano per poi ossidarsi, una volta raggiunta la superficie piezometrica, in acido solforico (catalizzatori i solfobatteri).



Il sistema contiene un flusso di portata Q costante (attualmente 5 l/s, ma al momento della deposizione del gesso poteva essere molto più elevata) e ha una cadente piezometrica J con valore molto basso (0,014) ed è verosimile ritenere che anche negli stadi evolutivi passati sia stata pressoché uguale.

Si ricorda che stiamo esaminando il fenomeno della deposizione del gesso, e non ci domandiamo come il sistema carsico ha assunto la forma disegnata (a questo si può rispondere con le considerazioni esposte nei precedenti capitoli e paragrafi).

La sezione con raggio medio  $\mathscr{R}_1$  non contiene gesso depositato (giallo) in quanto le condizioni sono epigeniche e il flusso idrico non contiene  $H_2S$  (agisce solo la corrosione del calcare con anidride carbonica esogena). Ma immediatamente dopo (sezione con raggio medio  $\mathscr{R}_2$ ) c'è un'immissione ipogenica con acido solforico che agisce secondo lo schema di *Figura 262*, corrodendo il calcare e producendo un precipitato di germi cristallini di gesso. La soluzione è soprasatura e sul fondo del condotto inizia a depositarsi il solfato di calcio (microcristallino), moderatamente perché i moti convettivi sono veloci.

Più a valle la sezione trasversale con raggio medio  $\Re_3$  aumenta la sua estensione e, rimanendo inalterata la portata del flusso, diminuisce la sua velocità media  $V_m$  (*Relazione 194*). Ciò favorisce la deposizione rispetto al trasporto. L'ambiente relativo alla sezione con raggio medio  $\Re_3$  funziona da "trappola" per i germi cristallini e si verifica un consistente accumulo di gesso.

Proseguendo verso valle, la sedimentazione del gesso diminuisce perché l'estensione della sezione trasversale con raggio idraulico  $\Re_4$  si riduce, facendo di nuovo aumentare la  $V_m$ , il che facilita il trasporto rispetto alla sedimentazione. Ma l'accumulo di gesso diminuisce anche perché l'azione dell'acidificante va esaurendosi.

Immediatamente dopo un altro apporto ipogenico dà nuovo potere corrosivo al flusso. Nell'ambiente concernente la sezione con raggio idraulico  $\Re_5$ , molto più estesa della precedente, sempre sulla base della *Relazione 194*, la velocità del flusso diminuisce e ritornano le condizioni favorevoli alla precipitazione del gesso.

Ancora più a valle entriamo in condizioni freatiche (sezione con raggio medio  $\mathcal{R}_6$ ) dove la velocità di flusso è elevata e non favorisce la deposizione dei germi cristallini, anche se un nuovo apporto ipogenico fa aumentare la concentrazione di  $H_2S$ . In questa situazione, nella condotta a pressione, di gesso se ne può depositare solo un leggero strato, eventualmente residuo della precedente ossidazione di  $H_2S$  in acido solforico nella sezione con raggio medio  $\mathcal{R}_4$ . Occorre che l'apporto del nuovo flusso ipogenico esca dalla condotta forzata per entrare nella zona vadosa con sezione di raggio medio  $\mathcal{R}_7$ , dove può avvenire l'ossidazione dell'acido solfidrico, per rigenerare le condizioni di soprasaturazione favorevoli alla precipitazione del gesso.

Con il raggiungimento del condotto a maggior sezione (raggio medio  $\Re_8$ ) diminuisce la velocità di scorrimento e la precipitazione può di nuovo avvenire.

Il tratto di sistema carsico qui sopra descritto è una delle possibili combinazioni di fattori carsogeni e morfologie; una combinazione fra le tante che il variegato mondo dei fenomeni carsici può presentare. Il Ramo Solfureo di Frasassi rappresenta ciò che è più indicativo per l'indagine speleogenetica, potendovi verificare la carsificazione a componente ipogenica mentre si attua. La ricostruzione di *Figura 263* è un esempio di come le elaborazioni teoriche possano trovare una conferma "sperimentale" nell'analisi morfologica (*Parte I, capitolo 03*).

**Resta fermo** comunque il fatto - al di sopra delle particolarità (dal valore non sostanziale) presenti nella realtà multiforme del carsismo reale - che i principi di base della speleogenesi sono tutti confermati in quanto:

- 1. lo sviluppo all'interno della falda avviene in condizioni freatiche, con soluzioni sempre aggressive, dove per la corrosione del calcare vale *l'Equazione di velocità 191*;
- 2. il confinamento inferiore e superiore della superficie piezometrica è pienamente rispettato (anzi è addirittura accentuato dal fatto che l'ossidazione dell'idrogeno solforato ( $H_2S$ ) avviene solo in prossimità della superficie piezometrica);
- 3. la carsificazione si sviluppa lungo la superficie piezometrica in base del chimismo descritto in *Figura 262*.

**g)** Un esempio di deposizione differenziata: l'effetto "diffluenza" nel Ramo Solfureo della Grotta del Fiume a Frasassi – Le condizioni idrauliche di questo settore dei sistemi sotterranei delle Gole di Frasassi, che si sviluppa lungo la superficie piezometrica, sono sia freatiche che vadose. In esso, a volte sono presenti più condotti drenanti, frutto di diffluenze e, quindi, di successive confluenze. Una possibile configurazione di vie di drenaggio diversificate è quella rappresentata in pianta nella *Figura 264*.

S'ipotizza che all'inizio della diffluenza la condizione del flusso sia aggressiva a causa dell'  $H_2SO_4$  e quindi tale da produrre una germinazione cristallina di gesso, la quale, come già descritto nel precedente *paragrafo* **d**, precipita con una velocità che è in funzione inversa rispetto alla velocità media del flusso.

Di fronte a una diffluenza la velocità media  $V_m$  si differenzia nei due rami secondo le loro caratteristiche geometriche, in particolar modo del raggio idraulico  $\Re$  e della lunghezza L delle due vie di drenaggio. Per il suo calcolo la relazione è (*Parte II, capitolo 06, paragrafo d, Relazione 25b*):

$$V_m = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{\Re^2}{\mu L} \,\Delta p$$

195

322

ed è valida per condotti freatici e canali vadosi con sezione trasversale di qualsiasi forma (è sufficiente inserire il corretto valore di  $\alpha$ ).

L'Equazione 195 stabilisce che, a parità di differenza di pressione  $\Delta p$  fra l'inizio e la fine della diffluenza, la velocità  $V_m$  del flusso aumenti con l'aumentare del quadrato dell'altezza e diminuisca in dipendenza della lunghezza L.

Nello schema di Figura 264 si ha:

$$\mathcal{R}_1 \gg \mathcal{R}_2$$

$$L_1 < L_2$$

e pertanto:

$$V_{m_2} \ll V_{m_1}$$

Parte X



Ne segue che la deposizione dei germi cristallini è favorita nel ramo **2**, dove lo spazio libero per lo scorrimento si riduce con il progredire della sedimentazione. Questo fa rallentare la velocità del flusso e il condotto potrebbe anche ostruirsi.

Anche nella sezione con raggio idraulico  $\Re_1$  velocità  $V_{m_1}$  più elevata e quindi meno propensa a far depositare il gesso. Ciò avviene perché l'azione corrosiva dell'acido solforico è tanto intensa da creare quantità di germi cristallini sufficienti a garantire una deposizione anche in condizioni non favorevoli.

Lo schema di *Figura 264* è uno dei tanti possibili a rappresentare quanto accade nelle diffluenze. Ma anche con le tante altre possibili configurazioni la sostanza non cambia e a guidare la deposizione sarà sempre e comunque la *Relazione 195*. La fotografia della *Figura 258* può essere rappresentativa delle deposizione del gesso nel canale 2.

h) Un esempio deposizione di differenziata: l'effetto "curva" nel Ramo Solfureo della Grotta del Fiume a Frasassi Nell'ambito della casistica della deposizione differenziata del gesso, viste le risultanze dell'analisi morfologica nelle Grotte di Frasassi (e di Monte Cucco), un ruolo di non poca importanza riveste la deposizione nei settori dove i canali drenanti variano la loro direzione, con curve a vario raggio (Figura 259).

Anche nella sezione con raggio idraulico  $\mathscr{R}_1$  la precipitazione è molto consistente. E questo accade con una



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Questa deposizione differenziata che tende a ricoprire le pareti del sistema carsico in corrispondenza di cambi di direzione è la conseguenza del fatto che nelle curve la velocità del flusso è più alta sulla parete concava della curva e minore su quella convessa (*Figura 265a*).

Anche in questo caso la minor energia cinetica dei filetti del flusso a ridosso della parete convessa favorisce la precipitazione dei germi cristallini, mentre sulla parete concava è favorita la corrosione del calcare (anche per una successiva spinta aggressiva dovuta ad una maggiore produzione di energia interna).

La conseguenza è che il precipitato di gesso si deposita all'interno della curva, mentre all'esterno la parete viene corrosa e arretra (rispetto alla posizione iniziale indicata dalla linea tratteggiata) (*Figura 265b*).

In sintesi, la deposizione differenziata del gesso nel Ramo Solfureo della Grotta del Fiume a Frasassi è definibile dai seguenti fatti:

- si deposita gesso sulle pareti soprastanti la falda freatica, utilizzando il velo d'umidità che le ricopre; questi può cadere e accumularsi sul fondo; l'osservazione dello stato attuale della carsificazione lo conferma in modo certo;
- in corrispondenza di fasi caratterizzate da eccezionalmente intense emissioni di acidificanti endogeni, di breve durata, il flusso carsico può divenire soprasaturo e il gesso precipita nel corpo della soluzione sotto forma di germi cristallini sovracritici e quindi soggetti sia alla gravità che al moto dei filetti fluidi del flusso;
- 3. la precipitazione del solfato di calcio nel corpo della soluzione non avviene in modo omogeneo ma in funzione della velocità media che, rimanendo costante la portata, varia con il raggio medio  $\mathscr{R}$  dei condotti e dei canali; più grande è il raggio medio, minore è  $V_m$  e maggiore la deposizione; minore è il raggio medio più alta la velocità media e meno consistente la deposizione del gesso;
- 4. nel caso di diffluenze la velocità del flusso è regolata dal quadrato del raggio medio (direttamente proporzionale) e dalla lunghezza del condotto (inversamente proporzionale);
- 5. nel caso di curve ci si basa sul principio che il filetto più veloce è quello che, nello stesso tempo, fa il percorso più lungo (*Figura 265*).

Può anche verificarsi una situazione ibrida in cui il flusso scorre in un a curva, come rappresentato nella *Figura 265*, ma al tempo stesso percorre un tratto del sistema dove viene favorita la deposizione (tipo settore con  $\mathscr{R}_8$  della *Figura 263*). In tali condizioni la sedimentazione  $CaSO_4 \cdot H_2O$  avviene preferenzialmente su un lato del condotto piuttosto che sull'altro, con un accumulo asimmetrico rispetto all'asse del canale.

Sulla falsariga di quanto affermato nel precedente capoverso, è possibile ipotizzare varie altre situazioni in cui convergono più fattore a definire la sedimentazione.

i) La deposizione del gesso: gli accumuli nei vari livelli superiori della Grotta Grande del Vento a Frasassi – Il Sistema Sotterraneo Grotta del Fiume - Grotta Grande del Vento (*Figura 253*) è chiaramente impostata su almeno tre livelli di carsificazione - uno soprastante l'altro - collegati da condotti a morfologia freatica verticali o molto inclinati. La situazione, nella sostanza, è quella descritta nel precedente *capitolo 03, paragrafo* **b** *e* **c**, *Figure 235 e 239*, relativa alla Sorgente di Saturnia.

L'entità degli accumuli di gesso e le dimensioni delle gallerie nei livelli superiori all'attuale Ramo Solfureo fa ritenere verosimile che questi livelli si siano formati con gli stessi meccanismi chimici in atto nell'attuale via di drenaggio, ma con portate di flusso superiori e maggiori apporti di acidificanti. Contributi che hanno anche raggiunto livelli di concentrazioni tali da far precipitare i germi cristallini di solfato di calcio formatisi all'interno del flusso (fenomeno che si è potuto attuare nei tre modi descritti nei precedenti *paragrafi f, g e h*). Come più volte sottolineato, non pochi elementi tratti dall'analisi morfologica delle vie di drenaggio, fanno pensare che queste fasi acute di acidificazione con  $H_2SO_4$  siano state molto intense ma anche di breve durata.

Nei periodi con flusso sottosaturo rispetto al gesso, la corrosione del calcare è proseguita con l'azione dei soli acidificanti. Ma in queste condizioni di non saturazione è possibile che il flusso stesso abbia solubilizzato il gesso depositato (favorito dall'elevata solubilità di  $CaSO_4 \cdot H_2O$  in acqua), evacuandolo al di fuori del sistema carsico.
**I)** La deposizione del gesso: il ruolo della turbolenza – Nel suo scorrimento, secondo la geometria del condotto incontrata, il moto del flusso può essere laminare o, in vario grado, turbolento (più la velocità del flusso aumenta più è probabile l'avvento del moto turbolento). E se ciò accade l'energia dissipata in energia interna del sistema aumenta di 48 volte (*Parte II, capitolo 02, paragrafo m*).

Questo drastico incremento d'energia interna favorisce la formazione di germi cristallini di gesso nel corpo del flusso e quindi la soprasaturazione della soluzione. Il precipitato che ne deriva va invece a depositarsi nei settori con acque più calme, come descritto nel precedente *paragrafo i*.

# 06. L'acidificante H<sub>2</sub>S (e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) d'origine endogena: l'orogenesi e l'evoluzione nello spazio e nel tempo del sistema epi-ipogenico delle Grotte di Frasassi

a) Richiami e premesse – Nei paragrafi precedenti è stato accennato al fatto che i piani superiori di questo sistema siano frutto della carsificazione attuata dagli agenti acidificanti endogeni (e esogeni) lungo paleolivelli della falda divenuti "fossili" man mano che l'area di Frasassi subiva il sollevamento che tutto l'Appennino umbro- marchigiano ha registrato negli ultimi milioni di anni, in particolare nell'ultimo (Quaternario).

Descrivendo nei particolari questo sollevamento, occorre ricordare che il Fiume Sentino che attraversa la Gola di Frasassi è un "antecedenza" rispetto al sollevamento; il che significa che il corso d'acqua preesisteva ai rilievi che poi avrebbero ospitato i sistemi carsici (*Figura 253*).

Man mano che l'orogenesi locale procedeva - non sempre con velocità costante (ci sono state fasi in cui il sollevamento procedeva veloce, ma anche dei periodi di stasi) - il Sentino incideva (corrosione ed erosione) i rilievi in formazione, trovando facili vie di penetrazione (superficiali e ipogee) lungo le faglie presenti.

Con questa evoluzione l'alveo del Sentino ha fatto da punto di riferimento esterno per l'impostazione dei livelli piezometrici, mentre l'altro punto di riferimento, all'interno della massa calcarea, l'ha determinato la pressione endogena del flusso solfureo in risalita che ha stabilito la quota più elevata raggiunta dalla superficie piezometrica (nella *Figura 235*, il carico idraulico **h**).

Quota che potrebbe aver avuto dell'oscillazioni in funzione del variare delle pressioni endogene. Ed è anche possibile ipotizzare dei periodi in cui la pressione del fluido in ascesa non sia stata sufficiente a farlo risalire fino alla quota del paleo Sentino, con cadenti piezometriche nulle che non hanno permesso il defluire lungo la superficie piezometrica. Quindi all'interno della massa calcarea c'era una fase liquida statica, contenente agenti acidificanti, ma incapace di carsificare perché immobile e senza possibilità di evacuare il calcare solubilizzato.

La carsificazione è invece è avvenuta quando la pressione ipogenica è stata tale da spingere all'esterno il flusso endogeno ( $p_T$  ha superato  $p_H$ ).

L'equazione che definisce la situazione è la più volte utilizzata relazione derivata dalla Legge di Poiseuille e adattata ai fenomeni ipogenici (*Parte V, capitolo 07, paragrafo c, Relazione 59*):

$$\begin{cases} p_T - p_H = \Delta p > 0\\ Q_T = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathcal{H}^4}{\mu L} \Delta p \end{cases}$$

196

Se si tiene conto anche dell'eventuale apporto idrico epigenico, il valore di  $\Delta p$  aumenta e così pure il carico idraulico h e, di conseguenza, la portata Q del corso d'acqua solfureo (e quindi, a catena, la corrosione del calcare e l'evacuazione del soluto).

La portata Q e di conseguenza la velocità e l'entità della carsificazione è definita dalla *Relazione 196*, valida sia per la zona interna alla falda freatica sia per il tratto freatico/vadoso lungo la superficie piezometrica. Come più volte sottolineato Q è direttamente proporzionale alla differenza di pressione  $\Delta p$  e alla quarta potenza del raggio medio  $\mathcal{R}$ , mentre è inversamente proporzionale alla lunghezza della via di drenaggio. Relazioni queste che permettono d'interpretare compiutamente la strutturazione delle vie di drenaggio del sistema carsico di Frasassi.

Dal punto di vista delle cinetiche chimiche, l'equazione di velocità che definisce l'entità della corrosione del calcare è la *Relazione 154 (Parte IX, capitolo 03, paragrafo b*), che si riferisce ad un flusso sempre aggressivo, come appunto accade nel caso di agenti acidificanti endogeni.

**b)** Le fasi della speleogenesi - La ricostruzione delle fasi della carsificazione che hanno portato all'attuale stato il Sistema Sotterraneo di Frasassi sono esposte nella *Figura 266* (da integrare con la *Figura 253*).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte X

Da una combinazione di eventi legati all'orogenesi e alla corrosione/erosione del Fiume Sentino sulle rocce calcaree del rilievi di Frasassi si è determinata una congiuntura – una fra le tante possibili – che ha creato le condizioni per confinare le infiltrazioni meteoriche in una falda freatica all'interno della massa calcarea e metterla a contatto con le Anidriti del Trias (precedente *capitolo 04, paragrafo a, Figura 247*).

Ad iniziare da questa situazione, sintetizzata nella Figura 266a, si è sviluppato il sistema carsico di Frasassi. Gli acidificanti endogeni (non solo  $H_2S$  ma anche  $CO_2$ ) hanno iniziato a risalire verso la superficie piezometrica, la cui quota inferiore era stabilita dal livello del paleo Sentino. Quest'ascesa in flusso continuo degli acidificanti endogeni - in soluzione o allo stato gassoso, seguendo le discontinuità della roccia (faglie, diaclasi, interstrati e livelli porosi) - ha determinato l'ossatura embrionale del sistema carsico, sia nel corpo della falda che lungo la sua superficie piezometrica (confinante superiore per l'azioni ipogeniche, confinante inferiore per le infiltrazioni meteoriche epigeniche).

In questa fase la risalita del flusso, sempre aggressivo, si è concentrata in un settore della massa calcarea ad alta perturbazione tettonica (verosimilmente una serie di faglie verticali, fra loro ortogonali e parallele), andando a costituire i presupposti per la formazione di quel grande vuoto che è l'Abisso Ancona.

E' probabile che le pressioni interne fossero rilevanti, superiori a quelle attuali. Stessa cosa, di conseguenza, può dirsi della portata (ma attenzione: un identico effetto può prodursi se la carsificazione agisce per più tempo lungo le stesse vie di drenaggio).

E' ipotizzabile che alla spinta prodotta dalla dilatazione delle Anidriti di Burano si sia sommata la pressione esercitata da una marginale attività vulcanica, che, oltre alla pressione, ha fatto aumentare anche il potere aggressivo degli acidificanti e quindi la velocità di carsificazione.

Il sistema, tanto nel corpo della falda quanto lungo la sua superficie piezometrica, era in condizioni freatiche. Pertanto l'ossidazione dell'idrogeno solforato ad acido solforico e la conseguente deposizione di gesso non avvennero.

Il punto di fuoriuscita del flusso, quasi esclusivamente d'origine endogena, era accanto all'alveo del Fiume Sentino (una situazione molto simile a quella attuale).

*A seguito del sollevamento dei rilievi calcarei della Gola di Frasassi*, rimanendo inalterata la quota di dislocazione della superficie piezometrica della falda (sempre collegata all'alveo del Sentino), il livello di carsificazione della *Fase 266a (paleo superficie piezometrica a*) è divenuto "fossile (*Figura 266b*), come pure i condotti di fuoriuscita del flusso embrionale (attuale Ingresso Alto della Grotta Grande del Vento).

Per contro, anche con il favore di una stasi del sollevamento, ha iniziato a crearsi un nuovo sistema carsico lungo la nuova superficie piezometrica, dove si sono alternate condizioni freatiche a condizioni vadose, anche con precipitazioni di gesso, del quale, lungo questo livello superiore, s'incontrano grandi accumuli. La portata del flusso e il suo contenuto aggressivo sono variate nel tempo, determinando una corrosione tanto sotto pressione che vadosa (si ricordi quanto detto nel capitolo precedente a proposito della precipitazione del solfato di calcio). La portata, in media, era superiore a quella attuale.

Nel settore "Abisso Ancona" le discontinuità della roccia sono state allargate fino a essere separate da diaframmi calcarei di ridotto spessore; e poi sono entrate in condizione vadosa. Anche in questa fase la fuoriuscita del flusso era sull'alveo del Fiume Sentino, ma la relativa risorgente è attualmente ostruita.

**Dopo un ulteriore step dell'orogenesi (Figura 266c)**, anche il livello di carsificazione della *Fase 266b* (paleo superficie piezometrica **b**) si è innalzato e fossilizzato, mantenendo in parte le morfologie originarie (condotte forzate e canali vadosi) e le grandi stratificazioni di gesso originatesi in corrispondenza a impulsi straordinari di acidificanti, che hanno generato nel flusso vadoso condizioni di soprasaturazione di  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ . Anche in questa fase la portata del flusso ha raggiunto valori ben superiori a quello attuale del Ramo Solfureo (le dimensioni dei condotti e dei canali lo attestano).

Nel settore "Abisso Ancona", con il tempo e la corrosione epigenica, sono crollati gradualmente i diaframmi di roccia, permettendo la costituzione di un unico sorprendente vuoto con al fondo grandi cumuli clastici. Anche in questo caso la risorgente del sistema era posta alla quota del livello del Sentino. *Un ultimo "gradino" dell'evoluzione del sistema carsico Grotta Grande del Vento – Grotta del Fiume* è disegnato in sintesi nella *Figura 266d* e, di fatto, rappresentata la situazione attuale come descritta nel precedente *capitolo 04, paragrafo c, Figura 253*.

Il sistema carsico è attivo lungo la nuova superficie piezometrica (Ramo Solfureo) e si sta formando in condizioni prevalentemente vadose. Accumuli di gesso di piccole dimensioni sono presenti sopra la superficie piezometrica. Il flusso contiene acidificanti, ma probabilmente non in concentrazione tale da far precipitare il gesso nel corpo del flusso. L'Abisso Ancona è ora un unico vuoto. La risorgente è ben individuabile a ridosso del Sentino ed emette l'inconfondibile odore dell'idrogeno solforato, attestando che nel sistema c'è ancora una riserva in eccesso di  $H_2S$  non solubilizzata nel flusso e non utilizzata per la corrosione del calcare.

*Nelle fasi a, b e c la portata è stata tale da garantire una facile evacuazione del calcare solubilizzato*. Mentre nell'attuale *Fase 266d*, vista l'esigua portata del Ramo Solfureo, questo smaltimento non sembra avvenire in modo consistente.

*Tenuto conto dell'azione erosiva sulle pareti della gola, le risorgenti fossili del sistema di Frasassi non sempre sono individuabili*. Sono rimaste agibili solo la Grotta del Fiume, dalla quale fuoriesce l'attuale torrente solfureo, e la risorgente fossile più in quota, quello che attualmente è l'ingresso alto del sistema sotterraneo.

Si tenga presente che quest'ultima cavità, con chiara morfologia a condotta forzata, ha dimensioni compatibile con portate notevoli, non confrontabile con le piccole dimensioni delle condotte attualmente attive. Nella fase iniziale della carsificazione del sistema sotterraneo delle Gole di Frasassi, dall'ingresso alto della Grotta Grande del Vento, deve essere fuoriuscito un flusso di notevole portata, carico di roccia solubilizzata, di acidificanti residui e calore. Situazione, viste le dimensioni dei livelli inferiori, non più verificatasi nelle fasi successive.

Le Tane del Diavolo nella forra del Fosso del Bagno di Parrano (Orvieto – Umbria – Italia) hanno un'origine del tutto simile a quella del Sistema Grotta del Fiume – Grotta Grande del Vento – Buco Cattivo di Frasassi, qui sopra descritta.

# 07. L'acidificante $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) d'origine endogena: lo straordinario caso dei Pozzi della Piana, dove il flusso endogeno ha prodotto tanto la roccia incassante quanto la carsificazione

**a) Premessa e richiami** – Il fenomeno carsico è il risultato dell'azione congiunta di diversi fattori: geologici, chimici, idraulici, termodinamici e biologici. Questi fattori sono stati dovutamente descritti nei capitoli precedenti, con risposte che non lasciano spazio a interpretazioni senza fondamento scientifico.

Il flusso idrico che, dal punto d'inizio a quello finale, attraversa la roccia calcarea deve necessariamente seguire i criteri imposti dai fattori sopra elencati. E se di questi fosse possibile, a priori, conoscerne numericamente le caratteristiche si potrebbe prevedere la morfologia del sistema carsico in tutte le fasi del suo sviluppo.

Ma questo non è possibile, poiché molti di questi fattori agiscono in profondità (si pensi alla pressione endogena dei sistemi ipogenici, alla fratturazione della roccia incassante e alla dislocazione delle falde freatiche) e misurarli adeguatamente è del tutto improbabile.

Per contro l'analisi morfologica dei sistemi carsici conosciuti può permettere la ricostruzione, a posteriori, delle varie fasi della speleogenesi. Ripetiamo ciò in precedenza è stato più volte sottolineato: l'analisi speleomorfologica è il più importante elemento "sperimentale" per la conoscenza dell'origine e dell'evoluzione dei sistemi carsici (*Parte I, capitoli 02 e 03*). Così è avvenuto per i Pozzi della Piana (Gole del Forello - Orvieto - Italia), dove è stato possibile ricostruire le varie fasi della loro genesi, decisamente sorprendente.

#### In questo fenomeno carsico dell'Umbria sud-occidentale la combinazione delle influenze dei fattori geologici, chimici, idraulici, termodinamici e biologici sono stati molteplici.

Il risultato è stato a dir poco inconsueto come appunto i Pozzi della Piana, dove il flusso idrico ipogenico ha prima sedimentato la roccia incassante (travertino) e poi, a seguito dell'orogenesi e delle fluttuazioni del regime ipogenico, vi ha scavato il sistema sotterraneo.

b) I Pozzi della Piana: la situazione geografica e geologica - Questo piccolo ma straordinario sistema sotterraneo si sviluppa nel versante nord occidentale delle Gole del

Forello, attualmente occupate da un lago (Figura 267) originatosi dopo la costruzione di uno sbarramento sul Fiume Tevere a Corbara.



La formazione di questo complesso sotterraneo è avvenuta all'interno di un banco di travertino collocato circa 100 m sopra il livello del lago (Figura 268) e adagiato sulla formazione calcarea della Scaglia Rossa (Figura 269).

Il travertino è una roccia calcarea a elevata purezza formatasi nel Quaternario per opera di fuoriuscite di acque ipogeniche calde. Queste acque, uscendo in superficie, si sono raffreddate in un ambiente dove la pressione parziale della CO<sub>2</sub> è diminuita (perché è diminuita la pressione totale ma mano che si risaliva verso la superficie esterna).





#### Figura 267 F. Palazzoli

Parte X

Speleogenesi

Questi due fattori, raffreddamento e minor pressione parziale, hanno determinato una situazione molto soprasatura di **CaCO**<sub>3</sub> che ha portato alla precipitazione della calcite.

La precipitazione di calcare è avvenuta, verosimilmente, in terreno paludoso posto sotto la sorgente termale, in assenza di moti convettivi, con acqua stagnante. Questo ha di fatto impedito l'evacuazione del soluto prodotto dagli acidificanti durante la loro risalita verso l'esterno, ed ha favorito la sedimentazione di una



roccia calcarea - il travertino appunto - per diverse decine di metri di spessore. Questa roccia quaternaria è molto compatta ma anche con un'alta porosità (*Figura 270*). Vi si notando le matrici vegetali che hanno fatto da base alla sedimentazione calcarea.

E' ipotizzabile che il livello paludoso su cui si è riversato il calcare solubilizzato sia stato uno dei tanti che il Tevere ha formato in questa zona quando le Gole del Forello sono state una delle vie principali che hanno portato allo svuotamento del pleistocenico Lago Tiberino.

c) I Pozzi della Piana: l'analisi speleo morfologica – La cavità si sviluppa per 2555 m su un unico piano orizzontale con poche e minime variazioni di quota. Nella *Figura 271* c'è la planimetria della cavità che mostra il suo andamento labirintico, a maglie. Le gallerie si sono sviluppate seguendo le direttrici stabilite dalla rete di fratture (diaclasi), che sono orientate prevalentemente in direzione N – S, E – O, SE – NO.

La litogenesi è molto sviluppata, come pure i fenomeni clastici. Questo, in certi settori della cavità, può nascondere la morfologia originaria, che tuttavia è evidente in molti e indicativi altri tratti del sistema.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### 330

Le gallerie sono prevalentemente sviluppate in altezza con la parte più ampia in basso (*Figura 272*). Quando il pavimento è accessibile - libero da frane, accumuli clastici e litogenesi - si mostra pianeggiante e senza depositi fluitati.

Sulle pareti ci sono accumuli di gesso ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ) collocati all'interno di nicchie o deposti su cornici. Alcuni di questi sedimenti di gesso microcristallino si trovano anche a vari metri d'altezza rispetto al pavimento.

In altre zone la grotta ha morfologie tipiche delle condizioni freatiche, come nella Sala dei Vortici mostrata nella fotografia di *Figura 273* e localizzata negli estremi settori occidentali del sistema sotterraneo (vedi la planimetria di *Figura 271*).





Parte X

In questi settori il banco di travertino termina a contatto con la Scaglia Rossa su cui è adagiato e proprio su questo contatto si sviluppano due pozzi paralleli, profondi circa 15 m e occlusi da depositi di argilla fine e rossastra (punto **S**).

Il quasi allineamento dei punti F-N-O-R-S-U-V è dovuto al fatto che oltre tali punti, ad ovest, termina il banco di travertino ed inizia la Scaglia Rossa, molto meno carsificabile. Fra il punto **S** e la zona labirintica del settore orientale - il più esteso della grotta e con morfologie vadose - c'è la Sala dei Vortici e dei passaggi stretti a condotta forzata.

La Sala dei Vortici (*Figura 273*) si è sviluppata lungo un evidente orizzonte poroso del travertino, che è stato ampliato dalla corrosione in condizioni esclusivamente freatiche.

Pertanto, visto che:

- 1. è presente del gesso nella zona labirintica orientale (Galleria Gotica e zone limitrofe),
- 2. esistono i due pozzi a condotta forzata nella Scaglia Rossa al margine della Sala dei Vortici,
- 3. la Sala dei Vortici e i condotti che la uniscono con il settore orientale delle gallerie sono stati scavati esclusivamente in regime freatico,

è lecito ipotizzare che i Pozzi della Piana siano stati generati da un flusso ipogenico contenente H<sub>2</sub>S in fuoriuscita dai due pozzi nella Scaglia Rossa della Sala dei Vortici.

Questo flusso ha agito in condizioni freatiche nella Sala dei Vortici e nelle condotte che seguono, dilagando poi in condizioni vadose nella rete di fratture del banco di travertino, formando la zona labirintica a oriente dell'immissione (che si estende fino al margine attuale del banco, dove si trovano gli ingressi al sistema).

Un flusso anche molto aggressivo vista la presenza di depositi di gesso, senza dubbio generati dall'acido solforico proveniente dall'ossidazione (batterica) dell'idrogeno solforato.

E' chiaro infine che la carsificazione confinata lungo una superficie pianeggiante attesta la presenza di una falda freatica all'interno del banco di travertino, falda che ora giace a livelli inferiori, verosimilmente coincidendo con la superficie del Tevere (ora lago). Ma adesso vediamo di ricostruire nel dettaglio l'evoluzione, tanto della roccia incassante quanto del fenomeno carsico.

**d) I Pozzi della Piana: origine della roccia incassante e speleogenesi** – Quanto qui di seguito esposto è un'ipotesi verosimile della ricostruzione delle fasi che hanno caratterizzato:

- 1. la formazione del banco di travertino entro il quale s'è originata la cavità,
- 2. la genesi della cavità stessa.

NB - Come al solito, trattandosi di fenomeni carsici ipogenici, altre ipotesi possono essere fatte, ma anch'esse devono essere rispettose dei criteri e del confinamenti tipici di un sistema carsico epi-ipogenico tipo Frasassi (precedenti *capitoli 03, 04, 05, 06*). Comunque fra le varie ipotesi possibili sulla speleogenesi non vi sono sostanziali differenze sulle cinetiche chimiche, sui fattori termodinamici, sui confinanti, sulla influenza dei fattori geologici.

La fase iniziale è quella rappresentata nella *Figura 274*, dove è disegnato uno spaccato trasversale W – E delle Gole del Forello, limitatamente al versante W. Si può ipotizzare che siamo all'inizio del Quaternario (1 milione d'anni fa) quando il Lago Tiberino ha iniziato a incidere i rilievi calcarei che lo sbarravano a SO, utilizzando la serie di fratture che poi porteranno alla creazione delle Gole del Forello, via preferenziale di deflusso delle acque del Lago. L'alveo del paleo Tevere, che scorreva sopra la Scaglia Rossa, costituiva il livello di base.



*Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree* 

#### Parte X

A quote più elevate dell'alveo del Tevere c'erano delle discontinuità della roccia che conducevano all'esterno un flusso ipogenico proveniente dal Trias (come Frasassi) contenente degli acidificanti quali  $CO_2$  e  $H_2S$ . Questo flusso era costantemente aggressivo (*Relazione 182*): attraversando la serie carbonatica umbro-marchigiana (sulla base della *Relazione 175*) ha corroso le pareti calcaree incontrate e, avendo una portata di una certa consistenza, evacuava il soluto all'esterno lungo un corso d'acqua solfureo tipo Saturnia (precedente *capitolo 03*).



Questo torrente termale discendeva fino alle acque del paleo Tevere (*Figura 275*), le quali, quindi, venivano caricate da una soluzione satura di **CaCO**<sub>3</sub>. Il raffreddamento all'esterno e la diminuzione della pressione parziale della **CO**<sub>2</sub> (determinata dall'abbassamento della pressione totale) (precedente *capitolo 02, paragrafo f*) hanno portato il flusso ipogenico alla soprasaturazione e quindi alla precipitazione del calcare. Questo fenomeno di sedimentazione è stato accentuato dal fatto che il paleo Tevere era in una situazione d'impaludamento, con acque basse (come spesso è accaduto durante il periodo di svuotamento del Lago Tiberino). L'evaporazione e l'impossibilità di evacuazione del soluto per l'immobilità delle acque hanno ulteriormente accentuato la sedimentazione del calcare.

Questa situazione si è prolungata nel tempo (migliaia di anni) e la deposizione del calcare è proseguita, andando a costituire i primi strati del banco di travertino, che, data la presenza di vegetazione palustre, ha assunto una costituzione porosa, variabile secondo le situazioni contingenti (*Figura 270*).

Nella *Figura 276* lo strato di travertino ha raggiunto il livello della bocca inferiore del flusso ipogenico, ma la bocca superiore emette ancora una soluzione satura di calcare, il che permette un'ulteriore sedimentazione del travertino.



Lo stadio seguente è mostrato nella *Figura 277*, quando il livello della palude ha raggiunto l'ingresso della bocca superiore. La bocca inferiore emette ancora un flusso ipogenico, ma il potere confinante dell'alveo del paleo Tevere (che, come in precedenza, è anche coincidente con la superficie piezometrica della falda) fa si che questo flusso termale raggiunga il pelo libero dell'acqua, senza inoltrarsi nel corpo del banco di travertino e continuando a depositare **CaCO**<sub>3</sub> nella palude.

Nelle fasi indicate in precedenza è molto probabile che l'acido solfidrico si sia ossidato in acido solforico, mettendo quindi le premesse per la deposizione di gesso. Ma anche se questo è avvenuto, nulla resta di questi depositi vista la solubilità del **CaSO**<sub>4</sub> sotto l'azione degli agenti atmosferici.



Nella *Figura 278* è rappresentata la situazione nel momento in cui la superficie del banco di travertino ha raggiunto la bocca superiore e la <u>pressione endogena è diminuita</u>, tanto che il flusso ipogenico fuoriesce solo dalla bocca inferiore, ora inglobata nel banco di travertino. Questo ha determinato che la superficie piezometrica scendesse di quota, allungandosi, in leggera pendenza, all'interno della massa calcarea fino a raggiungere l'alveo del paleo Tevere, che nel frattempo ha inciso il banco di travertino, approfondendo il suo corso.



In questa situazione, esattamente come nel Ramo Solfureo di Frasassi (precedenti *capitolo 04 e 05*), iniziò la formazione del sistema sotterraneo dei Pozzi della Piana a partire dalla fuoriuscita dai pozzi nella Scaglia Rossa (*Figura 273*) che si trovano ai margini della Sala dei Vortici (punto **S** della planimetria di *Figura 271*). In questa fase embrionale le condizioni erano prevalentemente freatiche e il sistema drenava il flusso idrico lungo la porosità e la rete di fratture presente nel banco di travertino. Quest'ultime si sono formate a seguito dell'orogenesi (che nel frattempo ha interessato la regione) e del cedimento del banco di travertino a **E** in conseguenza della mancata controspinta causata della sempre più profonda incisione del paleo Tevere. In questa fase, preferenzialmente freatica, la deposizione del gesso è stata molto improbabile, anche se l'acido solfidrico ha potuto ossidarsi in acido solforico.

Per contro, quando il drenaggio sotterraneo ha potuto contare anche sulla rete di fratture verticali, la condizione, a valle della Sala dei Vortici, è divenuta preferenzialmente vadosa. L'ossidazione dell'acido solfidrico è potuta avvenire e la presenza di  $H_2SO_4$  ha fatto precipitare il gesso (tutta la zona labirintica mostra depositi di questo minerale sulle pareti delle gallerie).

La zona labirintica oltre la Sala dei Vortici e le condotte forzate che seguono - la parte più estesa del sistema carsico - è costituita da gallerie con sezione trasversale triangolare (*Figura 272*): morfologia che attesta una genesi in regime vadoso, con aumento progressivo della portata o del potenziale chimico degli agenti acidificanti.

Il fatto che il sistema carsico non abbia significativi livelli di carsificazione inferiori e che le gallerie della zona labirintica non mostrino settori con morfologie gravitazionali (meandri, soprattutto) fa concludere che o il flusso si è bruscamente esaurito o il Tevere si è rapidamente affossato o il massiccio calcareo si è velocemente innalzato. Non sono da escludere anche gli effetti congiunti di due o più di questi fattori.

#### Parte X

La *Figura 279* sintetizza la situazione attuale. Il flusso ipogenico è cessato. Un pozzo di adduzione si è colmatato con i residui insolubili trasportati dallo stesso flusso endogeno, mentre l'altro, verosimilmente, è stato ostruito anche da materiali clastico.



L'azione epigenica delle acque meteoriche ha corroso le fratture, fino a produrre diversi ingressi al sistema. La litogenesi calcarea interna ha trovato le condizioni più favorevoli e ha avuto uno sviluppo particolarmente consistente (*Figura 279 bis*).

Lo svuotamento del Lago Tiberino si è completato circa 400.000 anni fa, dopo aver inciso le Gole del Forello fino alla profondità attuale. I Pozzi della Piana non sono stati più interessati da un flusso ipogenico e attualmente si trovano ad una quota posta circa 120 m al di sopra dell'alveo del Tevere.

### 08. L'acidificante $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) d'origine endogena: la genesi



# endogena: la genesi del sistema epi-ipogenico della Lechuguilla Cave

a) Lechuguilla Cave: la situazione geografica, geologica, la morfologia e gli agenti acidificanti - Si apre nella Sierra di Guadalupe (New Mexico – USA). Il suo unico ingresso è stato disostruito nel 1986 ed è il punto più in alto (2023 m slm) di un sistema complesso che si sviluppa in pianta per oltre 200 km ed è profondo 489 m. E' la cavità che, dopo la Buca di Faggeto Tondo (Umbria-Italia) esplorata nel 1985, ha aperto la strada a livello mondiale all'interpretazione della speleogenesi a componente ipogenica, anche per la notorietà acquisita con le straordinarie mineralizzazioni che contiene.

La sua topografia schematica in sezione e la posizione geologica sono riportate in *Figura 280 (Speleo Projects Keller, modificata da Jagnow 1988 e Palmer 1991*). Con la linea tratteggiata azzurra si indica la superficie piezometrica di una presunta falda. La cavità si estende per la quasi totalità del suo sviluppo nella formazione "Reef Limestone" (tipo Calcare Massiccio dell'Appennino umbro-marchigiano). Solo la parte ascendente che porta all'ingresso è scavata in una formazione diversa "Lagoon Limestone and Dolomites".

In superficie, sovrastando l'intero sistema, c'è una copertura impermeabile ("Yates Formation") che ha protetto la cavità da infiltrazioni che avrebbero potuto distruggere molte delle mineralizzazionii esistenti all'interno (proprio come il Grigio Ammonitico ha protetto i depositi della Buca di Faggeto Tondo).



Una delle aree libera dalla copertura impermeabile è quella dell'ingresso: l'erosione superficiale ha smantellato parte dello strato impermeabile, facendo apparire, sia pur ostruito, l'ingresso del sistema. Si noti che l'accesso non è posizionato sul fondo del canyon ma in alto, su una sua parete.

La cavità è ricca di sedimenti e depositi straordinari (famosi i "candelabri" di selenite) fra cui appunto il gesso ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ), la celestina ( $SrSO_4$ ) e lo zolfo, tutti indicatori di un'origine a componente ipogenica prodotta da agenti come  $H_2S$  e, dal derivato per ossidazione,  $H_2SO_4$ .

Evidentemente la deposizione del gesso è avvenuta con flusso in condizioni vadose:

- 1. in concomitanza con afflussi molto intensi di acidificanti e conseguente condizione di soprasaturazione di **CaSO**<sub>4</sub> disciolto;
- 2. in fase aerea, sopra la superficie piezometrica, utilizzando il velo d'umidità delle pareti, come indicato nella *Figura 254* (precedente *capitolo 04, paragrafo d*).

Un ulteriore conferma della corrosione da acido solforico risiede nella presenza in grotta di importanti colonie di batteri (solfobatteri ossidanti), quelli stessi che permettono l'ossidazione dell'acido solfidrico.

La formazione di grandi cristalli di selenite è conseguenza del ristagno dell'acqua della falda in settori del sistema carsico: questa assenza di moti convettivi e, quindi, dello smaltimento del soluto in una soluzione satura di gesso ha fatto si che il precipitato di gesso microcristallino si trasformasse in macrocristalli (*Parte VIII, capitolo 03, paragrafo e*). E' difficile definire, nell'ambito dell'evoluzione complessiva del sistema, la cronologia di queste fasi d'immobilismo della falda.

L'origine degli agenti acidificanti ipogenici della Lechuguilla Cave è collegata al fatto che a lato della Sierra de Guadalupe, verso Sud Est, c'è il bacino texano del Delaware, noto per i suoi giacimenti di idrocarburi. Si ritiene che proprio da qui sia venuto il potenziale chimico endogeno che ha determinato la formazione del sistema sotterraneo (fra i quattro e i sei milioni di anni fa).

Dai bacini petroliferi si sono infatti mossi flussi idrici contenenti acido solfidrico  $H_2S$  proveniente dalla trasformazione chimica degli idrocarburi. Questi hanno seguito i confinamenti legati alla presenza di una falda freatica e di diverse grandi faglie (*Figura 280*).

Le reazioni chimiche che hanno portato alla carsificazione e alla deposizione dei minerali derivanti dall'**H**<sub>2</sub>**S** sono:

$$C_n H_m + SO_3 = H_2 S + CO_2 + H_2 O$$

197

le stesse proposte per Frasassi (precedente *capitolo 04, paragrafo b, Relazione 184*), tutte aventi come origine gli idrocarburi  $C_n H_m$  prodotti dai livelli bituminosi. Come al solito l'azione catalizzatrice dei solfobatteri riducenti ha svolto un ruolo determinante.

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### L'agente acidificante è stato ancora una volta l'idrogeno solforato $H_2S$ con l'aggiunta, per l'ossidazione batterica in fase vadosa, dell'acido solforico $H_2SO_4$ , il quale ha aggredito ulteriormente il calcare, producendo, dopo aver raggiunto la saturazione di **CaSO**<sub>4</sub>, la precipitazione del gesso. Le condizioni furono tali da produrre anche lo zolfo elementare attraverso la reazione:

Parte X

$$H_2 S + O_2 = 2S + H_2 O 198$$

Il flusso era costantemente aggressivo, come sempre accade con gli acidificanti ipogenici, e l'equazione di velocità della corrosione del calcare è la consueta (*Parte IX, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 155*):

$$\begin{cases} F_{sl} = k_T \cdot S/_T \cdot A = k_T \cdot 2/_T \cdot A = k_T \cdot 1/_{\mathcal{H}} \cdot A = k_T \cdot 1/_H \cdot A \\ k_T = D_m/\delta = 0.021(Sc)^{0.66} \cdot V_m = k_s = A_s \cdot e^{-E_s/RT} \end{cases}$$
199

Lo schema delle cinetiche chimiche del caso è quello esposto nella *Figura 262* (precedente *capitolo 05, paragrafo* c).

Ricordiamo che anche per questo caso, con condizioni di elevata aggressività, valgono le considerazioni fatte sulla corrosione differenziata (mentre possiamo ritenere trascurabili gli effetti della corrosione omogenea) (*Parte VIII, capitoli 02, 03, 04*).

Per quanto riguarda i fattori idraulici che hanno controllato il flusso epi-ipogenico vale l'altrettanto consueta relazione derivata dalla Legge di Poiseuille (precedente *capitolo 02, paragrafo f, Relazione 175*):

$$\begin{cases} p_T - p_H = \Delta p > 0\\ Q_T = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \mathcal{H}^A}{\mu L} \Delta p \end{cases}$$
200



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Speleogenesi

**b)** Lechuguilla Cave: le fasi della speleogenesi - Stabilito quali possano essere stati i fattori che hanno prodotto la solubilizzazione del calcare e l'individuazione delle direttrici del drenaggio, occorre delineare le fasi di sviluppo del sistema e quali siano state le condizioni del flusso che hanno permesso lo smaltimento del calcare solubilizzato. Queste sono le chiavi che, come sempre, permettono d'interpretare la genesi dei sistemi sotterranei a componente ipogenica.

Come punto di partenza analitico si prende in considerazione la *Figura 281* dove è rappresentato il rilievo topografico della Grotta, il quale, soprattutto perché schematico, fornisce non poche indicazioni per interpretare la genesi di questo complesso sistema carsico. Infatti la strutturazione della sezione - che fa individuare dei piani orizzontali di carsificazione interconnessi da condotti inclinati o verticali - porta a ipotizzare che un elemento confinante (superficie piezometrica o strato impermeabile), fluttuante fra diverse quote, ha confinato inferiormente la speleogenesi, condizionando nelle grandi linee lo sviluppo dello straordinario complesso sotterraneo.

Ma questo confinamento non può essere stato un livello impermeabile visto che non esiste nei settori dove si è sviluppata la grotta. Mentre sembra verosimile che la dislocazione dei condotti e dei canali abbia avuto come riferimento una falda freatica la cui la superficie piezometrica ("water table") ha variato di quota nel tempo. Attualmente la falda freatica dovrebbe essere scomparsa o discesa a quote più basse, non ancora raggiunte dall'esplorazione. Questa è l'ipotesi più accreditata.



Figura 282 H. DuChene

Le immagini relative ad alcuni ambienti morfologicamente significativi di Lechuguilla sono in *Figura 282 e 283*. Nella prima la morfologia è prevalentemente freatica, con limitati fenomeni di crollo. Nella seconda il vuoto è più assoggettabile a una genesi in condizioni vadose con successive modificazioni dovute a crolli (ma un'ipotesi



attendibile è anche quella che vede prima una genesi con condotte a pressione parallele e poi la loro anastomosi con crolli dei diaframmi) (seguente *capitolo 09, paragrafi d, e, Figure 293, 294 e 295*).

Nella seguente successione delle *Figure 284a-f* è mostrata sinotticamente un'ipotesi – la più attendibile fra le possibili - sull'evoluzione di Lechuguilla Cave, simile a quella descritta per il sistema sotterraneo di Frasassi (precedente *capitolo 06, paragrafo b, Figura 266*).

In Figura 284a è rappresentato lo schema dello stadio embrionale (sezione longitudinale), quando si sono manifestate le prime pressioni endogene dei gas  $H_2S$  e  $CO_2$  (la cui origine è indicata nel precedente paragrafo a). Questa è stata una fase interamente freatica (quindi assenza di acido solforico) con una fuoriuscita del flusso ipogenico nell'unico varco possibile nelle coperture impermeabili laterali e sommitali.

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree



La superficie piezometrica - puramente teorica e di estensione quasi nulla – coincise di fatto con il punto di fuoriuscita, attuale unico accesso al sistema sotterraneo (ostruitosi durante le successive fasi speleogenetiche, e riaperto nel 1986 a seguito di scavi operati da speleologi statunitensi). E' stata questa una situazione esclusivamente ipogenica, con nessun apporto della componente epigenica.

In questa fase la risalita del flusso ipogenico  $(H_2S + CO_2)$  seguì vie di drenaggio imposte dalla fratturazione della massa calcarea (faglie) e dall'ubicazione del punto di fuoriuscita (si ricorda che non può esserci carsificazione se il flusso non è in movimento, tanto per motivi legati alle cinetiche chimiche della dissoluzione del calcare, quanto per la necessità di avere attraverso le trasformazioni termodinamiche l'energia necessaria all'attuazione del fenomeno, come pure per far entrare in gioco un mezzo efficace per l'evacuazione del soluto).

A proposito di quest'ultimo fattore, dalla morfologia della cavità si evince che la portata del flusso endogeno (quello che ha permesso il trasporto all'esterno del calcare corroso) è stata di un certo rilievo, ma non eccessivo; tale comunque da permettere il superamento della pressione idrostatica propria di un carico idraulico di almeno 160 m (22 atm). Quindi una pressione interna commisurabile con quella della fase iniziale di Frasassi e nettamente inferiore a quella che continua a permettere la fuoriuscita di 800 l/s a Saturnia, dove probabilmente intervengo anche dei fenomeni legati al vulcanismo residuo dell'area toscolaziale (Italia).

La corrosione del calcare non ha richiesto di ricorrere a particolari alchimie: il flusso è stato costantemente aggressivo e l'equazione di velocità competente è la *Relazione 199* del paragrafo precedente, motore tanto della corrosione differenziata quanto della, trascurabile, corrosione omogenea (*Parte VIII*).

Vale la pena ricordare come i fenomeni carsici ipogenici, nelle loro fasi freatiche, si attengano al principio morfologico per cui il volume dei vani carsificati diminuisce man mano che si sale verso la fuoriuscita. E Lechuguilla Cave non fa eccezione. Questo è dovuto al fatto che il grado di aggressività espresso dalla *Relazione 199* diminuisce man mano che, salendo, si corrode nuovo calcare (la concentrazione [ $Ca^{+2}$ ] aumenta e di conseguenza si avvicina a quella di saturazione; senza mai raggiungerla dato l'elevatissimo potere acidificante delle componenti ipogeniche).

Da notare che nei <u>sistemi epigenici</u> vale esattamente il contrario, dato che il grado di aggressione diminuisce man amano che scende in profondità: dal grande si passa al piccolo e in profondità, se non subentrano fattori aggiuntivi di carsificazione, la grotta presenta vani con dimensioni sempre più ridotte.

I condotti freatici, per quanto lo permettevano le fratturazioni, hanno seguito direttrici prevalentemente verticali. Questo in conseguenza del fatto che la *Relazione 200* definisce la maggior portata possibile (e quindi un minor dispendio d'energia) se il percorso L del flusso verso la fuoriuscita è il più breve possibile.

*Nella Figura 284b è mostrata la seconda fase evolutiva* (sempre in sezione longitudinale) il cui fatto determinante è stata l'apertura laterale del mantello impermeabile (a sinistra della figura) e la conseguente creazione della falda freatica e della relativa superficie piezometrica. Tutto questo è avvenuto in seguito al sollevamento della parte centrale del massiccio calcareo e alla conseguente "fossilizzazione" dei condotti carsificati nella fase di *Figura 284a*.

Lo schema della speleogenesi cambiò radicalmente: alla carsificazione verticale della *Fase* **a** all'interno della falda freatica, oramai in condizioni "fossili", si è aggiunto lo sviluppo guidato dal potere confinante



della superficie piezometrica che ha imposto la carsificazione lungo un piano inclinato verso la risorgente con una pendenza definita dal valore di J (si ricorda che tale valore è in funzione della differenza fra pressione del flusso ipogenico e pressione idrostatica: tanto maggiore è questa differenza tanto maggiore è il valore di J e della portata del flusso) (non si ritiene che l'afflusso epigenico abbia potuto contribuire alla portata data la quasi completa copertura impermeabile esterna).

A questa conclusione si è giunti osservando che i condotti e i canali che costituiscono i livelli superiori della grotta si estendono all'interno di una superficie piana e (quasi) orizzontale, ben individuabile con l'osservazione della topografia in sezione del sistema sotterraneo. Nell'analisi di questo caso il rilievo topografico assurge a prova sperimentale dell'applicazione del metodo scientifico nella ricerca speleogenetica (*Parte I, capitoli 02 e 03*).

Le condizioni divennero quindi vadose e agli agenti acidificanti della *Fase* **a** è necessario aggiungere anche l'acido solforico prodotto dall'ossidazione (batterica) dell'acido solfidrico. In questa fase si depositarono stratificazioni di gesso come descritto per il sistema sotterraneo di Frasassi (precedente *capitolo 04, paragrafo* **d**, *Figura 254*) (precedente *capitolo 05, paragrafi* **d**, **f**, **g**, **h**, **i**). Stratificazioni che in effetti esistono all'interno della Lechuguilla Cave e sono anche molto abbondanti.

Di queste deposizioni di gesso la stragrande maggioranza sono con costituzione microcristallina, tranne alcune che hanno assunto la forma di macro cristalli di eccezionali dimensioni (la selenite dei "Candelieri"), la cui origine è legata, come già detto, a gesso disciolto fino alla saturazione in condizioni d'immobilità della falda idrica (*Parte VIII, capitolo 03, paragrafo e*).

La terza fase della speleogenesi è descritta in Figura 284c: il massiccio nella sua parte centrale si sollevò ulteriormente e quindi l'effetto confinante della superficie piezometrica ha interessato settori più profondi della massa calcarea (evidentemente molto fratturata e/o porosa). Si formarono nuovi condotti e canali allungati sulla superficie piezometrica (come mostra il rilievo topografico). La carsificazione avvenne con le stesse modalità definite per la fase precedente.



E' importante rilevare che le schematizzazioni qui riportate fanno riferimento a un'orogenesi che procede a step. Ma l'analisi della sezione topografica della grotta fa pensare piuttosto a un sollevamento continuo, semmai con una successione di piccoli innalzamenti repentini durante i quali ha agito solo la carsificazione freatica lungo direttrici tendenti al verticale. E questo vale per tutte le fasi successive qui di seguito riportate.

*Nella Figura 284d è contenuto lo schema di una nuova fase della speleogenesi*, ancora determinata da un nuovo step dell'orogenesi (ricordiamo che si ipotizza una carsificazione complessiva avvenuta fra i sei e i quattro milioni di anni fa).



Questa è stata la fase di più intensa carsificazione, con condotti, canali e saloni localizzati su una superficie piezometrica molto estesa. Probabilmente in questa fase si è avuto un insieme di flussi in risalita con una portata complessiva superiore a quella dei flussi che hanno agito nelle fasi precedenti.

E' anche molto probabile che il sollevamento sia stato molto graduale con formazione di condotti orizzontali a distanza ravvicinata che, anche a seguito del crollo dei diaframmi di separazione, si sono anastomosati in grandi saloni (*Figura 285*).

*La fase successiva è riportata nella Figura 284e*. E' uno stadio caratterizzato da un flusso ipogenico in via di attenuazione, sia come portata che come concentrazione di acidificanti. Non tutta la superficie piezometrica è stata interessata dall'arrivo di flussi endogeni.

Alcuni condotti posti alla massima profondità sono verosimilmente il frutto di una carsificazione in condizioni freatiche, com'è accaduto nella fase embrionale (*Figura 284a*).

Anche in questa fase il contributo alla carsificazione degli afflussi epigenici è stato di minima rilevanza, ma ha avuto comunque effetto nella dissoluzione del gesso depositato nei condotti e nei canali sottostanti. Per questo motivo (e ciò vale anche per la fase successiva) nei settori della massa calcarea che non ebbero la protezione dei mantelli impermeabili superficiali le precipitazioni meteoriche penetrarono in profondità e asportarono il gesso depositato.



La Figura 284f completa la serie d'immagini sull'evoluzione della speleogenesi della Lechuguilla Cave. Siamo giunti alla situazione attuale, quando si presuppone che le fasi attive della carsificazione siano oramai cessate e la falda freatica non sia più dinamica ma statica (J = 0) e collocata sotto i settori più profondi della cavità (a seguito di un nuovo sollevamento del massiccio calcareo). Si presuppone che siano cessate anche le risalite degli acidificanti. Ma su queste affermazioni occorre porre il condizionale, perché nessun dato di fatto può confermarlo.



Non è detto infatti che la carsificazione prosegua tutt'ora anche in livelli sottostanti, forse non ancora raggiunti dall'esplorazione. E' sempre possibile che le future ricerche possano raggiungere un livello attivo come il Ramo Solfureo di Frasassi.

Le infiltrazioni epigeniche (precipitazioni meteoriche) sono ora di maggiore consistenza, essendo attualmente più estesa la superficie delle rocce calcaree non coperta da mantelli impermeabili.

Per ultimo, si ponga l'accento sul fatto che la parte più estesa e ampia della Lechuguilla Cave si è sviluppata nella formazione "Reef Limestone", una roccia calcarea molto pura e con un'estesa rete di discontinuità (porosità, fratturazione e giunti di strato).

Per contro la parte meno estesa e più angusta della grotta, quella che contiene il tratto che segue l'ingresso fino ad una profondità di circa 180 m, si è formata nella meno pura formazione "Lagoon Limestone and Dolomites". E' questo un elemento di riflessione sulla connessione fra natura del calcare e morfologia delle grotte in esso contenute, anche ricordando quanto descritto a proposito della "frattura standard", dell'influenza del tipo di calcare sul "breakthrough time" (Parte IV, capitolo 01, paragrafo **q**).



# 09. Gli acidificanti $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) + HF d'origine endogena: il caso anomalo della parte sommitale della Grotta di Monte Cucco

a) Premessa – In tutti i casi prima descritti, dove il confinamento superiore o inferiore per la carsificazione è la superficie piezometrica, il flusso ha una sola risorgente. Queste sono le situazioni più diffuse, quelle che hanno determinato la genesi del maggior numero di sistemi carsici epi-ipogenici.

Ma in base al principio, più volte ricordato, che la speleogenesi è condizionata da una combinazione dei fattori generali delle cinetiche chimiche, termodinamici, geologici e biologici, può accadere che il risultato di queste interazioni sia fuori dalla norma ma comunque rispettoso dei principi e delle leggi che governano questi fattori. Questo perché la carsificazione reale si deve confrontare, per esempio, con le peculiarità geologiche del massiccio calcareo dove si attua il fenomeno carsico.

Le probabilità che i fattori generali della speleogenesi si combinino nei modi descritti nei precedenti capitoli (che definiamo "normali") è molto elevata. Ma ciò non esclude che la combinazione possa seguire vie

diverse (che definiamo "anomale") come nei casi che qui di seguito andremo a commentare e definire: rari ma non per questo impossibili (altre combinazioni "anomale" possono essere teoricamente attuabili, ma non saremo in grado d'utilizzarle se non venendone a conoscenza e analizzandole).

**b)** La situazione attuale – In *Figura 286* è rappresentato lo spaccato di Monte Cucco con la sezione longitudinale del sistema sotterraneo proiettata su un piano verticale passante per la vetta e orientato NNE – SSO. Con i colori vengono individuati i vari settori della Grotta e la cavità minori.



Per una localizzazione del fenomeno più aderente alla realtà si veda il rilievo topografico di *Figura 287*. Il sistema carsico è apparentemente complesso, ma alla luce di tutto quanto è stato detto in precedenza l'interpretazione delle varie fasi speleogenetiche è semplice. In via generale si tenga presente che l'attuale inclinazione delle gallerie è anche conseguenza del sollevamento orogenetico (la pendenza attuale è superiore a quella che poteva essere registrata al momento della genesi delle gallerie stesse).



Iniziamo presentando nei paragrafi che seguono le prime due fasi della genesi della Grotta di Monte Cucco, quelle che contengono le anomalie da rilevare. La decifrazione completa di tutte le varie fasi speleogenetiche è contenuta nella *Parte XI*.

c) La carsificazione nella fase iniziale – All'origine, la situazione della carsificazione era quella rappresentata, in sezione, nella *Figura 288*. E' una situazione del tutto simile alla fase embrionale della Lechuguilla - tanto per la situazione idraulica come per i parametri termodinamici e chimici - ma con un dislivello nettamente maggiore: anche in questo caso i flussi ipogenici risalgono le discontinuità del calcare (soprattutto le grandi faglie del Calcare Massiccio) fino a fuoriuscire nella parte sommitale della montagna, dove è presente l'unica "foratura" del mantello impermeabile che avvolge completamente il paleo Monte Cucco.

Una differenza sostanziale con i sistemi carsici prima presi in considerazione sta nel fatto che oltre  $H_2S$  è presente anche, dato il contributo del vulcanismo, HF, l'acido fluoridrico (in seguito se ne darà ragione).

La superficie piezometrica ha un'estensione limitata al ristretto circondario del punto di fuoriuscita e non vi è nessun contributo da parte di flussi epigenici.

Per la corrosione, la scelta del percorso e l'entità della portata del flusso valgono le stesse considerazioni utilizzate per il caso di Lechuguilla. Unica differenza è l'elevato carico idraulico di Monte Cucco, che con 923 m di dislivello è il maggiore fra le grotte ipogeniche conosciute. La pressione interna  $p_T$  ha dovuto superare le 127 atm per ottenere un flusso in uscita dal paleo Pozzo del Nibbio. Questo valore è abbastanza elevato



da far ipotizzare che non sia dovuto alla sola spinta prodotta dalla dilatazione per idratazione del **CaSO**<sub>4</sub>. E' infatti probabile, come verrà precisato nella *Parte XI*, che abbiano contribuito anche spinte interne legate a fenomeni paramagmatici.

Il primo impulso ipogenico ha portato alla formazione dell'ossatura principale del sistema sotterraneo, una serie interconnessa di condotte forzate verticali molto ampie e articolate. Le immagini più rappresentative di questi morfotipi sono nelle *Figure 289, 290, 291 e 292*.

Nella *Figura 289* c'è la fotografia del Pozzo Miliani, un grande vuoto carsico (in alto, al centro c'è la siluette di uno speleologo che discende la seconda parte della voragine profonda 97 m) dove è evidente la corrosione diffusa in modo omogeneo su tutte le pareti, come appunto accade quando le condizioni sono freatiche. Non vi è segno di litogenesi (è probabile che la  $CO_2$  sia ancora presente con concentrazioni elevate). Da qui è iniziata la risalita del flusso ipogenico: siamo ancora nel Calcare Massiccio, ma poco più sotto ci sono le Anidriti di Burano dove il gesso si può ridurre (batteri) in acido solfidrico ( $H_2S$ ).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree



verticale di quasi 300 m. Qui è evidente la morfologia a condotta forzata impostata su una grande faglia. Anche in questo caso è quasi del tutto assente la litogenesi.

Il Baratro è mostrato nella *Figura 291* e anche lì, nonostante alcuni tentativi di modificare la morfologia ipogenica con incisioni gravitative epigeniche, il vuoto carsico ha nel complesso una struttura d'origine freatica. Si noti la cupulazione in alto e la mancanza di una litogenesi rilevante.

Completando la serie d'immagini, nella *Figura 292* è mostrato il Pozzo Perugia: una condotta forzata verticale esemplare.

d) L'anomala situazione della successiva fase della carsificazione – A seguito del sollevamento dell'area del Monte Cucco, soprattutto dall'inizio del Quaternario (un milione d'anni fa), la parte sommitale della montagna si è elevata di quota e i mantelli impermeabili che la "proteggevano" sono stati, in tutto o in parte, eliminati dall'erosione superficiale (*Figura 293*). Ciò ha costretto la falda freatica ad abbassare la sua superficie, trovando nuovi sbocchi all'esterno (attuali "Ingresso Est" e "Ingresso Nord").

La pura causalità ha determinato che le due forature nei mantelli impermeabili settentrionali e orientali si abbassassero di quota fino allo stesso livello e la pressione fosse tale da creare delle cadenti piezometriche entrambe positive sulle due superfici



freatiche divergenti. Ciò ha messo in atto un'escavazione contemporanea lungo due direttrici che - pur essendo la conseguenza della risalita dello stesso flusso endogeno e avendo quindi lo stesso punto di origine – si sviluppano in direzioni diverse, verso punti di fuoriuscita diversificati, con diverse portate.

E' questa l'anomalia che vogliamo rilevare per far comprendere come il rispetto dei parametri fondamentali della speleogenesi (chimica, idraulica, termodinamica, biologia) si attui nelle combinazioni più disparate, in rispetto delle peculiarità geologiche che di volta in volta presenta il massiccio calcareo dove il fenomeno carsico si attua.

Nel Monte caso di Cucco, contrariamente а quanto è accaduto a Frasassi е nella Lechuguilla Cave, la carsificazione lungo la direttrice "Ingresso Est -Ingresso Nord" (attuale "Tratto Turistico", in rosso nella Figura 287) è avvenuta in condizioni prevalentemente freatiche (in conseguenza della specifica situazione tettonica e sedimentaria che presenta soprattutto grandi fratturazioni e orizzonti porosi) e quindi senza l'apporto dell'acidificante H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> е la deposizione del gesso.

Questa costatazione deriva soprattutto dal fatto che i relitti clastici presenti nelle grandi sale del Tratto Turistico sono frammenti di pareti di condotte forzate, anche di grandi dimensioni. Inoltre, sono



diversi i ponti naturali presenti nelle grandi sale e gallerie, relitti di gallerie freatiche sovrapposte.

Il chimismo che ha guidato la corrosione del calcare era prevalentemente quello proprio della carsificazione in condizioni di costante aggressività per l'azione dei potenti acidificanti ipogenici risalenti dalla profondità delle stratificazioni calcaree (*Parte IX, capitolo 03, paragrafo c, Relazione 155*)

Questi condotti carsici a pressione si sono sviluppati quasi esclusivamente lungo direttrici parallele sub orizzontali, attuando un drenaggio contemporaneo che ha seguito percorsi ravvicinati, via via allargatisi. Le vie di drenaggio parallele si sono sviluppate soprattutto all'interno della stessa faglia (si veda anche *Parte VI, capitolo 01, paragrafo b, Figura 98*), quindi quasi sempre sovrapposte l'una all'altra.

Le condizioni di carsificazione freatica sono state dettate dal fatto che le vie di drenaggio imposte dalle stratificazioni porose e dalle grandi faglie (verticali) erano poste sotto la superficie piezometrica.

e) L' evoluzione del "Tratto Turistico" – Nella successiva fase della carsificazione (*Figura 294*) l'orogenesi ha continuato la sua azione di sollevamento in contemporanea con l'erosione dei mantelli impermeabili esterni.

La falda freatica è stata costretta a discendere più in basso e l'intero paleo Tratto Turistico ha dovuto adeguare il suo sviluppo con due schemi genetici:

1. il primo, in condizioni freatiche, con l'anastomosi dei condotti adiacenti determinata dal loro progressivo ampliamento sotto l'azione corrosiva degli acidificanti presenti nel flusso endogeno;

 il secondo, nelle successive condizioni vadose, con il crollo dei diaframmi dei condotti non collassati in precedenza, soprattutto quelli che si sono evoluti, sovrapposti, all'interno della stessa faglia (come già detto sono infatti presenti non pochi archi naturali, relitti di queste condotte forzate).

Molti dati (vedi successivo capitolo) nell'affermare convergono che questa prima fase ipogenica, quella che qui stiamo analizzando, sia stata la più carica d'energia tanto per l'elevata pressione endogena (quindi con alti valori di portata di flusso) quanto per il potenziale chimico degli acidificanti trasportati. Non è da escludere quindi che il paleo Tratto Turistico si sia formato nell'arco di poche migliaia di anni.

Il risultato finale sono le grandi sale che lo caratterizzano, di cui la Cattedrale è un esempio rappresentativo (*Figura 295*).

In questa emblematica immagine si notano:

- gli accumuli sul pavimento derivanti dal crollo dei diaframmi che separavano le condotte forzate originarie all'interno dei quali è possibile penetrare anche per diverse decine di metri - con ancora scolpite porzioni di pareti proprie di una carsificazione freatica;
- 2. il profilo "gotico" della sala che fa ipotizzare una sua origine - dopo il crollo dei diaframmi fra le condotte forzate impostate sulla stessa faglia (in questo caso "appenninica" quindi е orientata N-S) - dovuta ad un assestamento clastico guidato dal principio generale che i vuoti in rocce fratturate tendono a raggiungere un profilo d'equilibrio stabile (Menichetti, 1990).





Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

347

E' dunque confermato il principio che la speleogenesi deve sottostare ai cinque fattori fondamentali che la definiscono (cinetiche chimiche, termodinamica, idraulica, geologia, biologia). Ma la loro specifica combinazione, che di volta in volta si attua fra le tante possibili, è definita dalle peculiari caratteristiche del massiccio calcareo dove il sistema carsico s'evolve. In questo caso la geologia ha voluto che avvenisse la contemporanea carsificazione lungo due falde freatiche dinamiche aventi la stessa origine e alimentate dallo stesso flusso endogeno, ma con punti di fuoriuscita diversi. Un situazione straordinaria.

## 10. L'acidificante H<sub>2</sub>S (e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) d'origine endogena: il caso anomalo della Grotta di Cittareale

a) Descrizione topografica, geologica e speleo morfologica – In *Figura 296* è riportato il rilievo topografico della cavità, dal quale si rileva che è un sistema carsico piuttosto complesso e profondo. Nei livelli superiori, circa alla quota dell'ingresso, la grotta è stata "scavata, prevalentemente all'interno della Scaglia Rossa" e in condizioni freatiche.

**Questa formazione rocciosa** (si veda la fotografia di *Figura 269*) è un calcare marnoso, con strati di piccolo spessore (dai 30 cm ai 50 cm) dove il fenomeno carsico si sviluppa con difficoltà, lasciando fra l'altro molto residuo insolubile che può anche ostruire i passaggi aperti (qualcosa di simile succede anche nelle rocce dolomitiche). La tettonica vi ha prodotto una fitta rete di fratture, in genere di piccole e medie dimensioni, che, nel caso siano interessate da una falda freatica dinamica, concorrono nel loro insieme al drenaggio del flusso carsico, ma opponendo una forte resistenza al drenaggio stesso. La superficie piezometrica, se è presente, tende più facilmente a coincidere con un piano orizzontale che ha il suo punto più basso in quota coincidente con il punto di fuoriuscita del flusso.

Una situazione molto diversa da quanto succede nei calcari massicci come quelli di Monte Cucco e di Frasassi dove il deflusso carsico è molto influenzato da discontinuità di grandi dimensioni ed estese che possono garantire una maggiore facilità di scorrimento del flusso carsico (si veda l'effetto delle grandi faglie di Monte Cucco nella speleogenesi del paleo Tratto Turistico; *Figure 294 e 295*).

**Sotto la Scaglia Rossa**, dopo un esile strato bituminoso impermeabile (il Livello Bonarelli, 1-2 metri di spessore) si trova la Scaglia Bianca: è un calcare abbastanza puro, con stratificazioni appena più spesse di quelle della Scaglia Rossa, fratturatosi intensamente durante l'orogenesi. La sua carsificazione è facilitata rispetto alle formazioni soprastanti. Anche in questo caso il deflusso di una falda freatica dinamica è condizionato dal deflusso nell'intera rete di fratture e negli interstrati. Anche in queste condizioni la superficie piezometrica tende a coincidere con un piano quasi orizzontale, senza le difformità geometriche che le grandi soluzioni di continuità della massa calcarea possono determinare (*Parte VI, capitolo 01, paragrafo e*) (*Parte VI, capitolo 03*).

*Sotto la Scaglia Bianca* c'è un nuovo livello impermeabile - le Marne a Fucoidi - che può raggiungere anche diversi metri di spessore. In molti casi è risultato impenetrabile alla carsificazione e alle esplorazioni.

*Segue infine la formazione della Majolica*, un calcare purissimo ma che vede ridotte le sue potenzialità di carsificazione per la presenza di lenti, arnioni, sfere e interstrati di selce, che possono essere evitati e superati solo con la presenza di nette discontinuità della roccia (vedi Grotta del Chiocchio). Oltre questa formazione calcarea la Grotta di Cittareale non si approfondisce, probabilmente per la presenza, sotto la Majolica, di uno spesso livello impermeabile composto dall'insieme Calcare Diasprigno + Rosso Ammonitico.

*La morfologia delle vie di drenaggio*, in stato di "fossilizzazione" e interessate da un flusso epigenico di scarsa consistenza (la massa calcarea dove si sviluppa la Grotta di Cittareale è sovrastata da una copertura impermeabile che ferma le precipitazioni meteoriche), è un succedersi di condotti freatici e canali vadosi che non danno informazioni sufficienti per definire con certezza le varie fasi della speleogenesi.

A complicare l'interpretazione speleogenetica del sistema carsico sta l'intensa e minuta fratturazione della roccia incassante: il flusso (o i flussi) ha avuto modo di seguire e carsificare, contemporaneamente, molte vie diverse, creando una rete interconnessa di condotti e canali. Questo non è avvenuto nel Monte Cucco, nel Monte Nerone e a Frasassi, dove le vie di drenaggio sono state poche ma di grandi dimensioni. E questa è una delle peculiarità del sistema carsico di Cittareale. Comunque, oltre ogni dubbio, è una cavità che ha avuto un'origine epi-ipogenica, esattamente come per i complessi carsici esaminati in questa *Parte X*.

#### Parte X

**Una prima prova** ci viene dalla costatazione che i vuoti carsici aumentano di dimensione man mano che si discende alla massima profondità (anche se quest'aspetto nel caso della Grotta di Cittareale è in parte dovuto alle diverse litologie: la Scaglia Rossa della parte alta del sistema è molto meno carsificabile della Majolica della parte bassa).

**Una seconda prova**, decisiva, viene dalla presenza ripetuta di depositi di gesso, che sono possibili solo con speleogenesi epi-ipogenica, quando a una risalita di un flusso ipogenico, sempre aggressivo e freatico, segue un deflusso, sempre aggressivo ma vadoso, lungo una superficie piezometrica. In queste condizioni, come ben sappiamo, l'acido solfidrico può ossidarsi in  $H_2SO_4$  e permettere la deposizione di **CaSO**  $\cdot 2H_2O$ .



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

*La terza prova sta nella costatazione dell'assenza* di forme legate a un'origine epigenica dei flussi carsici (meandrificazioni, retroversioni, pozzi-cascata), se non in quei pochi brevi tratti interessati da infiltrazioni idriche meteoriche.

*Dall'analisi del rilievo topografico si possono ipotizzare almeno quattro fasi dell'evoluzione*, con superfici piezometriche dislocate a quote differenti. Ma a tal proposito è necessario far presente che il rilievo topografico della Grotta di Cittareale è incompleto e non molto accurato. Stesso dicasi per l'elaborazione della situazione geologica.

*L'anomalia rispetto ai casi in precedenza esaminati sta* nel fatto che le quattro fasi qui sopra menzionate sono legate a un'orogenesi "distensiva". Questo significa che la massa calcarea che contiene il sistema sotterraneo è discesa di quota rispetto ad altri settori rocciosi circostanti e le <u>parti superiori del sistema carsico si sono formate per ultime</u>.

**b)** Le fasi dell'evoluzione speleogenetica – Questa ricostruzione della speleogenesi della Grotta di Cittareale deve essere considerata soprattutto come un esercizio interpretativo dell'evoluzione di un sistema carsico epi-ipogenico. Il rilievo topografico su cui si basa è incompleto, non troppo accurato e, in sezione, con i vari settori disposti in modo da non rispettare la loro reale diposizione nello spazio. Comunque, oltre la certezza che la formazione del sistema carsico è legata alla risalita di flussi ipogenici, alcuni elementi topografici e geologici possono essere utilizzati per una ricostruzione verosimile dell'evoluzione.

*Nella Figura 297 è schematizzata* la situazione riguardante l'origine del sistema (fase embrionale), del tutto simile a quanto è avvenuto nel sistema carsico di Frasassi al momento della formazione dell'Abisso Ancona.



Anche nella Grotta di Cittareale sono validi i principi (chimici, idraulici, termodinamici, geologici, biologici) che stanno alla base della comprensione del carsismo ipogenico (*Parte X, capitoli 03, 04, e 05*). In questa fase iniziale sono state carsificate le parti ora più profonde del complesso carsico, con un flusso sempre aggressivo e in condizioni freatiche.

Quando il flusso endogeno raggiunse la superficie piezometrica (definita dalla posizione dai mantelli impermeabili esterni) le condizioni sono divenute vadose (questo spiega la presenza del gesso) e la superficie piezometrica è stata il confinante superiore che ha guidato la carsificazione fino al paleo punto d'emergenza all'esterno.

Per il drenaggio verticale è stata utilizzata soprattutto la grande faglia sulla quale si è formata la Sala di Smog. Ma, raggiunta la soprastante serie calcarea della Scaglia, molto fratturata, il flusso si è suddiviso in più correnti idriche che hanno carsificato diverse vie di drenaggio verticali adiacenti.

*Nella Figura 298* è rappresentata la seconda fase evolutiva, del tutto simile alla precedente. Ma, data l'orogenesi distensiva, la porzione centrale della massa calcarea (quella che contiene tuttora il fenomeno



carsico) si è abbassata di quota, mentre la pressione endogena è rimasta inalterata. Questo ha fatto si che il flusso riuscisse a raggiungere il livello della nuova superficie piezometrica, per poi traboccare sopra la soglia stabilita dal mantello impermeabile. Dalle dimensioni dei condotti e dei canali formatisi in questa fase si direbbe che la portata complessiva del flusso ipogenico non sia variata nel passaggio fra la prima e seconda fase.

*Nella Figura 299* è disegnata la terza fase evolutiva, del tutto identica alla precedente, tranne che per le conseguenze dovuto a un nuovo abbassamento della parte interna della massa calcarea. Il flusso endogeno,



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

che ha avuto una pressione sufficiente per risalire al nuovo più elevato livello, ha carsificato nuovi condotti freatici (all'interno della falda) e una serie di canali vadosi creatisi lungo la superficie piezometrica, fino alla nuova paleo risorgente solfurea.

La formazione del sistema sotterraneo ha raggiunto così le stratificazioni meno carsificabili (Scaglia Rossa) e, di conseguenza, i condotti e i canali hanno dimensioni ancora più ridotte. E' molto probabile che la portata del flusso sia rimasta invariata.

*Nella Figura 300 l'evoluzione è conclusa* e siamo arrivati alla situazione precedente all'attuale. La carsificazione ha agito esattamente come nelle fasi precedenti, ma interessando i settori più alti del sistema, creando l'ultimo livello di carsificazione vadosa, quello che ha avuto come punto di fuoriuscita l'attuale ingresso.



Dopo di ciò la massa calcarea centrale è rimasta alla stessa quota, ma il flusso ipogenico ha perso (completamente?) la pressione interna sufficiente per risalire fin oltre la soglia stabilita dal mantello impermeabile esterno. Il sistema carsico è divenuto "fossile", interessato solo da discese epigeniche di acqua meteorica che non hanno comunque lasciato dei segni importanti sovrapposti alle morfologie acquisite con i meccanismi indicati nelle precedenti *Figure 297, 298 e 299*.

Infatti, come già accennato in precedenza, la presenza di lembi di stratificazioni impermeabili sopra la massa calcarea contenente la Grotta di Cittareale ha fatto si che questi apporti epigenici fossero di piccola entità, e di conseguenza le vie di drenaggio epigeniche hanno estensione e dimensioni ridotte.

Resta da capire se la sorgente posta nella valle sottostante, 100 m sotto l'imbocco della Grotta, sia collegata con gli attuali flussi epigenici che la percorrono. A tal proposito è interessante notare che una faglia NNe-SSO interseca sia l'ingresso della grotta che la sorgente. Altrettanto interessante rilevare che il pozzo d'accesso al sistema sotterraneo è posto all'intersezione fra la faglia suddetta ed un'altra perpendicolare (NNO-SSE).

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

# 11. Gli acidificanti $H_2S(H_2SO_4) + HF$ d'origine endogena e i sistemi carsici confinati superiormente da uno strato impermeabile: la Buca di Faggeto Tondo

**a) Premessa e richiami** – Questo caso conferma ancora una volta come i principi e le regole imposte dalle leggi delle cinetiche chimiche, dell'idraulica, della termodinamica e della biologia si adattino, nella formazione di un sistema carsico, alla situazione geologica che di volta in volta s'incontra.

Nei casi di sistemi carsici epigenici sin qui descritti uno strato impermeabile ha sempre svolto il ruolo di confinante inferiore, contrastando le spinte della forza di gravità. Ma in situazioni ipogeniche, con flussi in risalita dal basso verso l'alto in condizioni freatiche, la funzione di una stratificazione impermeabile può svolgersi in modo diametralmente opposto e impedire la sviluppo verso l'alto di un sistema carsico.

Nella *Parte VI, capitolo 02, paragrafo d, Figure 115a, 115b e 115c* viene descritta in modo schematico una situazione che è coerente con l'ipotesi speleogenetica definita nel precedente capoverso, in particolare con la *Figura 115c* (attenzione: questa descrizione idraulica riporta solo i percorsi principali dei flussi endogeni; non c'è alcun riferimento alle falde freatiche collegate ai punti di fuoriuscita perché in questa descrizione si vuol mettere in evidenza solo la funzione confinante superiore degli strati impermeabili in funzione delle pressioni endogene e i dislivelli da superare). La situazione proposta viene qua di seguito analizzata, in modo completo, utilizzando l'esempio concreto della Buca di Faggeto Tondo).

**b)** Descrizione topografica, geologica e speleomorfologica – In *Figura 301* si ripete, per semplificare la lettura, lo schema dello spaccato NNE-SSO di Monte Cucco (precedente *capitolo 09, paragrafo b, Figura 286*). La posizione della Buca di Faggeto Tondo è sul versante occidentale e si sviluppa a pochi metri di profondità, seguendo l'andamento del pendio. Si sviluppa interamente nella formazione del Calcare Massiccio (come le principali cavità del Monte Cucco). La sua morfologia è per la quasi totalità freatica (85%).



Fa eccezione il settore della Chiavica, il cunicolo che segue l'ingresso superiore e alcuni brevi tratti del ramo ascendente che conduce alla Porta di Ferro (in corrispondenza di modesti arrivi d'acqua) dove la morfologia assume caratteristiche proprie della carsificazione in condizioni vadose (pozzi-cascata, meandri, ecc.).

La parte finale, più bassa di quota e corrispondente all'Ingresso inferiore (Pozzo Alberto), è un insieme di gallerie, sale e zone labirintiche freatiche che si allungano lungo una superficie pianeggiante. Il che fa ipotizzare una genesi lungo una superficie piezometrica di una falda freatica. In superficie uno strato impermeabile (Grigio Ammonitico) ricopre tutta l'area sotto alla quale si sviluppa la cavità. Da questa "protezione" è escluso il settore che dall'ingresso superiore porta a quello inferiore (dove infatti non sono presenti sedimentazioni di gesso).

Come già ricordato questa copertura impermeabile ha permesso la conservazione delle stratificazioni di gesso (*Figure 257, 258, 259 e 260*) all'interno della parte ascendente del sistema carsico. Altrimenti sarebbero state dilavate da flussi epigenici meteorici che hanno certamente seguito la precipitazione del solfato di calcio.

La Buca è una successione di condotte forzate con pendenza intorno ai 25° (*Figura 261*). I loro diametri si riducono man mano che si sale verso la Porta di Ferro, oltre la quale i passaggi diventano angusti e poi impenetrabili (anche perché quasi completamente ostruiti da incrostazioni di minerali d'origine ipogenica).



L'immersione delle condotte della Buca di Faggeto Tondo coincide con l'immersione degli strati del Calcare Massiccio.

Le ricche mineralizzazioni sedimentate, dove prevale nettamente il gesso, sono più cospicue nella zona più in quota, con l'apice in corrispondenza della Porta di Ferro. Qui le pareti della cavità sono interamente ricoperte di derivati dell'acido solforico come il solfato di calcio, la barite (**BaSO**<sub>4</sub>) e la celestina (**SrSO**<sub>4</sub>) (Figura 302). C'è anche la presenza, eccezionale, della Fluorite (CaF2) che sarà oggetto di una dettagliata analisi nel successivo capitolo 12.

La zona più elevata del sistema si sviluppa intorno a quota 1390 m, la stessa lungo la quale si sviluppa il Tratto Turistico della Grotta di



Monte Cucco che ha i suoi ingressi sia nel versante orientale che settentrionale della montagna (precedente *capitolo 09, paragrafi c, d, e, Figure 288, 293 e 294*).

Gli ingressi al sistema sotterraneo sono molto angusti e in quello superiore (Buca di Faggeto Tondo) le dimensioni sono ancora più ridotte per la presenza di abbondanti incrostazioni litogenetiche, la composizione mineralogica delle quali verrà esaminata nel successivo *capitolo 12* (dando fondamentali indicazioni sulla successione delle fasi speleogenetiche).

**c)** La fase iniziale della speleogenesi della Buca di Faggeto Tondo – La situazione all'inizio è riportata nella sezione della *Figura 303*. Fra le possibili questa è una delle ipotesi più attendibile, che soggiace al principio per cui i fattori fondamentali cinetici, idraulici, termodinamici e biologici devono essere rispettati, ma compatibilmente con la specifica situazione geologica.

Contestualmente alla formazione della Buca si stava svolgendo la seconda fase della carsificazione della Grotta di Monte Cucco (precedente *capitolo 09, paragrafo d, Figura 293*), quella che ha portato alla formazione del Tratto Turistico. La *Figura 303* è la *Figura 293* modificata (è stato tolto il ramo Nord del Tratto Turistico perché nella proiezione in sezione è occultato dal Ramo Est) e integrata della sezione longitudinale della Buca di Faggeto Tondo, come s'ipotizza che fosse nella sua fase iniziale di carsificazione.

La situazione fu tale per cui la spinta del flusso endogeno - attraverso il condotto ipogenico iniziale della Grotta di Monte Cucco - spinse la superficie piezometrica fino al livello dell'attuale Tratto Turistico. Le aperture del mantello impermeabile esterno richiamarono il flusso verso l'ingresso Est e Nord (come visto nella *Figura 293*), ma anche nel versante occidentale lungo la superficie piezometrica pendente verso SSO, fino a fuoriuscire attraverso la "foratura" della copertura impermeabile che nel frattempo l'erosione superficiale vi aveva praticato.

E' evidente che fu un momento di grande pressione interna, con portata sufficiente a mantenere attive, sia pur con grado diverso, le tre risorgenti. Anche il carico degli acidificanti era molto elevato e la carsificazione procedette spedita con una velocità inconsueta. Una situazione questa che non può essere attribuita alla sola azione delle sottostanti Anidriti di Burano. E' verosimile invece che abbiano interagito in contemporanea ben più energici fenomeni legati al vulcanismo. Infatti non furono presenti solo gli acidificanti tipici del termalismo ( $H_2S e H_2SO_4$ ) ma anche l'acido fluoridrico. E' anche la presenza di questo acidificante, insieme ad altri peculiari fattori, a rendere anomalo il caso che stiamo esaminando.



Tutti i flussi furono costantemente aggressivi e la carsificazione avvenne secondo i criteri validi per tutti i sistemi epi-ipogenici in precedenza descritti. Le soluzioni di continuità della roccia calcarea interessate dal drenaggio furono le grandi faglie e gli orizzonti porosi. Contribuirono al passaggio del flusso anche gli interstrati e la piccola rete di fratture che l'orogenesi aveva creato flettendo le stratificazioni.

Ma nella situazione rappresentata in *Figura 303* un aspetto era radicalmente diverso da ogni caso precedente: a causa della "foratura" sul versante occidentale la falda freatica ebbe una fuoriuscita ad una quota inferiore a quella della sua superficie piezometrica! Una situazione tale che permise al flusso d'origine endogena, in un settore ristretto del massiccio calcareo, di discendere anziché salire! Si creò uno schema idraulico come rappresentato nella *Figura 106* (*Parte VI, capitolo 01, paragrafo g*), con una perdita la cui portata Q era pari a:

201

$$Q = \sigma \cdot \sqrt{2hg}$$

dove:

 $\sigma$  = sezione trasversale del foro d'uscita h = carico idraulico g = accelerazione di gravità

Ma il flusso in discesa non poté defluire liberamente verso valle perché la misura della sezione  $\sigma$  del foro d'uscita era tale da mantenere tutta la paleo Buca in condizioni freatiche, sotto pressione. Infatti non si potrebbe spiegare altrimenti la morfologia a condotte forzate del sistema sotterraneo, tuttora rimasta tale salvo piccoli settori epigenici formatisi successivamente (vedi precedente *paragrafo* **b**). Anche attualmente l'ingresso superiore del sistema sotterraneo - una perfetta condotta forzata - è il suo passaggio più angusto.

Per meglio comprendere i meccanismi idraulici che possono portare a questa situazione di un flusso discendente in pressione si veda quanto descritto nelle *Figure 179 e 180 (Parte IX, capitolo 02, paragrafo c*).

**d) Il ruolo anomalo di confinamento superiore del mantello impermeabile** – Resta da spiegare come la disposizione dello strato impermeabile in superficie possa aver imposto lo sviluppo del sistema carsico aderente a esso (*Figure 301 e 303*). E questo è un fatto incontrovertibile (caratteristico anche di altri sistemi sotterranei) che non può essere giustificato come un'imprevedibile evoluzione legata al caso. D'altro canto

non ci sono nella massa calcarea delle soluzioni di continuità della roccia che possano giustificare quest'anomalia.

La spiegazione è invece contenuta nella relazione fondamentale, come noto valida sia per condotti freatici che per canali vadosi, (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23c*):

$$Q = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{4\pi \Re^4}{\mu L} \cdot \Delta p$$
 202

Il  $\Delta p$  in questo caso è uguale alla differenza di pressione che si registra a livello della superficie piezometrica SSO (quindi uguale a quella atmosferica) e nell'Ingresso Superiore della Buca di Faggeto Tondo. Quantitativamente, essendo 1390 m slm la quota della superficie piezometrica SSO e 1200 m slm la quota dell'Ingresso Superiore, il valore  $\Delta p$  corrispondeva a una pressione pari a:

$$\Delta p = \frac{(1390 - 1200)}{7,26} = 26 \ atm$$
 202 bis

La *Relazione 202*, come più volte definito in precedenza, stabilisce che la portata Q è in funzione di vari coefficienti e parametri legati alla geometria del condotto. Ma soprattutto stabilisce una dipendenza dal raggio medio  $\Re$  del condotto (direttamente proporzionale alla sua quarta potenza), dalla sua lunghezza L(inversamente proporzionale) e dalla differenza di pressione  $\Delta p$  (direttamente proporzionale). Nell'ipotesi, attendibile, che il raggio medio e la differenza di pressione siano rimasti costanti, la lunghezza L è stata il discrimine nel definire il percorso del flusso ipogenico (in discesa nella Buca di Faggeto Tondo).

Infatti, facendo riferimento alla *Figura 303*, fra i percorsi ipotizzati ( $L_1$ ,  $L_2$  e  $L_3$ ) per congiungere la superficie piezometrica e la fuoriuscita del sistema carsico, il percorso  $L_1$ , quello più coincidente con l'andamento della grotta, è il più corto e quindi quello che permette la maggior portata. Ed è anche quello che ha una cadente piezometrica J con il valore più elevato; il che garantisce una velocità di corrosione superiore.

La conseguenza, come più volte ed estesamente descritto in precedenza, è stata che lungo l'itinerario  $L_1$ , il più aderente alle coperture impermeabili e il più corto, la velocità di corrosione fu più elevata che negli altri possibili itinerari ed ha formato la paleo Buca di Faggeto Tondo con dimensioni "esplorabili", mentre gli altri percorsi, più lunghi, se c'erano, non sono stati sufficientemente allargati.

E' ovvio quindi che la Grotta abbia avuto necessariamente uno sviluppo che segue pedissequamente la stratificazione impermeabile soprastante.

Solo nel caso di un'immersione degli strati più accentuata si sarebbe potuto ottenere un percorso più breve; e il minor percorso possibile si ha con una stratificazione impermeabile verticale, quando fra l'altro la cadente piezometrica J raggiunge il valore **1**, il suo valore massimo (*Parte II, capitolo 04, Figura 28*).

e) La seconda fase dell'evoluzione della Buca di Faggeto Tondo e la sedimentazione del gesso – Questa cavità è nota per l'abbondanza delle stratificazioni di gesso lungo le sue inclinate (25-30°) condotte freatiche (precedente *capitolo 05, paragrafi* **a**, **b** e **c**, *Figure 257, 258, 259, 260 e 261*).

L'analisi dell'evoluzione di questo sistema carsico non può esimersi dal dare una spiegazione sulla formazione di queste stratificazioni di **CaSO**<sub>4</sub>, anche perché questo fenomeno incide sulla dissoluzione del calcare con una corrosione addizionale: ogni molecola di gesso depositato equivale a una molecola di calcare solubilizzata dall'acido solforico (precedente *capitolo 05, paragrafo c, Figura 262*), molecole portate in soluzione che vanno a sommarsi a quelle corrose dagli acidificanti H<sub>2</sub>S, HF (e CO<sub>2</sub>).

**Una prima ipotesi**, facendo riferimento sempre alla *Figura 303* e ricordando che il gesso può formarsi solo in condizioni vadose quando è possibile l'ossidazione del  $H_2S$  in  $H_2SO_4$ , potrebbe vedere la formazione dei suoi germi cristallini lungo la superficie piezometrica (che era sicuramente in uno stato vadoso) e poi il loro trascinamento, ad opera dei moti convettivi del flusso, nelle condotte forzate della paleo Buca.

Qui, con il nuovo regime (freatico) potrebbero essersi verificate delle condizioni che hanno portato nel flusso la soprasaturazione del gesso e quindi la sua precipitazione.

#### Parte X

Precipitazione che potrebbe essere stata favorita dall'instaurarsi, nelle condotte della Buca, di uno scorrimento in regime turbolento. La turbolenza, avendo un contenuto energetico 48 volte superiore a quello del moto laminare (*Parte II, capitolo 02, paragrafo I*), ha incrementato la produzione di germi cristallini. Può aiutare alla comprensione del fenomeno ricordando lo schema di *Figura 262* (precedente *capitolo 05, paragrafo c*).

**Una seconda ipotesi**, più probabile, è descritta nella *Figura 304*. La pressione endogena del flusso ipogenico (non il carico degli acidificanti) diminuì per cause di difficile definizione (forse anche a seguito di un piccolo innalzamento orogenetico) e, di conseguenza, si ridusse anche la portata del flusso. Le condotte forzate della paleo Buca non furono più allagate completamente e la condizione divenne vadosa. L'acido solforico poté formarsi e produrre gesso.



Ma per far precipitare i germi cristallini di solfato di calcio fu necessario raggiungere la sua soprasaturazione nel flusso, cosa non facile da ottenere visto l'alto valore del suo prodotto di solubilità.

Per giustificare la sedimentazione di questo minerale occorre far riferimento a quanto definito nella *Parte X, capitolo 05,* dove è precisato che la formazione di gesso solido può avvenire solo in condizioni di eccezionale efficacia degli acidificanti endogeni e per periodi geologici di breve durata.

Se queste condizioni "speciali" non si verificano il flusso carsico tende a solubilizzare il gesso piuttosto che a depositarlo.

N'è una prova il fatto, avvenuto in una fase successiva alla deposizione, che nelle condotte della Buca di Faggeto Tondo sono ben evidenti nei depositi di gesso microcristallino i solchi scavati fino a mettere a nudo il fondo calcareo delle condotte freatiche originarie.

La costatazione generalizzata che in corrispondenza di questi solchi il pavimento calcareo non presenta alcun approfondimento "gravitazionale" dimostra che lo scorrimento vadoso successivo alla deposizione del gesso è stato di brevissima durata: il tempo di solubilizzare ed erodere qualche metro (di spessore) di sedimenti microcristallini, che, fra l'altro, è la forma che meglio si presta a essere disciolta e rimossa meccanicamente.

Infine, per completare questo paragrafo, occorre far menzione del fatto che in questa fase, proprio in conseguenza della riduzione della portata del flusso, questi non ha più avuto la pressione sufficiente per fuoriuscire dall'Ingresso Superiore e quindi ha iniziato a "fossilizzarsi" il breve tratto in risalita (*Figura 312*).

Per contro furono interessati al drenaggio delle acque sotterranee gli orizzonti porosi sotto la copertura impermeabile esterna che permisero di raggiungere (lungo il percorso più breve per i motivi detti in precedenza) una nuova "foratura" del mantello impermeabile (sempre ad opera dell'erosione esterna) sottostante alla precedente (Pozzo di Alberto). In tal modo si formò il tratto discendente della Buca.

**f)** La terza fase dell'evoluzione della Buca di Faggeto Tondo - Questo step dell'evoluzione del sistema sotterraneo di Faggeto Tondo mostra come nel tempo la pressione endogena a Monte Cucco sia andata diminuendo, lasciando "fossilizzare" i settori più alti in quota (*Figura 305*).



L'abbassamento della superficie piezometrica è stato di circa 190 m di dislivello, fino a coincidere con il livello del settore sub-orizzontale della Buca di Faggeto Tondo, quello posto in corrispondenza del Pozzo di Alberto.

In contemporanea è probabile che si siano andati formando anche i settori della Galleria dell'Orco, dell'Infernaccio, del Salone Canin e della Regione Italiana tutti posti su quote compatibili per allinearsi sulla superficie piezometrica del momento (*Figura 286*).

L'abbassamento della superficie piezometrica non fu causato solo alla diminuzione della pressione endogena ma anche dall'innalzamento del massiccio a seguito dell'orogenesi compressiva e, soprattutto, dallo smantellamento delle coperture impermeabili esterne.

I meccanismi della corrosione del calcare furono gli stessi di quelli descritti per i sistemi epi-ipogenici analizzati in precedenza, con l'unica differenza che l'acidificante HF non fu più presente (venne meno il contributo dell'attività vulcanica).

Le infiltrazioni delle acque meteoriche produssero delle canalizzazioni vadose che drenarono (e drenano tuttora) le acque epigeniche (meandri, retroversioni, pozzi-cascata, catture) e non riuscirono mai a superare il potere confinante inferiore delle superfici piezometriche.

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

**g)** La quarta e ultima fase dell'evoluzione della Buca di Faggeto Tondo – Con questo step si arriva alle condizioni attuali, come rappresentato in Figura 306. La superficie piezometrica si è abbassata progressivamente fino a raggiungere il suo punto di fuoriuscita attuale, la Sorgente Scirca (*Figura 301*).



Quest'abbassamento di livello della superficie piezometrica è la conseguenza di quattro fattori:

- 1. le coperture impermeabili di Monte Cucco, specie quelle del versante occidentale, sono state progressivamente smantellate dall'erosione superficiale (ora il loro vertice inferiore coincide con la Sorgente Scirca, che vi trabocca sopra);
- 2. l'orogenesi che ha sollevato il massiccio del Monte Cucco (come del resto tutto l'Appennino umbromarchigiano);
- 3. le risalite dei flussi ipogenici contenenti **H<sub>2</sub>S**, **CO<sub>2</sub>** (e **H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>**) sono andate via via attenuandosi, fino ad annullarsi; la falda non si innalza più per la pressione che questi flussi creano;
- 4. per contro il flusso epigenico è andato gradualmente aumentando nel tempo, facendo anche conto sulle infiltrazioni delle precipitazioni nelle masse calcaree via via denudate dalle stratificazioni impermeabili (comunque non è mai stato tale da produrre un innalzamento rilevante della superficie piezometrica, se non nei termini di fluttuazioni dovute alle variazioni stagionali delle precipitazioni meteoriche).

Per avere dei dati che possano in qualche modo definire l'entità di queste fluttuazioni stagionali si può far riferimento alle caratteristiche di oggi della Sorgente Scirca, il principale punto di fuoriuscita delle acque sotterranee di Monte Cucco.

E' stato misurato durante le esplorazioni degli anni passati che la superficie piezometrica sul fondo della Grotta di Monte Cucco può oscillare anche di 50 m, al di sopra e sotto il livello medio (e il fondo è posto ad una distanza di circa 1,2 km dal punto di risorgenza di Scirca; come dire che la cadente piezometrica J può oscillare fra **0,006** e **0,08** e la pendenza di qualche decimo di grado).

L'abbassamento della superficie piezometrica non è stato repentino ma progressivo, verosimilmente a gradini. Fra la sua posizione nella terza fase e quello nella quarta fase (*Figure 305 e 306*) è verosimile che vi siano stati dei periodi di stasi o di rallentamento nel sollevamento e nell'erosione degli strati impermeabili esterni, con conseguente prolungamento della carsificazione lungo le stesse superfici piezometriche. Gli agenti acidificanti di queste fasi intermedie sono stati ancora  $H_2S$ ,  $H_2SO_4$  e  $CO_2$  d'origine endogena, ma con concentrazioni che sono andate fluttuando e sempre più diminuendo. Mancando la spinta paramagmatica è venuto a mancare anche il potenziale chimico dell'acido fluoridrico.

La carsificazione epi-ipogenica relativa a queste fasi intermedie non ha interessato la sola Buca di Faggeto Tondo (almeno così appare dalle conoscenze attuali), bensì ha agito anche sull'adiacente Grotta di Monte Cucco (e altre cavità ancora), la cui correlata evoluzione ha portato alla formazione di tutti i settori freatici al di sotto della Galleria dei Barbari, come riportato nelle *Figure 286, 287 e 306*.

In quest'ultima immagine, poiché il presente capitolo è dedicato esclusivamente alla Buca di Faggeto Tondo, sono stati solo indicati i settori della Grotta di Monte Cucco che si sono formati in quest'ultima parte dell'evoluzione carsica, specificatamente la Regione Italiana e il Salone Staffa. I particolari della loro genesi sono contenuti nella seguente *Parte XI*.

Non potrebbe essere altrimenti vista come un'ipotesi più che attendibile ritenere che i sistemi carsici conosciuti di Monte Cucco, escluso quelli epigenici puri della Buca della Valcella e dell'Abisso del Boschetto, siano interconnessi nella loro genesi ipogenica. Rende più che plausibile questa ipotesi il fatto che quasi tutte le cavità del Monte Cucco si sono sviluppate all'interno della stessa formazione rocciosa (Calcare Massiccio) dove la perturbazione tettonica è tale da garantire l'interconnessione fra tutte le soluzioni di continuità della roccia.

Fra la fase terza e quarta l'azione carsogena, esclusivamente legata alla discesa di acque meteoriche, si è avuto il completamento della formazione d'importanti sistemi epigenici (ad andamento prevalentemente verticale), come i complessi Abisso del Boschetto-Meandrino, Cascata della Fluoresceina-Pozzo del Berro-Indiana Jones-Fiume Miliani, Camino della Bestia-Pozzo Franoso. Di questo schema fanno parte anche le nuove diramazioni epigeniche scoperte al di là dei Cunicoli del Vento nel Salone Canin.

Ma si deve tener presente che (per la descrizione completa si veda la *Parte XI, capitolo 01, paragrafo b*) l'approfondimento dei sistemi epigenici è avvenuto conseguenzialmente all'abbassamento in quota della superficie piezometrica, che ha sempre funzionato contemporaneamente da confinante - inferiore per i flussi epigenici e superiore per quelli ipogenici - senza mai permettere che le acque meteoriche potessero carsificare al di sotto del suo livello.

Tutto ciò ha portato alla formazione di un unico complesso sistema carsico sotterraneo - la Grotta di Monte Cucco e le altre cavità a essa direttamente o indirettamente collegate - che è il risultato della sovrapposizione e dell'intersecarsi di azioni speleogenetiche diverse sia per le condizioni (ipogeniche ed epigeniche) che per i tempi d'attuazione.

Nel paragrafo che segue sono contenuti degli elementi chimici e mineralogici che contribuiscono a completare la descrizione del fenomeno. Ma si rimanda soprattutto alla *Parte XI* per i dettagli di questa articolata evoluzione speleogenetica, che costituisce un esempio emblematico nel dare un contributo importante per la comprensione dell'origine, dello sviluppo e della morfologia di molti altri grandi sistemi carsici "complessi".

# 12. L'acidificante HF d'origine endogena nella Buca di Faggeto Tondo

a) Premessa, richiami e considerazioni preliminari – La Buca di Faggeto Tondo, nonostante abbia una collocazione spaziale sottostante ai livelli di più elevati del carsismo di Monte Cucco (quelli mostrati nelle *Figure 288 e 293*) (precedente *capitolo 09, paragrafi c e d*), nella sua genesi è collegata proprio a questi, come è mostrato nella *Figura 303* (precedente *capitolo 11, paragrafo c*). Pertanto, come vedremo in seguito, questo sistema carsico è stato interessato dai flussi di prima generazione, quelli che sono stati spinti dalle maggiori pressioni endogene e che contenevano il maggior carico di acidificanti e di agenti mineralizzanti.
#### Parte X

In tutti i casi di sistemi carsici epi-ipogenici in precedenza esaminati non è stata mai riscontrata la presenza di acido fluoridrico (**HF**) e di fluorite (**CaF**<sub>2</sub>) (che è il prodotto della corrosione del calcare per opera di **HF**). All'interno della Buca di Faggeto Tondo invece la fluorite è presente in massa, a testimonianza che la sua genesi è stata coinvolta nella fase più acuta della risalita dei flussi endogeni, quella che ha visto le maggiori pressioni interne, le più alte temperature, il maggior numero di acidificanti in sinergia, con le concentrazioni più elevate (*Aldrovandi, 2003*).

Da tenere presente che in alcune mineralizzazioni rinvenute all'interno della Forra di Rio Freddo (Massiccio del Monte Cucco), a quote inferiori ai 1000 m slm, sono stati individuati dei cristalli di fluorite. Questo rende plausibile l'ipotesi che anche nelle ultime fasi della carsificazione ipogenica che ha interessato la zona ci sia stata la presenza di *HF* e quindi che abbiano contribuito alla carsificazione ancora una volta flussi d'origine paramagmatica.

**b)** L'acido fluoridrico – L'acido fluoridrico è un acido relativamente debole, avendo una costante di dissociazione pari a  $k_a = 6, 7 \cdot 10^{-4}$ . A temperatura ambiente, sopra i 19°C, si presenta sotto forma gassosa (corrosivo anche su materie inattaccabili come il vetro). E' un acido molto solubile in acqua, dove addirittura forma un azeotropo (combinazione molto stabile con poteri corrosivi elevati). La sua molecola, piccola e leggera, è facilmente trasportata da un convoglio fluido idrotermale, dove rimane in sospensione nella porzione più superficiale come soluzione colloidale.

Tenuto conto che la Fluorite si forma al contatto fra il calcare e l'acido fluoridrico solo a temperature <u>superiori ai 130 °C</u>, è difficile immaginare che nella Buca di Faggeto Tondo siano transitati solo flussi ipogenici come quelli che trasportano  $H_2S$  a Frasassi sotto la spinta provocata dalla dilatazione delle Anidriti. Infatti con questo tipo di meccanismo l'**HF** può essere convogliato verso l'alto, ma con temperature dei flussi di qualche decina di gradi centigradi (come si riscontra normalmente nelle sorgenti termali) e non sarebbe mai in grado di produrre la formazione di **CaF**<sub>2</sub>.

Allora le ipotesi plausibili per giustificare la presenza di Fluorite nella Buca non possono essere che (*Aldrovandi, 2003*):

- corpi ignei sottostanti o vicini alle evaporiti hanno espulso dei fluidi (liquidi e gas) con temperatura elevata, che hanno attraversato la formazione triassica, prelevandovi l'acido fluoridrico e trasportandolo fino sulla superficie piezometrica delle falde freatiche; ciò è verosimile in quanto l'analisi di campioni di rocce evaporitiche triassiche (Anidriti di Burano nella fattispecie di Monte Cucco) vi hanno rilevato la presenza di quantità consistenti di fluoro;
- 2. fluidi "paramagmatici" originatisi a seguito d'attività vulcanica, caldi e contenenti **HF**, hanno percorso le vie tracciate dalla tettonica fino a formare flussi ipogenici con incisive capacità carsificanti; è possibile anche, come descritto nel punto precedente, che questi flussi abbiano attraversato delle formazioni evaporitiche, arricchendosi ulteriormente di **HF**.

E' da escludere che la Fluorite rinvenuta nella Buca di Faggeto Tondo si sia formata contestualmente alla formazione del Calcare Massiccio: la temperatura dell'ambiente marino di sedimentazione non superava certamente i 130° C!

E' anche poco probabile che, dopo l'emersione dei rilievi appenninici e prima che iniziasse la carsificazione, l'acido fluoridrico abbia permeato le discontinuità della roccia calcarea, producendo incrostazioni di **CaF**<sub>2</sub>. L'analisi mineralogica dei campioni raccolti nella zona del Cambio o della Porta di Ferro (*Figura 301*) lo escludono (*Aldrovandi, 2003*).

**c)** La corrosione del calcare e la deposizione di fluorite – La reazione che produce la corrosione del carbonato di calcio con l'acido fluoridrico può essere sintetizzata stechiometricamente nel modo seguente:

$$CaCO_3 + 2 HF = CaF_2 + CO_2 + H_2O$$
 203

Ma, come già indicato, avviene in modo quantitativamente significativo solo fra i 130 -180°C! Qualora vengano raggiunte queste temperature, volendo rappresentare sotto l'aspetto delle cinetiche chimiche la corrosione di cui alla *Relazione 203*, lo schema è quello riportato nella *Figura 307*.



Cinetiche del tutto simili a quelle prodotte dall'acido solforico (precedente capitolo 05, paragrafo c, Figura 262) con la differenza che:

- 1. I'**HF** è presente nei flussi endogeni anche in condizioni freatiche, contrariamente all'**H<sub>2</sub>SO**₄ che può provenire solo dall'ossidazione dell'H<sub>2</sub>S in condizioni vadose;
- 2. I'H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> corrode anche a temperatura ambiente, mentre HF agisce sul calcare solo ad alte temperature;
- 3. è lo ione  $F^{-1}$  a catturare gli ioni  $Ca^{+2}$  per formare  $CaF_2$  e non lo ione  $SO_4^{-2}$  che forma invece  $CaSO_4$ ;
- 4. il prodotto di solubilità della Fluorite ha un valore molto basso  $(K_{ps} = 3, 4 \cdot 10^{-11})$ , mentre quello del gesso è più elevato di ben sei ordini di grandezza  $(K_{ps} = 7, 1 \cdot 10^{-5})$ ; ciò significa che la Fluorite, al contrario del gesso, raggiunge facilmente la saturazione in soluzione e ne precipita un percentuale prossima al 95%.

Gli schemi di Figura 307, sempre se la temperatura del flusso endogeno supera i 130 °C, dicono che la presenza di HF ha un grande potere corrosivo sul calcare (nonostante che sia un acido debole), per di più anche in condizioni freatiche (carsifica tanto nel corpo della falda quanto lungo le superfici piezometriche).

La corrosione con *HF* si esplica con guattro effetti che si sommano:

- 1. è un acidificante che si solubilizza completamente nell'acqua del flusso, dissociandosi in parte (è un acido debole) e producendo idrogenioni  $H^+$ , che catturano gli ioni  $\mathrm{CO}_3^{-2}$  provenienti dal calcare solido; questa fa aumentare la velocità di dissoluzione del calcare tutto a vantaggio di una sua maggiore corrosione;
- 2. lo ione  $\mathbf{F}^{-1}$  si associa facilmente con lo ione  $\mathbf{Ca}^{+2}$  per formare fluorite  $\mathbf{CaF}_2$ , la quale, dato il basso valore del suo prodotto di solubilità, precipita facilmente (attraverso la formazione di germi cristallini) in sedimenti solidi che appaiono all'interno della Buca sia come incrostazioni in parete sia come riempimenti in fratture sia come depositi misti ad altre forme cristalline sia come corpuscoli di dimensioni millimetriche (o meno) dispersi in incrostazioni litogenetiche a base di calcite; anche in questo caso si sottrae all'equilibrio lo ione Ca<sup>+2</sup>, favorendo ulteriormente il passaggio del calcare dalla roccia incassante alla soluzione del flusso (ogni due molecole di *HF* si solubilizza una molecola di CaCO<sub>3</sub>);
- la sottrazione di Ca<sup>+2</sup> inibisce tanto il ritorno di molecole di calcare nella roccia incassante quanto la 3. formazione di germi cristallini di calcite; entrambi i fenomeni vanno a vantaggio della dissoluzione della roccia calcarea;
- 4. la copresenza dell'acidificante CO<sub>2</sub> tramite *la Reazione 203*.

#### Parte X

Ed è attendibile ritenere che quando avviene questa congiuntura d'azioni corrosive, specie se sono presenti tutti gli acidificanti sinora elencati ( $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $H_2SO_4$  e HF) la carsificazione di grandi vuoti può avvenire anche in poche migliaia di anni (se non di meno).

Dal punto di vista cinetico, anche per la genesi della Buca di Faggeto Tondo l'equazione di velocità della reazione della dissoluzione del calcare è sempre la nota *Relazione 155 (Parte IX, capitolo 03, paragrafo c)*, con immutate tutte le caratteristiche che la rendono l'artefice anche della corrosione differenziata in condizioni di costante aggressività.

La carsificazione ipogenica stravolge le convinzioni acquisite sui tempi di realizzazione dei fenomeni carsici. Convinzioni che si sono fondate soprattutto su ricerche aventi per oggetto sistemi epigenici (*Dreybrodt*, *Gabrovšek, Romanov, 2005*), le quali, partendo da modelli carsici semplici ("fessura standard" Parte IV, capitolo 01, paragrafo c, Figura 57) hanno definito empiricamente gli ordini di reazione e le costanti di velocità dei meccanismi chimici della dissoluzione del calcare, per il cui tramite hanno poi potuto calcolare i tempi di realizzazione dei sistemi carsici.

Il carsismo con componente ipogenica, pur avendo le stesse costanti di velocità di reazione del carsismo epigenico, ha un grado di aggressività tale da rendere la velocità di corrosione del calcare di diversi ordini di grandezza superiore.

d) La Fluorite e la Buca di Faggeto Tondo – Fra le grotte ipogeniche a noi note l'unica in cui sia certa la presenza di Fluorite è la Buca di Faggeto Tondo. Ed è una presenza massiccia e diffusa. Il minerale è distribuito lungo tutto il tratto ascendente della cavità, con l'apice della concentrazione nel settore della Porta di Ferro (*Figura 302*).

Nella Figura 308 è resa evidente l'entità delle deposizioni cristalline nella zona del Cambio dove la fluorite costituisce gran parte delle mineralizzazioni sedimentate sul pavimento: guasi il 70 % dell'ammasso di minerali violacei posti nella parte inferiore della fotografia è costituito da cristalli di Fluorite (Figura 309).

Oltre la fluorite sono presenti cristalli di  $CaSO_4$ ,  $CaCO_3$ ,  $BaSO_4$ ,  $SrSO_4$  e di molte altre specie chimiche, tutti minerali estranei, normalmente, ai fenomeni carsici.

Questi depositi apparentemente informi di minerali si sono accumulati quando le condotte carsiche si stavano formando o si erano già formate (*Aldrovandi, 2003*), dimostrando quindi che gli acidificanti ipogenici (escluso H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, ma solo in condizioni freatiche) sono stati i fattori fondamentali della



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte X

genesi del fenomeno carsico di Monte Cucco, specie nelle fasi iniziali quando si sono originati i condotti a pressione che hanno guidato il flusso endogeno dai livelli più profondi (Trias?) all'attuale Pozzo del Nibbio (*Figure 288 e 293*) (precedente *capitolo 09, paragrafi c e d*).

Anche le incrostazioni sulle pareti e i riempimenti nelle fratture della roccia incassante sono verosimilmente coeve alla formazione del sistema carsico e costituite in gran parte da Fluorite (*Figure 310 e 311*).



La loro deposizione in incavi, canalizzazioni cieche e fratture della roccia calcarea, oltre ovviamente a essere collegata a uno stato di soprasaturazione di **CaF**<sub>2</sub> nella soluzione carsica, è stata facilitata dal fatto che questi settori delle condotte hanno contenuti d'energia cinetica (moti convettivi) più bassi rispetto ai filetti del flusso che scorre al centro delle condotte. Ciò vi favorisce la deposizione dei germi cristallini, come nel caso equivalente della calcite (*Parte VIII, capitolo 04, paragrafo b, Figura 153*).

In conclusione, i fatti presentati e le considerazioni svolte in questo paragrafo e nei precedenti **a**, **b** e **c** dimostrano che la fase iniziale della carsificazione a Monte Cucco è stata la più efficace per la formazione dei suoi sistemi sotterranei, con l'intervento di tutti gli acidificanti possibili, compreso **HF**. In questa fase embrionale è stata coinvolta anche la Buca di Faggeto Tondo, nonostante che fosse collocata su livelli di quota inferiori (*Figura 303*).

Per completezza occorre menzionare che sopra la Buca di Faggeto Tondo esiste un'altra cavità - la Grotta Futura – che ne mantiene tutte le caratteristiche morfologiche e mineralogiche (*Figura 301*). Verosimilmente Grotta Futura e Buca di Faggeto Tondo costituivano un'unica cavità, sezionata poi da un'incisione superficiale provocata dall'erosione di acque meteoriche. La Grotta Futura è probabilmente il

"trait d'union" fra la carsificazione del Pozzo del Nibbio e la Buca di Faggeto Tondo!

Ouesto insieme di configurazione delle parti sommitali del carsismo di Monte Cucco mette in risalto che gli step fra una fase e l'altra della speleogenesi non sono stati mai troppo divaricanti. L'orogenesi, per la meno nelle fasi iniziali, ha prodotto un progressivo continuo sollevamento del massiccio calcareo (Aldrovandi, 2003).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte X

e) Le variazioni delle caratteristiche chimiche e fisiche dei flussi ipogenici nella Buca di Faggeto Tondo – Importanti conclusioni sulle variazioni delle caratteristiche dei flussi sono il frutto delle analisi su un'incrostazione litogenetica posta proprio in corrispondenza del cunicolo d'entrata della Buca di Faggeto Tondo, il passaggio più angusto di tutta la cavità (localizzazione indicata con una freccia nella sezione in *Figura 312*).

L'incrostazione in questione, dopo averla asportata dalla parete del cunicolo, è stata sezionata lungo l'asse di scorrimento del flusso. La sezione ottenuta è riportata in *Figura 313*. Il profilo superiore è quello che è stato a contatto con il flusso, mentre la parte inferiore, più chiara, era parte della parete del cunicolo. Tutta la parte più scura della sezione è materiale sedimentato, dove si evidenzia una successione di stratificazioni con spessori che variano dai 0,3 mm ai 5 mm. Il rettangolo rosso indica la superficie che è stata prelevata per ottenere una sezione sottile per le analisi mineralogiche al microscopio.





In primo luogo, è evidente che fra l'incrostazione e la roccia incassante non c'è una superficie netta di separazione, ma piuttosto una fascia in cui sembra che le mineralizzazioni depositate siano permeate all'interno della roccia calcarea (Calcare Massiccio con una porosità primaria pari al 30 %).

Nella *Figura 314* c'è la porzione di sezione sottile relativa a questa fascia di transizione, dove si riconoscono gli agglomerati di fossili tipici del Calcare Massiccio all'interno dei quali, tramite la porosità, sono penetrati dei cristalli di Fluorite, che si riconoscono, in alto a sinistra, perché più scuri.

Nella fotografia di *Figura 315* è riprodotta la situazione nelle prime stratificazioni dopo la fascia di





Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte X

transizione. La presenza di cristalli di Fluorite inizia a essere dominante, ma loro collocazione fa individuare delle stratificazioni a maggiore densità alternate a stratificazioni a minor densità. Comunque la Fluorite è sempre presente.

A volte il confine fra i vari "strati" è netto come evidenzia la *Figura 316* dove uno strato ad alta concentrazione di Fluorite segue un altro strato ad alta concentrazione di Calcite. Comunque la Fluorite, sia pur in concentrazioni molto ridotte, è sempre presente.

Non si hanno elementi per datare i vari strati dell'incrostazione, ma ciononostante è possibile ricavare dall'analisi eseguita alcune importanti conclusioni (*Aldrovandi, 2003*) che, unitamente a quanto descritto e analizzato in precedenza, contribuiscono a meglio comprendere le fasi della speleogenesi nella Buca di Faggeto Tondo e in tutto il Massiccio del Monte Cucco.

**Prima fase** – Per il tempo che il flusso ipogenico ha attraversato, in uscita, l'attuale cunicolo d'accesso, sedimentando l'incrostazione in esame, le condizioni erano freatiche lungo l'intero asse del sistema sotterraneo della Buca di Faggeto Tondo. Nella soluzione carsificante era presente l'**HF** che ha dato un contributo all'ampliamento del sistema sotterraneo e, di conseguenza, alla deposizione di **CaF**<sub>2</sub>. Si era dunque nella fase rappresentata dalla *Figura 303*, quella più carica d'energia e di potenziale chimico.

Il flusso aveva una temperatura molto elevata (almeno 130 °C) e conteneva tutti gli acidificanti tipici dell'ipogenesi (tranne l'acido solforico che in regime freatico non può formarsi). I flussi erano spinti verso l'alto da forze "paramagmatiche" prodotte da attività vulcanica in atto nella regione e/o in aree limitrofe. Come già detto, l'acido fluoridrico poteva provenire sia dalla stessa attività vulcanica che dalle evaporiti (*Aldrovandi, 2003*).

La risalita dei flussi, che in certi casi ha superato anche i 900 m di dislivello (ci riferiamo a un valore minimo derivato dalla profondità di sistemi carsici ipogenici come la Grotta di Monte Cucco), è stata possibile perché il paleo Monte Cucco era quasi completamente avvolto da mantelli impermeabili, che lasciavano delle vie d'uscita dalla roccia calcarea solo in prossimità della vetta (*Figura 288*) (precedente *capitolo 09, paragrafo c*).

E' il momento delle prime fasi embrionali della carsificazione a Monte Cucco, iniziate intorno ai 900.000 anni fa (*Aldrovandi, 2003*). I flussi erano caratterizzati da un alto contenuto energetico, con prevalenza dell'**HF** sull'**H<sub>2</sub>S**. Il gesso non si formava mentre la deposizione di Fluorite era presente lungo tutte le condotte forzate della Buca (incrostazioni parietali, riempimento di fratture, deposizione di accumuli cristallini). La velocità di corrosione era all'apice e i complessi ipogei si formavano in breve tempo (qualche migliaia di anni se non di meno).

Nelle fasi iniziali dell'azione ipogenica i flussi provenienti dalle precipitazioni meteoriche non hanno avuto alcuna incidenza sulla carsificazione. La superficie piezometrica della falda freatica era circoscritta all'area del paleo Pozzo del Nibbio o, al massimo, alla sola parte sommitale del paleo Monte Cucco.

**Seconda conclusione** – Successivamente, giacché nell'incrostazione di *Figura 313* si alternano strati con concentrazione variabile di cristalli di Fluorite, il flusso endogeno non ha mantenuto costanti le sue caratteristiche chimiche e fisiche. Ciò fa ipotizzare che la speleogenesi ipogenica sia stata soggetta a molteplici variazioni, con un succedersi di fasi distinte per pressione, potenziale chimico, temperatura e portata del flusso. Ma la componente ipogenica della carsificazione è sempre rimasta in atto.

*Terza fase* – Dall'analisi delle mineralizzazioni nella Buca di Faggeto Tondo emerge anche l'ipotesi che dopo le iniziali fasi acute della carsificazione ipogenica ci sia momento di rallentamento della risalita dei flussi endogeni. Ma ciò non ha dato alcuno spazio aggiuntivo all'approfondimento epigenico che è sempre stato limitato dalla superfice piezometrica in funzione dell'eliminazione progressiva dei mantelli impermeabili esterni.

**Quarta fase** - La portata del flusso endogeno è ancor più diminuita e poi si è stabilizzata, sicuramente con temperature più basse e senza la presenza attiva dell'acido fluoridrico. La superfice piezometrica rimase alla quota indicata dalla *Figura 304*, una quota che ha permesso di mantenere l'alimentazione dall'alto del flusso endogeno nella Buca di Faggeto Tondo, ma in condizioni vadose. E' il momento della deposizione del gesso, che ora troviamo a ricoprire gran parte del fondo e delle pareti del sistema sotterraneo.

#### 366

**Quinta fase** - Intorno ai 400.000 anni fa l'azione degli agenti endogeni ha ripreso vigore ma mai come nella prima fase embrionale e soprattutto senza la presenza di **HF** e di alte temperature. E' il momento della genesi, in condizioni prevalentemente vadose, del settore più basso della Buca di Faggeto Tondo (quello che ora corrispondente all'ingresso del Pozzo Alberto), e dei settori intermedi della Grotta di Monte Cucco; quelli con i volumi maggiori (Salone Staffa, Salone Saracco, Galleria dei Barbari, Burella, Infernaccio, Regione Italiana) (*Figura 305*). E' questa una fase caratterizzata da un'orogenesi rallentata e da una erosione esterna di poca consistenza, che ha permesso di mantenere a lungo la superficie piezometrica intorno alla stessa quota. Questo ha favorito una carsificazione concentrata lungo ben definite direttrici.

*Sesta fase* - L'azione ipogenica è poi terminata. Dopo di ciò i mantelli impermeabili esterni si son abbassati fino al livello attuale e il carsismo di Monte Cucco si è potuto sviluppare solo per vie epigeniche, approfonditesi fino a raggiungere la superficie piezometrica che ora è stabilita dalla Sorgente Scirca (*Figura 306*).

# 13. L'acidificante $H_2S$ (e $H_2SO_4$ ) d'origine endogena e i sistemi carsici confinati superiormente da uno strato impermeabile: la Grotta delle Tassare

a) Premessa e richiami – Anche in questo caso si conferma che i principi e le regole imposte dalle leggi della cinetica chimica, dell'idraulica, della termodinamica e della biologia sono condizionati, nella formazione di un sistema carsico, dalla situazione geologica della massa calcarea entro la quale si sviluppa.

Come più volte descritto, nei sistemi carsici epigenici uno strato impermeabile ha sempre svolto il ruolo di confinante inferiore. Ma in situazioni ipogeniche, con flussi in risalita dal basso verso l'alto in condizioni freatiche, la funzione di una stratificazione impermeabile può svolgersi in modo diametralmente opposto e impedire la sviluppo verso l'alto di un sistema carsico.

Nella Parte VI, capitolo 02, paragrafo d, Figure 116a, 116b e 116c viene descritta schematicamente una situazione che è coerente con l'ipotesi di speleogenesi proposta per la Grotta delle Tassare (attenzione:



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte X

#### Speleogenesi

questa descrizione idraulica non è completa, riportando solo i percorsi principali dei flussi endogeni in relazione ai dislivelli da risalire e alle pressioni interne, non facendo riferimento ad alcuna falda freatica come invece è opportuno inserire per una comprensione corretta del fenomeno).

**b)** Descrizione topografica, geologica e speleomorfologica – In *Figura 317* è disegnata la topografia della cavità, che si apre sul versante NE del Monte Nerone (Piobbico – Marche – Italia) all'interno del Calcare Massiccio della serie stratigrafica umbro-marchigiana (come tutte le grotte del Monte Cucco, tranne la Buca della Valcella). Monte Nerone è posto 30 km a NO di Monte Cucco.

La Buca delle Tassare, dopo i suoi tre ingressi, discende seguendo strettamente l'immersione degli strati (pendenza 30-35° in direzione NNE), sovrastata dal Grigio Ammonitico, una delle principali formazioni impermeabili della serie umbro-marchigiana. La situazione topografica e geologica è identica a quella della Buca di Faggeto Tondo, con la differenza che i tre ingressi sono situati nella parte alta della grotta, uno sopra l'altro di poche decine di metri di dislivello, anziché in quella bassa. In questo differente posizionamento degli ingressi sta la diversità dell'azione di confinamento dello strato impermeabile del Monte Nerone.

Gli accessi si aprono sotto una modesta falesia al contatto fra lo strato impermeabile e il Calcare Massiccio. La "foratura" del mantello impermeabile esterno è avvenuta per l'approfondimento dell'incisione fluviale della quale la falesia è la parte più elevata del versante NO.

Come tutte le cavità ipogeniche ha dimensioni anguste in alto per poi allargarsi progressivamente е raggiungere in fondo l'imponenza del P.58. Sin dall'inizio la sua morfologia è a condotta forzata con tutte le forme collaterali della carsificazione in condizioni freatiche. Degli arrivi d'acqua ancora attivi, uno di portata rilevante е costante, hanno parzialmente modificato le originarie condotte forzate della parte centrale tratto inclinato, lasciandovi del profonde е strette incisioni meandriformi.

Dopo la parte inclinata, intervalla da brevi salti in corrispondenza dell'incontro di piccole faglie, la cavità discende in verticale con il P. 58 e le condotte sottostanti. Si deve questa



repentina verticalità all'intercettazione di una grande faglia, lungo la quale il pozzo e le sottostanti gallerie si sono sviluppate. Caratteristica e inconfondibilmente freatica è la grande condotta che immette nel P. 58 (*Figura 318*).

Si coglie l'occasione per ricordare che in condizioni ipogeniche, con il flusso che risale dal basso sotto la spinta di forze endogene, come appunto è accaduto nella galleria di *Figura 318*, si ottiene l'allagamento completo dei condotti e le conseguenti morfologie freatiche anche con portate di minima entità.

Per contro vale la pena osservare che in un sistema epigenico sarebbe ben difficile scavare in condizioni freatiche una condotta delle dimensioni della galleria in *Figura 318*. La portata dovrebbe essere straordinariamente elevata.

Ma ciò non toglie che alcuni sistemi epigenici, come la Hölloch Cave in Svizzera, con condotte forzate di dimensioni similari, si sia formata in condizioni esclusivamente epigeniche. Questo è stato possibile perché il flusso idrico che percorre la cavità è alimentato da un bacino imbrifero molto vasto, con piovosità d'alta montagna alpina e, probabilmente, anche con il contributo decisivo delle perdite di un ghiacciaio. Tutte condizioni climatiche estranee ai rilievi appenninici, da sempre.

#### 368

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

Parte X

**c)** Le fasi della carsificazione - Anche in questo caso la risalita iniziale del flusso ipogenico (che è verosimilmente collegata cronologicamente con quanto è avvenuto nel "vicino" Monte Cucco) ha seguito le grande faglie che contraddistinguono la tettonica dell'Appennino umbro-marchigiano, nella fattispecie la faglia che attraversa il P.58 e le gallerie sottostanti (*Figura 319*).



La morfologia quasi esclusivamente freatica della Grotta delle Tassare è evidente. Resta tuttavia da stabilire se il flusso carsogeno sia stato simile a quello della prima fase di Monte Cucco, ricco di HF, e ad alto contenuto energetico (pressione, temperatura e potenziale chimico) oppure del tipo a basso contenuto energetico con acidificante il solo  $H_2S$ .

Il fatto che all'interno del complesso sotterraneo non sono stati trovati depositi di Fluorite, tenuto conto che tale minerale è praticamente indistruttibile e insolubile in acqua, fa escludere una formazione con fluidi altamente energetici.

La genesi è stata dunque prodotta da un flusso ipogenico a bassa energia, contenente  $H_2S$ . E l'assenza di gesso sedimentato lungo l'intero sistema sotterraneo è dovuta al fatto che, come sarà definito qui di seguito, tutte le fasi della speleogenesi si sono svolte in condizioni freatiche, in assenza dunque di  $H_2SO_4$ . E se nei brevi tratti dove si sono potute manifestare delle condizioni vadose, che possono aver permesso la sedimentazione del gesso, questi è stato dilavato facilmente dalle infiltrazioni di acque meteoriche.

*Nella Figura 319* è rappresentata, come sempre schematicamente e in sezione longitudinale, la situazione all'origine. Il flusso ipogenico risalì lungo le faglie verticali presenti nella massa calcarea: questo era il percorso più breve e con discontinuità della roccia più aperte, dove il flusso ha potuto raggiungere la portata maggiore possibile, trovandovi meno forze d'attrito da vincere (*Parte II, capitolo 06, paragrafo b, Relazione 23c*).

Ricordiamo come questa relazione colleghi con proporzionalità diretta la portata del flusso con la quarta potenza del raggio medio  $\Re$ , cioè con l'apertura delle fratture, rendendolo il principale discrimine per la scelta delle vie di drenaggio. Anche la lunghezza del percorso incide: tanto minore è, tanto maggiore, a parità d'ogni altra condizione, è la portata.

La scelta della via preferenziale di drenaggio ha anche determinato che questo percorso venisse ampliato preferenzialmente e adeguatamente, come in effetti risulta.

Il flusso ipogenico, una volta che raggiunse il mantello impermeabile, fu impossibilitato a proseguire in verticale e dovette seguire nuovi criteri per raggiungere la prima foratura del mantello impermeabile esterno, unico punto possibile di fuoriuscita, l'attuale Ingresso Alto (si ricorda che senza possibilità di uscire all'esterno non c'è movimento del flusso e, di conseguenza, non c'è energia per attuare la carsificazione e per eliminare il soluto).

A questo punto dunque, sempre sulla base della *Relazione 23c*, il discrimine non fu più l'ampiezza delle aperture ma la lunghezza *L* del percorso.

In questa situazione la via di drenaggio più breve per raggiungere la "foratura" fu quella che più s'avvicinava alla linea d'immersione degli strati. E infatti, come si può vedere nella *Figura 317*, lo sviluppo in pianta della Grotta delle Tassare ha direzione NNE-SSO, coincidente con l'immersione degli strati. E' anche da porre l'accento sul fatto che le vie seguite sono state più d'una, con il risultato d'avere più passaggi.

Un contributo alla scelta del percorso aderente allo strato impermeabile venne anche dall'incremento della portata fornito dallo strato a maggior porosità primaria che si trova nel Calcare Massiccio immediatamente sotto il Grigio Ammonitico.

**Con il progredire dell'erosione superficiale** si è aperta una nuova "foratura" nel mantello impermeabile, più in basso rispetto alla precedente (*Figura 320*). Il flusso ha così avuto modo di fuoriuscire con un minor dispendio d'energia utilizzando l'apertura inferiore.



In prossimità della foratura il flusso è risalito fino al livello che ha permesso la pressione interna, anche condizionato dalla disposizione reale delle discontinuità della massa rocciosa. Di fatto la superficie piezometrica si è stabilizzata qualche metro di dislivello al disopra della foratura e la fuoriuscita del flusso è avvenuta discendendovi. In questo breve tratto (circa 15 m) il flusso si è mantenuto in condizioni freatiche (la morfologia della condotta lo attesta) in quanto la sua parte più stretta era posta propria nella bocca d'uscita. La mancanza di forme gravitative (meandri) rende ipotizzabile la conclusione che il passaggio alla fase successiva sia stato abbastanza veloce. Non è dato di sapere se questa velocità sia conseguenza di una riduzione della pressione interna o per la nuova apertura del mantello impermeabile a quota più bassa.

I condotti freatici formatisi nella prima fase erano una via di drenaggio ben costituita e il flusso ipogenico li seguì anche nella seconda, ampliandoli. Ma fuoriuscì dalla nuova "foratura" che comportava un minor dispendio d'energia e, se la pressione endogena e il potenziale chimico degli acidificanti rimasero costanti, la portata nel paleo Buco del Prete fu più elevata che nella precedente fase. Infatti le condotte di questa "uscita" hanno dimensioni superiori a quelle dell'Ingresso Alto.

La parte della cavità posta sopra il Buco del Prete si è andata fossilizzando, mentre tutti i settori sottostanti sono sempre rimasti in condizioni freatiche. Se del gesso si è depositato ciò è potuto avvenire solo in prossimità della risorgenza, dove le condizioni potrebbero essere state anche vadose, ma, per quanto detto in precedenza in questo paragrafo, solo per un tempo molto breve. La quantità di gesso deposto fu necessariamente limitata e quindi facilmente dilavabile.

Non prendiamo in considerazione gli effetti legati al sollevamento dovuto all'orogenesi poiché ha interessato in modo omogeneo l'intero blocco calcareo contenente il fenomeno carsico che stiamo esaminando.

*Il terzo step dell'evoluzione della Grotta delle Tassare* (*Figura 321*) è stato del tutto simile al precedente ed ha portato alla formazione del terzo ingresso del sistema carsico, il più basso in quota.



E' probabile, date le maggiori dimensioni delle sue condotte, che sia stato carsificato con un flusso a maggiore portata, per le motivazioni addotte in precedenza per il Buco del Prete.

Non potendo fare un'analisi mineralogica come quella eseguita nella Buca di Faggeto Tondo (per l'assenza di minerali all'interno del complesso sotterraneo), non abbiamo elementi per ipotizzare una speleogenesi effettuata in fasi distinte e con flussi ipogenici con caratteristiche diverse. Comunque dall'esame del rilievo topografico non risalta alcun elemento che possa far ritenere che le fasi possano essere state più d'una. E' molto probabile che la discesa di quota della superficie piezometrica fu dovuta solo al progressivo abbassamento, per erosione, delle forature del mantello impermeabile esterno.

*L'ultimo stadio evolutivo* porta allo stato attuale della situazione (*Figura 322*), con l'azione ipogenica non più in atto e con gran parte delle stratificazioni impermeabili eliminate dall'erosione superficiale.

E' subentrata l'infiltrazione epigenica di acque meteoriche, le quali utilizzano i vecchi condotti freatici, modificandoli in parte in condizioni vadose e introducendovi morfologie tipiche di questo tipo di carsificazione (meandri, pozzi-cascata, retroversioni).



Parte X

372

Attualmente si sta formando un sistema carsico complesso che è il risultato di azioni distinte epi-ipogeniche ed epigeniche pure. La combinazione, non contemporanea, delle due azioni sta portando la Grotta delle Tassare a divenire un complesso sotterraneo dove s'intersecano condotti freatici e canali vadosi.

I flussi epigenici penetrano nella massa calcarea seguendo i criteri descritti nella Parte IX e vanno ad alimentare una falda freatica, verosimilmente quella che alimenta le Sorgenti del Giordano (Pieia-Cagli-Ancona-Italia).

## 14. Diffusione dei sistemi a componente ipogenica

a) Premessa e richiami – I casi di sistemi carsici a componente ipogenica fin qui presi in considerazione sono quelli che sono stati interessati da studi, rilevamenti e monitoraggi, attraverso i quali si è potuto sviluppare delle analisi basate su dati ricavati con la maggior correttezza scientifica possibile. Le ricerche effettuate su questi sistemi carsici "privilegiati" hanno potuto contare sulla conferma derivata dal possesso di dati sperimentali, se non altro provenienti da analisi speleomorfologiche accurate e documentate.

Il fatto che tale situazione di privilegio caratterizzi quasi esclusivamente le cavità dell'Italia centrale (Umbria e Marche in particolare) è dovuto all'alta concentrazione in queste regioni di complessi sotterranei dove è chiaramente visibile e dimostrabile l'azione dei flussi endogeni. Ed è stato impossibile per gli speleologi del posto non essere stimolati a valutarne l'originale speleogenesi.

Ma questo non vuol dire che il fenomeno dell'ipogenesi dei sistemi carsici sia limitato solo ad alcune aree dove una situazione endogena "speciale" ha determinato una "speciale" situazione carsica. E' molto più probabile, e d'indizi ce ne sono tanti, che le cavità con origine a componente ipogenica siano molto numerose, ben più numerose di quanto si possa immaginare.

Ma perché questo emerga, in maniera attendibile e surrogata da ricerche scientifiche, è indispensabile che le associazioni speleologiche agiscano non lasciando le grotte da loro esplorate come dei "gusci vuoti", delle quali si conoscono a mala pena la profondità e l'estensione. Anche la realizzazione di un rilievo topografico ben fatto può essere un utile strumento di base per ricerche, analisi e conclusioni.

Per meglio chiarire quanto appena detto si elencano qui di seguito alcuni esempi di sistemi carsici noti che hanno caratteristiche tali da poter essere definiti "a componente ipogenica" ma che non hanno avuto lo specifico riconoscimento e l'attenzione specifica necessaria.

#### Parte X

**b) Il Pozzo del Merro** – Nelle colline ad Est di Roma, in zona Acque Albule, esiste una cavità verticale che, a prima vista, appare come un'ampia dolina profonda 80 m con il fondo occupato da un laghetto (*Figura 323*).

In realtà è un abisso, scavato in rocce calcaree, esplorato fino alla profondità 482 m e allagato per 392 m (*Figura 324*). La profondità reale della cavità non è stata accertata per l'impossibilità di proseguirne l'esplorazione. E' una criptodepressione e il suo fondo è situato a – 322 m slm.

L'analisi delle acque non ha rivelato presenze chimiche particolari se non delle tracce di  $H_2S$  disciolto nell'acqua. Il livello dell'acqua non ha fluttuazioni di rilievo e può ritenuto essere parte della superficie piezometrica di una falda freatica locale. Una falda che può essere definita "statica" perché ogni particella al suo interno possiede la stessa energia (Principio di Bernouilli) (Parte VI, capitolo 01, paragrafi **d** ed **e**, Figura 103). Questo impone che nella falda non ci sia possibilità di movimento delle particella d'acqua e quindi nessuna possibilità di corrosione del calcare



e d'evacuazione di un soluto (*Parte VIII*). Se anche nel passato il Pozzo del Merro fosse stato in queste condizioni di staticità, non si sarebbe mai potuto formare.

Ma la zona a lui circostante è ricca di emergenze termali solfuree (Acque Albule) e non lontani sono gli apparati vulcanici laziali. E' dunque facile ipotizzare per il Merro una genesi concomitante ad una fase d'attività vulcanica che ha creato pressioni endogene tali da spingere fin all'esterno un flusso ipogenico.

Questo flusso ha dovuto seguire le discontinuità della massa calcarea ma rispettando quanto impone la *Relazione 23c (Parte II, capitolo 06, paragrafo b)* in merito al raggio medio  $\Re$  e alla lunghezza L. Ne è nato un condotto verticale - che è la configurazione migliore per garantire il minor percorso L fra il basso e l'alto - e lungo la frattura più ampia (probabilmente una faglia).

La pressione endogena ha caricato d'energia le particelle d'acqua in profondità, che in tal modo si sono potute muovere verso le particelle d'acqua a minor energia poste sulla superficie piezometrica. E' verosimile ritenere che il livello della falda freatica sia salito fino a far traboccare il flusso oltre il bordo della dolina. La falda freatica da "statica" si è trasformata in "dinamica" (*Parte VI, capito 02, paragrafo e, Figura 117c*) con punto di deflusso oltre il bordo dell'attuale dolina.

Con il movimento del flusso carico di acidificanti (quali non è dato di sapere per la mancanza di sedimentazione di minerali all'interno e all'esterno della cavità) ha potuto iniziare la corrosione del calcare nel corpo della falda (le equazioni di velocità di corrosione del calcare sono le stesse utilizzate nei precedenti capitolo). I moti convettivi che si sono attivati hanno anche permesso l'evacuazione del calcare solubilizzato.

Non è dato di sapere se le fasi ipogeniche siano state più di una. Probabilmente si; forse due, in coincidenza con il vulcanismo che ha caratterizzato l'area tosco-laziale. E' certo comunque che ora l'energia endogena è scomparsa.

Il Merro è un caso esemplare per meglio comprendere il significato di drenaggio in una falda freatica nelle rocce calcaree (che è la situazione comune a tutti i sistemi carsici precedentemente esaminati). Contrariamente a quanto accade nelle falde freatiche in terreni sabbiosi o ghiaiosi, dove le discontinuità permeabili costituiscono delle reti a maglie fine e finissime, nelle rocce calcaree tutto dipende dal tipo di fratturazione che ha prodotto l'orogenesi.

Ricordiamo a tal proposito quanto descritto e definito in precedenza (Parte VI). Se la fratturazione è fine, come accade in formazioni tipo la Scaglia Rossa (precedente capitolo 07, paragrafo b, Figura 269), la falda al suo interno ha comportamenti simili a quelli propri dei terreni sabbiosi e ghiaiosi. Se invece la fratturazione è tipo Monte Cucco (Calcare Massiccio) dove la scelta delle vie di drenaggio è stata condizionata dalle grandi soluzioni di continuità della massa calcarea (faglie), allora i percorsi sotterranei dei flussi possono assumere configurazioni non facilmente prevedibili ma comunque sempre tendenti alla massima verticalità.

Si prenda l'esempio della Fontaine de Vaucluse dove il percorso dell'acqua segue le grandi fratture che gli fanno raggiungere anche grandi profondità rispetto alla superficie piezometrica. Ma poi il flusso stesso, alimentato dalle precipitazioni meteoriche degli altipiani soprastanti la

Φ R Falda freatica

risorgente, spingono la corrente sotterranea a risalire fin sulla superficie. La fratturazione a maglie grosse permette di incanalare il flusso lungo percorsi ampi e ben individuati, ma con una sostanziale differenza dal Merro:

- 1. nel caso di Vaucluse (Parte VI, capitolo, 03, paragrafo e ed f, Figura 123 e 124) è il carico idraulico del sistema che spinge l'acqua a fuoriuscire alla risorgente, alimentato solo dalle precipitazioni meteoriche;
- 2. nel caso del Merro la risalita lungo le grosse maglie delle stratificazioni calcaree può avvenire solo se in profondità si creano adeguate pressioni ipogeniche.

c) La Grotta dei Cervi – Nei pressi di Pietrasecca (Carsoli – Abruzzo – Italia) si apre la Grotta dei Cervi. Oltre all'interesse paleontologico la cavità ha al suo interno delle formazioni geologiche "paramagmatiche" e "magmatiche" (basalti). Tali formazioni non si possono manifestare in condizioni epigeniche, ma solo con un carsismo legato all'ipogenesi.

d) II sistema sotterraneo di Su Palu – In Sardegna (Urzulei – Italia) nella Grotta di Su Palu alcune gallerie, a condotta forzata, sono ostruite da colate laviche. Carsismo e colate laviche indicano con certezza un'attività speleogenetica legata al vulcanismo e quindi a fenomeni ipogenici.

e) Cala Gonone e la Grotta del Bue Marino – Sempre in Sardegna l'area di Cala Gonone è caratterizzata da stratificazioni calcaree sovrastate da basalti. Pertanto la roccia lavica si è formata dopo guella calcarea,



#### Parte X

dove sono presenti dei grandi sistemi sotterranei come la Grotta del Bue Marino E' impossibile non ipotizzare che l'energia e il potenziale chimico propri del vulcanismo non abbiano perlomeno contribuito alla genesi del carsismo.

**f)** La Grotte de Saint Marcel – In Francia, nelle Gole dell'Ardeche, si apre questa grande cavità, visitabile turisticamente, dove imponenti gallerie a condotta forzata indicano la sua inconfondibile origine ipogenetica. L'Ardeche non è lontana dalle zone vulcaniche del Massiccio Centrale.

**g)** L'Antro del Corchia – La maggiore grotta italiana (Levigliani – Lucca – Italia) è un grande complesso sotterraneo dove le morfologie sono estremamente varie. Alcuni settori nei livelli inferiori lungo il Fiume Vidal hanno l'aspetto di morfologie freatiche, ma sono di dimensioni tali da rendere problematico giustificare la loro formazioni con correnti idriche provenienti dalle precipitazioni meteoriche. E fino ad oggi non sono stati individuati dei percorsi sotterranei, di pari dimensioni, che possano giustificare il passaggio di flussi carsici così imponenti. Non sono pochi i sistemi carsici complessi come l'Antro del Corchia che hanno morfologie stimolanti per una ricerca sull'eventuale loro genesi con il contributo di fattori ipogenici.

**h) Miniere di Masua** – L'estrazione della Blenda (*ZnS*) nelle Miniere di Masua, che si aprono nella costa sud occidentale della Sardegna (Iglesias – Italia), spesso è avvenuta asportando il minerale da condotte forzate nelle rocce calcaree. Minerale che le occupava interamente. Una deposizione del genere non può non essere legata a fenomeni vulcanici; e questo comporta una speleogenesi necessariamente a componente ipogenica.

E tante altre cavità come i Meri del Soratte e l'Abisso del Titano a San Marino, solo per menzionare sistemi carsici noti e a noi vicini, hanno caratteristiche che richiamano un'origine dovuta alla risalita di flussi endogeni.

## Parte XI

I sistemi carsici calcarei complessi epigenici ed epi-ipogenici:

caratteristiche e fasi speleogenetiche in alternanza

## 1. I sistemi carsici complessi

**a)** Richiami e Premesse – Tutti i sistemi carsici prima esaminati sono stati definiti epi-ipogenici perché componenti antigravitative endogene e componenti gravitative meteoriche hanno agito contemporaneamente nell'azione carsogena.

A parte situazioni al limite (in genere nella fase embrionale), la carsificazione dei sistemi a componente epiipogenici avviene secondo tre direttrici (*Parte X, capitolo 02, paragrafo f, Figure 232*):

- 1. ipogenica freatica, nel corpo della falda, lungo i condotti dove risale il flusso endogeno fino alla superficie piezometrica;
- 2. epigenica vadosa che discende dalla superficie esterna fino alla superficie piezometrica;
- 3. epi-ipogenica lungo la superficie piezometrica.

Ma, come accennato in precedenza, nell'ambito di questo contesto genetico possono avvenire delle variazioni dell'una e dell'altra componente:

- a) l'azione di flussi ipogenici in risalita può variare nei suoi contenuti sia dal punto di vista energetico che da quello del potenziale chimico (Buca di Faggeto Tondo, *Parte X, capitolo 11*),
- b) i flussi endogeni possono variare la loro portata  $Q_t$  in relazione alle pressioni interne, anche annullandosi;
- c) le variazioni delle precipitazioni meteoriche cambiano stagionalmente e in funzione di periodi climatici più ampi; le relative portate  $Q_e$  cambiano di conseguenza.

Il primo punto **a**) non comporta alcun mutamento della dislocazione della superficie piezometrica. Il secondo e il terzo, fermo restando che la posizione della fuoriuscita del flusso rimanga la stessa, fanno cambiare la pendenza della superficie (e il valore della cadente piezometrica J).

Ma la posizione delle superfici piezometriche varia anche, e soprattutto, in conseguenza dell'erosione delle coperture impermeabili esterne: man mano che sono smantellate la superficie piezometrica s'abbassa di quota insieme al suo punto di fuoriuscita.

Pertanto le superfici piezometriche possono mutare la posizione e/o la pendenza:

- 1. in dipendenza dell'erosione esterna e del succedersi delle forature del mantello impermeabile,
- 2. con il variare delle portate ipogeniche e/o epigeniche.

Nel primo caso vengono prodotti cambiamenti in grande, con linee di carsificazione epi-ipogenica lungo la superficie piezometrica ben impostate ed evidenti, sovrapposte l'una all'altra (vedi Grotta del Fiume a Frasassi) in funzione della creazione dei punti di fuoriuscita.

Nel secondo si attuano linee di carsificazione molto ravvicinate, convergenti verso il punto di fuoriuscita, che creano situazioni non sempre morfologicamente decifrabili che spesso fanno da "trait-d 'union" fra diversi livelli di carsificazione.

Resta comunque fermo un fatto basilare: la superficie piezometrica può solo discendere di quota, perché condizionata dall'abbassamento inevitabile dei mantelli impermeabili esterni (può risalire solo se la velocità d'erosione è inferiore alla velocità dell'orogenesi, che è una situazione straordinaria).

Ciò non vuol dire che l'attività endogena non si sia annullata per certi periodi per poi di nuovo manifestarsi. Ma questi ritorni d'attività endogena non hanno mai potuto far risalire la superficie piezometrica alle quote precedenti.

E' dunque stato possibile che nei periodi di stasi ipogenica, se ci sono stati, la carsificazione abbia agito unicamente con l'azione dei flussi idrici prodotti dalle precipitazioni meteoriche, con i meccanismi speleogenetici descritti nella *Parte VIII*.

In sintesi, si sono potute verificate situazioni carsiche in cui sistemi epi-ipogenici sono stai intersecati da sistemi epigenici formatisi successivamente, andando così a creare complessi sotterranei interconnessi in un unico sistema carsico a morfologia ibrida. Sono questi quelli che definiamo "sistemi carsici complessi", che sono oggetto di analisi approfondita in questo capitolo.

Nella *Figura 325* è riportato lo spaccato di Monte Cucco con le diverse cavità attualmente note: un classico caso di sistema carsico "complesso".

Si noti, per esempio, l'esteso sistema epigenico "Abisso del Boschetto-Meandrino", profondo quasi 900 m e costantemente percorso da un torrente, costituito solo da meandri, pozzi cascata, retroversioni e catture, tutte morfologie tipiche della carsificazione epigenica. Questa cavità ha un solo punto di contatto (A) con il ben più ampio sistema ipogenico: la Galleria dei Barbari.



Di fronte a questo scenario complesso, nel tentativo d'interpretare il quadro totale della speleogenesi, è indispensabile il sostegno di ricerche geologiche, topografiche, speleomorfologiche e sedimentologiche. Più accurate, estese e approfondite saranno queste ricerche, più ridotto sarà il tasso d'incertezza delle conclusioni tratte.

Nei paragrafi che seguono, sempre avvalendoci dell'esempio rappresentativo del sistema sotterraneo di Monte Cucco, cercheremo di dare risposte esaurienti agli interrogativi che si pongono.

E' necessario ricordare che sono noti sistemi carsici essenzialmente epigenici dove fattori endogeni non hanno avuto alcun ruolo. Il Reseau de la Dent de Crolles (*Figura 99*) ne è il più classico degli esempi, come pure la Gouffre Lonne Peyret (*Figura 100*), il Reseau de la Pierre Saint Martin (*Figura 101*) e la Grotta del Chiocchio (*Figura 203*).

Per contro i sistemi carsici a componente ipogenica debbono essere sempre abbinati ad una contestuale azione epigenica, dove la superficie piezometrica, anche se estesa in misura trascurabile, determina il confinamento: inferiore per gli agenti epigenici e superiore per gli acidificanti ipogenici.

**b)** Ordine di successione delle fasi speleogenetiche in funzione dei confinamenti imposti dalle superfici piezometriche – Una prima certezza sui meccanismi evolutivi dei sistemi carsici "complessi", più volte accennata in precedenza, sta nel fatto che una carsificazione ipogenica non può sovrapporsi a una precedente carsificazione epigenica. Questo perché la superficie piezometrica fa da confinante inferiore alla speleogenesi epigenica e superiore a quella ipogenica.

Mentre il contrario, nel caso che si sovrappongano fasi epigeniche a fasi epi-ipogeniche, è la norma (ed è pure la norma che le discontinuità della roccia seguite dall'azione epigenica siano diverse da quelle seguite in precedenza dai flussi endogeni).

Tutto ciò è legato alla funzione confinante delle falde freatiche che con la loro superficie piezometrica impediscono ai flussi endogeni di salirvi più in alto (*Parte VI, capitolo 02, paragrafo e, Figura 117a, 117b e 117c*). E' impossibile che il manifestarsi di una nuova spinta endogena possa far risalire una superficie piezometrica su quote superiori a quella stabilita dalla posizione assunta dalle coperture impermeabili esterne, uniche deputate a fissarne la dislocazione spaziale. Al massimo la nuova risalita endogena può far crescere la pendenza della superficie piezometrica.

#### Parte XI

A titolo esemplificativo si veda la *Figura 306* (la fase finale della genesi della Buca di Faggeto Tondo): il flusso di qualsiasi eventuale nuova fase ipogenica potrebbe solo raggiungere il livello imposto dalla superficie piezometrica di Scirca e far aumentare unicamente, tra l'altro in modo poco incisivo, il carico idraulico h e la cadente piezometrica J della falda (ma la Sorgente Scirca diverrebbe solfurea e termale).

In tutti i sistemi carsici oggetto delle nostre ricerche non abbiamo mai potuto riscontrare morfologie che attestassero una sovrapposizione di forme ipogeniche su altre epigeniche.

c) Il sistema sotterraneo di Monte Cucco: un esempio indicativo di fenomeno carsico "complesso" – Riferendoci ancora alla *Figura 325*, si noti come questo complesso sotterraneo è il risultato dell'intreccio di due sistemi, il più esteso (85 %) ipogenico il meno sviluppato (15 %) epigenico. Le parti più profonde dei settori epigenici, che come da regola sono anche le più anguste, possono essere raggiunte unicamente tramite la molto più ampia rete di condotte ipogeniche.

La rete ipogenica si è sviluppata utilizzando soprattutto le grandi faglie, gli interstrati e gli orizzonti porosi, penetrati dalla corrosione quasi sempre lungo la linea dell'immersione degli strati (25°-35°, SSO). Il drenaggio epigenico d'origine meteorica ha utilizzato sempre una rete di fratture, ma non quelle interessate dai flussi endogeni.

Osservando e misurando quanto contenuto nella Figura 325, i primi dati da rilevare sono:

- il volume dei vuoti ipogenici è complessivamente di 600.000 di m<sup>3</sup> contro i 60.000 m<sup>3</sup> dei vuoti epigenici (10 %);
- 2. la lunghezza dei settori epigenici conosciuti è pari al 15 % dello sviluppo dell'intero sistema carsico.

Sulle zone ipogeniche possono essere fatte le seguenti considerazioni:

- 1. i settori ipogenici, in genere di dimensioni rilevanti se non imponenti, costituiscono la maggior parte del volume del complesso sotterraneo;
- 2. questi sono il frutto di più fasi di carsificazione con acidificanti endogeni, come è stato stabilito dall'analisi dei depositi presenti nella Buca di Faggeto Tondo;
- 3. in alcuni periodi è probabile che i flussi endogeni abbiano annullato la portata e quindi non siano stati più in grado di carsificare;
- 4. in questi periodi di stasi ipogenica ha agito solo il flusso epigenico proveniente dalle precipitazioni, ma ha potuto carsificare solo al di sopra delle superfici piezometriche che di volta in volta si sono instaurate;
- alla ripresa dell'attività endogena ascendente la carsificazione non ha potuto superare la superficie piezometrica instauratasi nella precedente fase epigenica (si ricordi quanto è stato definito nel precedente paragrafo b);
- 6. le dimensioni dei vuoti ipogenici non necessariamente sono il frutto di azioni prolungate nel tempo, anzi non pochi dati indicano che il grande potere aggressivo dei flussi endogeni ha determinato velocità di corrosione del calcare così elevate da permettere l'asportazione di centinaia di migliaia di metri cubi di roccia in appena qualche migliaio di anni.

Per i settori epigenici le considerazioni possibili sono:

- dopo la prima fase ipogenica con la risalita del flusso endogeno fino alle zone sommitali della montagna (i mantelli impermeabili esterni, ancora intatti, hanno sostenuto questa ascesa) e con la superficie piezometrica coincidente con il punto di fuoriuscita (il Pozzo del Nibbio per Monte Cucco) l'approfondimento epigenico è stato poco significativo;
- 2. la fase puramente epigenica è iniziata quando i mantelli impermeabili esterni sono stati progressivamente erosi e la superficie piezometrica si è potuta abbassare di quota;
- 3. le acque meteoriche disponibili hanno iniziato a carsificare le vie di drenaggio per raggiungere la sottostante superficie piezometrica, creando fra l'altro dei punti d'inghiottimento, le cui tracce sono tuttora presenti lungo tutta una fascia del versante orientale situata intorno alla quota dell'attuale ingresso Nord (1400 m slm);
- 4. il continuo progressivo abbassarsi dei margini superiori dei mantelli impermeabili ha determinato che la carsificazione epigenica, trovando sbocco sempre più in basso per la risorgente del suo percorso sotterraneo, si approfondisse ancora, andando fra l'altro ad intersecare il sistema ipogenico precedentemente formatosi;

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte XI

- 5. il riprendere dell'azione ipogenica (è una seconda fase confermata dai dati ricavati dall'analisi dei minerali trovati nella Buca di Faggeto Tondo) non ha interrotto la carsificazione epigenica, ma si è aggiunta a quella in atto sulla superficie piezometrica del momento, che fra l'altro, come di regola, ha confinato superiormente il flusso endogeno;
- 6. terminata la nuova fase ipogenica, dopo un'ulteriore smantellamento delle stratificazioni impermeabili esterne, la corrosione epigenica ha potuto approfondirsi ulteriormente fino a raggiungere la superficie piezometrica attuale (come rappresentata nella *Figura 325*), condizionata dalla posizione dei residui mantelli impermeabili esterni (strati colorati in marrone, in basso a sinistra nella figura).

In conclusione il sistema sotterraneo di Monte Cucco è il frutto di diverse fasi di carsificazione, che hanno prodotto all'interno della massa calcarea una rete di condotti e di canali interconnessi fino a formare quello che è definito un "sistema carsico complesso". La sua evoluzione è stata esemplare, tanto da essere una guida per interpretare la speleogenesi di altri sistemi "complessi".

Ma rimane fermo il fatto - ancora una volta lo ricordiamo - che le regole imposte nella formazione dei sistemi carsici dalle cinetiche chimiche, dall'idraulica, dalla termodinamica e dalla biologia, descritte e definite nelle *Parti precedenti*, sono sempre state rispettate, ma adattandosi alla situazione geologica propria del massiccio calcareo dove si sviluppa la grotta. E la difficoltà d'interpretare la speleogenesi caso per caso sta proprio nel comprendere come sia avvenuto quest'adattamento verso situazioni che possono essere le più disparate e imprevedibili, e per di più difficilmente "misurabili", specie nei fenomeni ipogenici.

**d)** Il sistema sotterraneo di Monte Cucco: l'alimentazione dei flussi idrici epigenici – Nella ricostruzione descritta nel precedente paragrafo resta aperto un problema: come sono state alimentate le vie di drenaggio epigeniche durante le diverse fasi speleogenetiche e quale è stata la portata del flusso che le ha percorse?

Per rispondere a questi interrogativi occorre far presente alcuni fatti:

- A. i canali epigenici sono quasi esclusivamente composti da meandri di anguste dimensioni (anche se molto approfonditi dall'azione gravitazionale vadosa), intervallati da pozzi cascata, retroversioni e catture (*Parte IX, capitolo 04, paragrafi a, b, c, d, e, f, g*);
- B. per creare queste forme sono sufficienti anche dei piccoli corsi d'acqua, anche temporanei; questo è possibile dedurlo dal confronto, nell'attuale, fra le portate dei corsi d'acqua e la morfologia dei condotti e dei canali che li contengono; è indicativo il meccanismo di formazione dei pozzi-cascata che possono essere anche di grandi dimensioni e profondità ma creati da flussi idrici con portata di qualche l/s e anche meno (*Parte IX, capitolo 04, paragrafi b, c*);
- C. perché questi piccoli corsi d'acqua si costituiscano è necessario che una stratificazione impermeabile esterna permetta di raccogliere le precipitazioni meteoriche, le sostenga in superficie per un certo tragitto convogliandole fino al punto d'inghiottimento collocato al contatto fra il mantello impermeabile e la roccia calcarea;
- D. ma questa situazione a Monte Cucco, con la descritta eliminazione progressiva delle coperture impermeabili esterne (*Figura 293 e 294*), è difficile da ipotizzare, a meno che non ne siano rimasti dei lembi sospesi, versati nel modo opportuno;
- E. deve essere tenuto in conto che, durante le glaciazioni (nei 900.000 anni interessati dalla carsificazione del sistema di Monte Cucco, come mostrato nella *Figura 329*, se ne sono succedute cinque durante le quali non è improbabile che si siano formati dei piccoli ghiacciai e nevai nelle zone sommitali; ghiacciai e nevai che hanno alimentato in modo localizzato i modesti corsi d'acqua necessari alla speleogenesi epigenica);
- F. ma è ancor più probabile che l'eliminazione dei mantelli impermeabili esterni abbiano scoperto superfici sempre più vaste di roccia calcarea, rendendo quindi possibile un assorbimento disperso con portata complessiva sufficiente a proseguire la carsificazione in profondità (in questo caso le parti superiori dei sistemi epigenici, quelle formatesi all'inizio della speleogenesi, sono divenute "fossili"; il che trova numerosi riscontri nella realtà d'oggi);
- G. attualmente l'alimentazione dei flussi idrici in discesa verso la superficie piezometrica imposta dalla Sorgente Scirca è dovuta al solo assorbimento disperso delle precipitazioni;

H. da un bilancio idrogeologico sulla situazione attuale risulta che le precipitazioni meteoriche assorbite dalla superficie calcarea nuda sono compatibili con la portata dei corsi d'acqua sotterranei presenti nel massiccio calcareo e con le sorgenti di valle (la Scirca, le Lecce, il Sodo e la Valle delle Prigioni).

e) Il sistema sotterraneo di Monte Cucco: le misure dei flussi idrici epigenici e la Sorgente Scirca – Volendo valutare quantitativamente con nuovi dati l'entità dell'azione carsificante attuale lungo la rete di canalizzazioni epigeniche vadose, è interessante riferirsi ai dati che caratterizzano la Sorgente Scirca, la principale risorgenza del sistema idrogeologico del Monte Cucco (in un prossimo futuro avremo anche i dati delle portate di alcuni sistemi epigenici attivi: in questi attualmente sono stati messi degli stramazzi che registrano in continuo).

La sua portata media annua è di 194 l/s ed è alimentata, come già detto, dalle sole acque meteoriche assorbite in modo disperso sulle superfici calcaree non protette dagli strati impermeabili (circa 10 km<sup>2</sup>). Il che, come descritto e definito in precedenza (*Premessa II, capitolo 02, paragrafo a, Figura 00*), significa che da questa risorgente fuoriescono (in soluzione) 3,352 tonnellate di **CaCO**<sub>3</sub> al giorno, che equivalgono a 1,34 m<sup>3</sup> di nuovo vuoto creato all'interno della montagna.

Il vuoto carsico finora prodotto dall'epigenesi (solo quello esplorato e rilevato) equivale a circa **60.000 m<sup>3</sup>**, che ai ritmi attuali di corrosione sarebbe creato in poco più di 100 anni.

Ma questo tempo deve essere corretto in aumento per due motivi:

- 1. il reale volume dei fenomeni carsici epigenici è probabilmente molto più grande di quello oggi conosciuto;
- 2. i fenomeni carsici epigenici prima di raggiungere le condizioni vadose con flussi sempre aggressivi devono necessariamente superare la fase iniziale embrionale, quando le condizioni di scorrimento sono freatiche, i flussi saturi e i tempi d'attuazione molto lenti, come è stato messo in evidenza con la modellizzazione della frattura standard da Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov (*Parte IV*).

Tali valutazioni quantitative, basate sui dati raccolti nella Sorgente Scirca, prese con la dovuta riserva per l'evidente mancanza di sicurezza sulle dimensioni reali del fenomeno carsico, danno però un riferimento concreto sui tempi di creazione dei sistemi puramente epigenici delle dimensioni e con le morfologie riscontrate nel sistema sotterraneo di Monte Cucco.

Perché questi si formino è sufficiente che li percorra per qualche migliaio di anni un corso d'acqua con portata media pari a qualche **I/s**. Il che è facilmente realizzabile su tutta la dorsale appenninica, anche con un assorbimento disperso delle precipitazioni.

Da rilevare un aspetto dei sistemi carsici epigenici di Monte Cucco che sembra essere in contrasto con quanto sinora detto sulle relazioni fra le dimensioni e la portata dei corsi d'acqua che li hanno generati: tutti i sistemi epigenici conosciuti sono impercorribili nella parte iniziale e sono esplorabili solo raggiugendo, attraverso il sistema ipogenico, i settori più in profondità dove le loro dimensioni sono maggiori e i corsi d'acqua perenni, sia pur di portata minima.

Ciò è dovuto all'alimentazione idrica prodotta nelle prime fasi della carsificazione quando si poté contare solo su piccoli punti d'inghiottimento e piccoli nevai (ghiacciai?), tutti posti al livello dell'attuale Tratto Turistico, dove oggi è possibile localizzarli con evidenza.

Quest'attività di drenaggio delle acque meteoriche ha avuto come limite inferiore la superficie piezometrica del momento, posta alle quote determinate dalla posizione della foratura e della pressione del flusso ipogenico in risalita. Fra inghiottitoi e superficie piezometrica al massimo ci fu un dislivello di poco più di un centinaio di metri.

Il fatto che dopo questa profondità i sistemi epigenici abbiano dimensioni tali da essere percorribili, sia pur rimanendo angusti, si deve alla maggiore capacità d'assorbimento disperso delle precipitazioni meteoriche da parte della massa calcarea, perché sempre più scoperta dai mantelli impermeabili esterni. Ciò ha reso possibile la costituzione di corsi d'acqua sotterranei di maggiore consistenza, che, a seguito del progressivo abbassamento della superficie piezometrica, hanno carsificato i sistemi epigenici che conosciamo ora.

Da notare infine che in quelle aree carsiche dell'Appennino (quindi con le stesse condizioni meteoriche di Monte Cucco), dove la situazione geologica ha permesso costituzione in superficie di corsi d'acqua con portate di un certo rilievo, i fenomeni carsici epigenici che ne derivano hanno dimensioni nettamente superiori (si pensi alla Grava del Fumo sul Monte Alburno dove uno strato impermeabile in superficie permette di raccogliere le precipitazioni in un corso d'acqua prima che questi sia inghiottito nella cavità) (Figura 326).

### 02. L'influenza del vulcanismo sulla genesi dei sistemi carsici "complessi"



a) L'attività vulcanica umbro-tosco-laziale e le correlazioni con gli apparati magmatici presenti nell'Appennino centrale – Da sei milioni d'anni è in atto la formazione dell'Appennino centrale. Responsabile è la deriva dei continenti e la conseguente collisione fra placca africana ed euro-asiatica.

Come sempre la deriva dei continenti produce, nello stesso tempo, il sollevamento delle montagne ma anche fenomeni vulcanici. Proprio per questo motivo nell'area ora occupata dall'Umbria, dalla Toscana e dal Lazio di crisi vulcaniche se ne sono succedute in gran numero. Nella Figura 327 è sintetizzata questa situazione geodinamica all'inizio dell'orogenesi dell'Appennino umbro-marchigiano.

Se nelle direttamente zone interessate dai fenomeni vulcanici s'è avuta massima la manifestazione d'energia endogena, le zone limitrofe appenniniche sono state raggiunte da manifestazioni magmatiche di piccole dimensioni paramagmatiche con risalita di fluidi molto caldi e ricchi di sostanze come l'HF.



In questi settori periferici, di conseguenza, le pressioni interne sono state anomale, di grande intensità, e hanno permesso ai fluidi d'origine endogena di risalire diverse centinaia di metri, superando pressioni idrostatiche che la dilatazione delle Anidriti di Burano non avrebbe mai potuto produrre da sola.

#### Parte XI

Nella *Figura 328* è rappresentata la situazione attuale nell'Italia centrale (i numeri indicano quando sono avvenute le ultime eruzioni). Ora non ci sono vulcani attivi, ma in un milione d'anni (dall'inizio del Quaternario) si sono succedute diverse fasi eruttive che hanno lasciato segni inequivocabili nella fascia appenninica sud occidentale, dall'apparato vulcanico di Cupaello (640.000 anni fa) sui contrafforti del Monte Terminillo (Rieti – Italia) a quello di San Venanzo (260.000 anni fa) sul Monte Peglia (Perugia – Italia).

Altri apparati vulcanici di ridotte dimensioni si trovano a Polino (250.000 anni fa) sul Monte Aspra (Terni – Italia), a Baiano di Spoleto (390.000 anni fa) (Spoleto – Italia), ad Acquasparta (530.000 anni fa) (Terni – Italia).



Queste piccole emergenze vulcaniche umbre e reatine, affiorate in superficie dopo aver attraversato tutta la serie stratigrafica calcarea umbro-marchigiana, si trovano circa 50 - 80 km a ovest deli rilievi appenninici che fanno da confine fra l'Umbria e le Marche. E' dunque del tutto plausibile ritenere che gli effetti collaterali di queste presenze magmatiche si siano estesi fino i rilievi appenninici più a nord e in particolare al massiccio del Monte Cucco e al Monte Nerone, dove possono essere permeati soprattutto flussi paramagmatici a elevata temperatura contenenti acidificanti ad alto potenziale chimico (HF).

**b)** Le fasi del vulcanismo umbro-tosco-laziale in correlazione con la genesi dei sistemi carsici dell'Appennino umbro - marchigiani – Utilizzando anche in questo paragrafo come esempio di riferimento il Monte Cucco, incrociando i dati relativi alle sue principali cavità (Grotta di Monte Cucco, Buca di Faggeto Tondo, Voragine Boccanera, Grotta Ferrata, Buca Futura) con quelli delle fasi vulcaniche del Centro Italia nel Quaternario (da 1.000.000 d'anni fa ad oggi), si evidenziano aspetti che forniscono ulteriori conferme alla tesi che vede sinergie fra i periodi di crisi vulcaniche e speleogenesi a componente ipogenica (*Figura329*). Si conferma anche quanto ricavato dall'analisi mineralogica nella Buca di Faggeto Tondo (*Parte X, capitolo 11*).

#### 384



In questa rappresentazione originale, elaborata da Marco Menichetti, sono messi in corrispondenza i volumi carsificati della Grotta di Monte Cucco (e delle altre grotte ipogeniche minori) con le vicende geologiche nell'Italia centrale nel Quaternario (tempo in milioni di anni, attività vulcanica, periodi glaciali, fasi erosive).



Nella *Figura 330* le correlazioni già indicate nella precedente figura sono ulteriormente precisate, in particolare le 9 fasi principali della speleogenesi del Massiccio del Monte Cucco con le relative tracce delle superfici piezometriche e le cavità o i settori di cavità coinvolti.

Dal quadro sinottico proposto dalle *Figure 329 e 330* è dunque possibile ricostruire e descrivere i diversi stadi che hanno portato alla formazione del sistema sotterraneo complesso del Massiccio di Monte Cucco, facendo emergere soprattutto la concatenazione fra attività vulcanica dell'area umbro-tosco-laziale e caratteristiche (dislocazione e volumi) della carsificazione (in questo paragrafo non viene preso in considerazione alcun elemento legato all'orogenesi del Massiccio di Monte Cucco, che nel periodo di 900.000 anni preso in considerazione potrebbe aver elevato la sua sommità di quasi 1000 m).

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte XI

La successione delle 9 fasi speleogenetiche possono essere così riassunte (le numerazioni corrispondono a quelle che nella Figura 330 indicano le posizioni della superfici piezometriche):

- tutto inizia circa 900.000 anni fa, durante il periodo glaciale Gunz, quando comincia il vulcanismo Tosco-laziale; si sviluppa il canale embrionale che permette la risalita del flusso ipogenico fino alla prima bocca di fuoriuscita, il paleo Pozzo del Nibbio (*Parte X, capitolo 09, paragrafo c, Figura 288*); il volume dei vuoti carsici "scavati" risultò di piccole dimensioni perché, in vero, la portata del flusso endogeno fu di entità modesta; tutto il contrario del contenuto energetico (temperature superiori ai 130 °C), del potenziale chimico (è sicura la presenza anche di HF) e della pressione interna che ha permesso di vincere un carico idraulico di oltre 900 m di dislivello;
- 2. intorno agli 850.000 anni fa il vulcanismo tosco-laziale fu molto attivo e, in concomitanza, nella Grotta di Monte Cucco furono creati i vuoti di maggior volume (250.000 m<sup>3</sup>); si formò anche la Buca di Faggeto Tondo (*Parte X, capitolo 11, paragrafo c, Figura 303*); il flusso ipogenico mantenne il contenuto energetico e il potenziale chimico della fase precedente; la portata del flusso aumentò, creando i presupposti per l'alimentazione contemporanea di tre diverse bocche di fuoriuscita (Ingresso Est, Ingresso Nord e Buca di Faggeto Tondo);
- 3. seguì fra i 700.000 e i 500.000 anni fa una fase di minore attività vulcanica, con una riduzione della componente ipogenica della carsificazione; si formarono comunque i vuoti che ora costituiscono il Salone Saracco, la Galleria dei Barbari e le gallerie che portano al Salone Staffa; nello stesso tempo la fase erosiva smantellava le stratificazioni impermeabili esterne e la superficie piezometrica si abbassò fino al livello del paleo Salone Saracco (verso il quale i sistemi epigenici poterono proseguire il loro approfondimento);
- 4. fu il momento, fra i 500.000 e i 450.000 anni fa, di una breve e poco marcata (apparentemente) fase della carsificazione che interessò il settore inferiore della Buca di Faggeto Tondo e alcuni settori della Grotta di Monte Cucco di non facile identificazione;
- 5. 450.000 anni fa, all'inizio della glaciazione del Riss I, in coincidenza con un nuovo periodo d'intensa attività vulcanica, si sviluppò una seconda fase di carsificazione a componente ipogenica, ma, rispetto alla precedente, con temperature più basse e in presenza del solo H<sub>2</sub>S (Aldrovandi, 2003); questa fase produsse in poco tempo oltre 150.000 m<sup>3</sup> di nuovi vuoti nella Grotta di Monte Cucco, fra l'altro quelli che sono andati a costituire la maggior parte dello sviluppo planimetrico (Salone Staffa, Salone Saracco, Galleria dei Barbari, Burella, Infernaccio, Salone Canin, Regione Italiana);
- 6. nel settore a NE del Monte Cucco, sopra l'attuale Forra di Rio Freddo, si formò la Grotta Ferrata, sicuramente un'altra fuoriuscita del flusso endogeno, del quale tuttavia non sappiamo se sia della stessa matrice degli altri (anche se è molto probabile vista la continuità che garantisce la rete di fratture del Calcare Massiccio entro il quale si sviluppano tutte le cavità ipogeniche);
- intorno ai 300.000 anni, con superficie piezometrica posta a una quota di un centinaio di metri più bassa, l'attività endogena fu legata alla formazione della Voragine Boccanera, l'ultima fuoriuscita ipogenica nota sul Monte Cucco (*Figura* 331);
- 8. da 200.000 anni fa (non ci sono dati a sufficienza per essere certi di questa valutazione cronologica) iniziò la lunga fase con attività vulcanica decrescente e la carsificazione a componente ipogenica sempre più ridotta (probabilmente fu comunque legata ai fenomeni di carsismo endogeno minori presenti nella parte bassa della Forra di Rio Freddo, come la Grotta del Drago, la Grotta del Menca, la Grotta Nascosta e la Grotta Bianca); prese sempre più piede l'azione corrosiva epigenica, le cui vie di drenaggio poterono rapidamente approfondirsi;



385

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

9. circa 50.000 anni fa l'attività vulcanica magmatica cessò del tutto e sull'Appennino umbro-marchigiano non si manifestarono più azioni ipogeniche, se non del tipo "Frasassi" dove il vulcanismo non ha effetti e tutto è legato al termalismo prodotto dall'idratazione della Anidriti di Burano (le Gole di Frasassi sono poste a 25 km a NE di Monte Cucco e 400 m di dislivello più in basso della Sorgente Scirca); finalmente le cavità epigeniche hanno potuto raggiungere la superficie piezometrica definita attualmente dalla Sorgente Scirca (per gli altri versanti il confinamento è venuto dalle quote delle altre risorgenti del sistema idrogeologico di Monte Cucco, come rappresentato in *Figura 325 e 330*);

## 03. La ricostruzione dell'evoluzione di un sistema "complesso": l'esempio della Grotta di Monte Cucco

a) Premessa e richiami – Il sistema sotterraneo di Monte Cucco è una chiave per interpretare compiutamente la speleogenesi di un sistema epi-ipogenico e al tempo stesso epigenico, e per questo definito "complesso".

Questa ricostruzione è come sempre rispettosa dei criteri imposti dalle cinetiche chimiche, dall'idraulica, dalla termodinamica e dalla biologia e si adatta alla particolare situazione geologica locale. E' una ricostruzione esemplare che può essere di base per definire la genesi di qualsiasi altro sistema carsico "complesso".

Questa interpretazione si basa su tutti gli elementi analizzati e definiti in precedenza ed è un "esercizio" di compendio per meglio descrivere il metodo da utilizzare nell'analisi speleogenetica in genere. La ricostruzione integrerà quanto già descritto e commentato in precedenza per altre finalità (*Parte X, capitolo 09, paragrafi c, d, e, Figure 288, 293, 294*) (*Parte X, capitolo 11, paragrafi c, d, e, f, g, Figure 303, 304, 305 e 306*).

*Per inciso, quando si parla d'erosione dei mantelli impermeabili esterni* e delle conseguenti quote dove fuoriesce il flusso delle acque carsiche delle falde freatiche (punto di riferimento per le superfici piezometriche), occorre tener presente che in tutte le sezioni mostrate in precedenza è disegnato il punto più basso del contatto fra strato impermeabile e roccia calcarea, punto definito come "<u>vertice inferiore</u>" del contatto roccia calcarea/strato impermeabile.

Per meglio comprendere il significato di "vertice inferiore" si veda la *Figura 332* dove c'è l'immagine del versante occidentale di Monte Cucco, con indicata la posizione della Sorgente Scirca e la dislocazione del

mantello impermeabile esterno visto di fronte.

E' evidente che le acque di Scirca traboccano sopra il "vertice inferiore" del contatto calcare/strato impermeabile (*Figura 330*; stratificazione marrone a sinistra in basso della figura).

La posizione del "vertice inferiore" come qui definito è un elemento geografico e geologico di grande importanza per l'analisi speleogenetica, perché a lui si fa riferimento per la dislocazione spaziale delle superfici piezometriche.

E' altrettanto evidente che per abbassare di quota il



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

punto d'uscita della risorgente (e quindi della superficie piezometrica) non occorre smantellare l'intero strato impermeabile, ma è sufficiente che l'erosione esterna "scavi" in verticale una sua piccola porzione, magari lungo un'incisione fluviale. Anzi proprio per la presenza del torrente che esce dalla risorgente i settori del mantello impermeabile a lei sottostanti sono i più soggetti ad essere asportati velocemente.

**b)** La fase embrionale della speleogenesi – Quando sia iniziata la carsificazione di Monte Cucco non è facile a dirsi, visto che 160 milioni di anni fa la montagna emerse per la prima volta e la grande faglia, lungo la quale si sviluppa il sistema sotterraneo, era già attiva (*Colacicchi, Pialli, 1967*). Poi, nel periodo geologico successivo, tutto si è nuovamente affossato in mare e occorrerà attendere più di 150 milioni di anni perché, sei milioni di anni fa, iniziasse la seconda emersione.

Comunque l'ipotesi più plausibile, già messa in evidenza, è che tutta la carsificazione che oggi riscontriamo sia iniziata 900.000 anni fa, in concomitanza con il vulcanismo tosco-laziale e la settima glaciazione (Guns) (*Figura 329*).

Nella *Figura 333* è mostrata in sezione la situazione schematica della prima azione carsica (embrionale, ipogenica, freatica, con flussi sempre aggressivi). L'orogenesi, congiuntamente all'azione erosiva esterna, ha spinto il Calcare Massiccio a "lacerare" la copertura impermeabile soprastante, creando i presupposti perché il flusso ipogenico potesse avere uno sfogo in superfice (livello **1** di *Figura 330*).



La risalita endogena (condotti rossi) è stata dunque convogliata dal mantello impermeabile che avvolgeva quasi interamente il paleo Monte Cucco. Ma bisogna anche considerare che la montagna in quei tempi si elevava a non più di 600 m s.l.m.

Come anticipato, questo flusso aveva un alto contenuto energetico (anche temperature superiori ai 130°C) e un potente concentrato di acidificanti, fra cui **HF**; non l'acido solforico perché le condizioni erano freatiche e anossiche). Si sono formati i condotti ipogenici che hanno collegato il Trias (Anidriti di Burano) con il paleo Pozzo del Nibbio, che ora sono l'ossatura verticale del sistema sotterraneo (Via dei Grandi Pozzi). Le principali discontinuità della roccia utilizzate sono state le grandi faglie "appenniniche", dislocate in direzione N-S, e "antiappenniniche", orientate lungo la direzione NE-SO.

Il chimismo della corrosione è stato quello proprio delle condizioni freatiche non sature, quand'è la diffusione attraverso lo strato limite a condizionale la velocità della corrosione del calcare e l'equazione di velocità relativa è data dalla *Relazione 155 (Parte IX, capitolo 03, paragrafo c*). La *Figura 141 (Parte VII, capitolo 05, paragrafo b*) descrive e definisce i meccanismi chimici, evidenziando la funzione dell'idrogenione  $H^+$ , che rappresenta tutti gli acidificanti eventualmente presenti.

Essendo in azione anche *HF* (certificato dalla deposizione della Fluorite) è stato dato un ulteriore contributo alla corrosione del calcare secondo lo schema di *Figura 307* (*Parte X, capitolo 12, paragrafo c*).

#### Parte XI

#### Speleogenesi

A questo punto - tenendo presente le dimensioni ragguardevoli che oggi riscontriamo in questi condotti ipogenici (Pozzo Franco, Pozzo Miliani, PX, Pozzo del Gitzmo, Baratro) e le modeste dimensioni dell'accesso del Pozzo del Nibbio – occorre ricordare che il flusso ipogenico agisce sempre in condizioni freatiche ed è sufficiente anche una portata di minima entità perché vengano mantenute queste condizioni "sotto pressione". Ciò spiega le piccole dimensioni (50 cm di diametro) della prima bocca d'uscita, il Pozzo del Nibbio.

Ricordiamo altresì che la velocità di carsificazione è anche condizionata dal potere evacuante del soluto del sistema carsico in formazione e quindi della portata del flusso che l'attraversa.

Il fatto che le dimensioni vadano calando man mano che ci si avvicina alla superficie è spiegato, come detto in precedenza, con la diminuzione dell'aggressività del flusso endogeno, il quale decresce man mano che vengono corrose le pareti calcaree delle vie di drenaggio. Decresce ma mai si esaurisce.

La superficie piezometrica coincideva con il punto di fuoriuscita del flusso e non ha reso possibile alcuna infiltrazione meteorica epigenica.

**c)** L'evoluzione della speleogenesi: iniziano le condizioni epi-ipogeniche – Nei successivi 50.000 anni la situazione è mutata, soprattutto perché lo strato impermeabile del versante Est (a destra dell'immagine) è stato progressivamente asportato. In tal modo si sono create le condizioni per costituire una falda freatica con fuoriuscita sul vertice inferiore del mantello impermeabile.



In queste fasi iniziali, subito dopo l'avvento della fuoriuscita nel paleo Pozzo del Nibbio e prima che l'evoluzione raggiungesse il secondo step di *Figura 334*, l'erosione dei mantelli impermeabili superficiali deve essere stata abbastanza veloce e altrettanto rapido è stato l'abbassamento della falda freatica, non dando quindi il tempo per una consistente carsificazione epi-ipogenica lungo la superficie piezometrica in rapido abbassamento. Ciò si deduce dalla costatazione che per oltre 100 m di dislivello sotto il Pozzo del Nibbio non esistono forme di carsificazione di qualche significato, se non minimi accenni d'inghiottimento di acque meteoriche epigeniche.

Ma 850.000 anni fa (*Figura 334*), con la superficie piezometrica distesa in corrispondenza degli attuali Ingressi Est e Nord (*Parte X, capitolo 09, paragrafi c, d, e, Figure 293 e 294*), è iniziato un rallentamento nell'erosione delle coperture impermeabili esterne (senza cambiamenti sostanziali nelle caratteristiche energetiche e chimiche del flusso ipogenico) che ha permesso la carsificazione di gran parte del sistema sotterraneo di Monte Cucco, quello con i vuoti di maggior volume (Tratto Turistico dall'ingresso Est a quello Nord; livello **2** di *Figura 330*). Il flusso ipogenico non ha avuto più la pressione sufficiente per risalire i condotti che conducevano al paleo Pozzo del Nibbio, che quindi si sono "fossilizzati" (condotte in giallo).

Al tempo stesso è avvenuta, sempre a causa dell'erosione esterna, la "foratura" del mantello impermeabile nel versante occidentale. Il flusso ipogenico, avendo una portata sufficiente, ha alimentato tanto le fuoriuscite dell'Ingresso Est e Nord (non visibile nella *Figura 334*) che la "perdita" attraverso la "foratura" del versante

#### Parte XI

Ovest. Quest'ultima fuoriuscita ha portato alla formazione della Buca di Faggeto Tondo, con tutte le incrostazioni e deposizioni che la caratterizzano (*Parte X, capitolo 11, paragrafi a, b, c, Figura 303*), compresa la formazione della fluorite *CaF*<sub>2</sub> per la presenza di acido fluoridrico *HF*.

Nella *Figura 334* è disegnato lo spaccato della situazione al culmine dell'attività di carsificazione ipogenica (e di un piccolo accenno di corrosione epigenica).

La fase d'intensa attività endogena è proseguita, mantenendosi inalterata fino a 800.000 anni fa, e ha portato alla carsificazione del livello **3** di *Figura 330*, quello che si riferisce all'insieme Salone Staffa-Salone Saracco-Galleria dei Barbari. Anche in questo stadio dell'evoluzione ha giocato un ruolo fondamentale la progressiva demolizione delle coperture impermeabili esterne e il conseguente graduale abbassamento della superficie piezometrica, lungo la quale è avvenuta la carsificazione a piani sovrapposti tipo "Frasassi" (in questo caso, a differenza di Frasassi, la mobilità della superficie piezometrica fu dovuta non solo al sollevamento orogenetico ma soprattutto all'erosione delle coperture impermeabili esterne). La carsificazione fu caratterizzata da una condizione vadosa e con deposizione di gesso.

Intorno ai 700.000 anni fa la fase acuta della carsificazione ipogenica - quella caratterizzata da alte temperature, dalla presenza di *HF* e dalla deposizione della Fluorite - è terminata. Segue un periodo con contenuti energetici e potenziale chimico in diminuzione (senza mai esaurirsi del tutto), permettendo fra l'altro che nella Buca di Faggeto Tondo s'instaurasse tanto un regime vadoso di minor portata quanto, di conseguenza, l'ossidazione dell'acido solfidrico e la precipitazione di gesso (*Parte X, capitolo 11, paragrafo e, Figura 304*) (precedente *capitolo 02, paragrafo b, livello 4 di Figura 330*). L'erosione ha continuato nella sua opera di smantellamento delle stratificazioni impermeabili esterne, con ulteriori successivi abbassamenti della quota della superficie piezometrica.

Nel passaggio dal livello **1** al livello **4** (*Figura 330*) il volume della massa calcarea soprastante la superficie piezometrica è andato aumentando. Questo ha permesso lo sviluppo deciso della componente epigenica, la quale si è approfondita, ma sempre in funzione dell'abbassamento della superficie piezometrica, responsabile del suo confinamento inferiore, come rappresentato nello step di *Figura 335*.

**d)** L'evoluzione della speleogenesi: riprende l'attività ipogenica – 400.000 anni fa, ancora in coincidenza con la ripresa dell'attività vulcanica tosco-laziale e di nuove manifestazioni magmatiche in Umbria, prende di nuovo vigore una consistente attività ipogenica nella carsificazione a Monte Cucco (*Figura 335*, sezione con le stesse simbologie di quelle precedenti).



Il contenuto energetico del flusso endogeno fu inferiore (temperature più basse di quelle che hanno caratterizzato la prima fase) come pure fu meno forte la capacità aggressiva degli acidificanti (l'acido fluoridrico non era presente). E' evidente che il contributo legato al vulcanismo ebbe minor importanza.

Nonostante questa minor capacità corrosiva - anche con il favore del gioco delle velocità variabili nell'eliminazione del mantello impermeabile esterno che ha fatto sostare per un certo tempo la superficie piezometrica alla quota del paleo Salone Canin - la ripresa delle pressioni interne, e quindi della portata del

flusso endogeno, ha determinato la formazione di una parte consistente della Grotta di Monte Cucco, quella lungo l'asse Regione Italiana-Salone Canin- Galleria dell'Orco-Burella (livello **5** di *Figura 330*).

Alla stessa quota di carsificazione del livello **5**, ma in un settore più a Nord del massiccio calcareo, c'è la Grotta Ferrata, una cavità chiaramente epi-ipogenica, molto ricca di mineralizzazioni legate al termalismo (*livello 6 nella Figura 330*). Data la continuità litologica e tettonica delle stratificazioni calcaree del Monte Cucco e del Monte Col d'Orlando (rilievo dove si apre la Grotta Ferrata) non è da escludere che i *livelli 5 e 6* siano figli della stessa origine ipogenica.

Che in questa fase la corrosione sia avvenuta sul modello del Ramo Sulfureo di Frasassi è certificato dalla presenza di consistenti stratificazioni di gesso lungo i *livelli 5 e 6*, mentre è assente ogni forma di deposizione di Fluorite.

La superficie piezometrica del momento ha funzionato da confinante superiore per l'azione endogena e inferiore per quella epigenica-meteorica (come sempre), la quale ha portato ad approfondire ulteriormente le vie di drenaggio "Abisso del Boschetto-Meandrino" e "Cascata della Fluoresceina-Pozzo del Berro-Indiana Jones" (e altre cavità secondarie come la Buca della Valcella, la Chiavica della Buca di Faggeto Tondo e l'Inghiottitoio Fossile di Pian delle Macinare).

A queste cavità epigeniche "pure" devono essere aggiunte quelle scoperte alcuni anni fa in fondo ai Cunicoli del Vento del Salone Canin nella Grotta di Monte Cucco e che hanno uno sviluppo che va dagli inghiottitoi legati al *livello* **2** di *Figura 330* fino alla superficie piezometrica attuale (circa 900 m di dislivello). Anche queste sono vie di drenaggio che dimostrano con grande evidenza come fenomeni carsici ipogenici possano convivere con fenomeni carsici epigenici, intersecandosi e andando a costituire, nonostante i meccanismi di formazione nettamente differenti, un unico sistema "complesso". E' la costituzione della rete delle fratture che, causalmente, può unire i due sistemi.

e) L'evoluzione della speleogenesi: l'attività ipogenica fuoriesce dal versante Est – Come già detto, 300.000 anni fa l'attività endogena era ancora in atto, anche se con contenuto energetico e potenziale chimico inferiori a quelli della fase precedente. La temperatura era più bassa, non ci fu la presenza dell'acido fluoridrico e si formò lungo la superficie piezometrica l'acido solforico per ossidazione dell'idrogeno solforato (*Figura 336*). La portata del flusso era comparabile con quella della fase precedente.

Per la risalita le correnti idriche ipogeniche utilizzarono anche nuove discontinuità della roccia, alcune coincidenti con le aperture proprie della grande faglia **N-S** che marca tutto il versante orientale del Massiccio del Monte Cucco.

In parte per il sollevamento orogenetico, in parte per l'erosione delle coperture impermeabili del versante orientale, la superficie piezometrica discese di quota e invertì il senso dello scorrimento. La fuoriuscita fu il Boccanera, la grande voragine del versante Est (*Figura 331*).



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree

#### Parte XI

I sistemi epigenici, alimentati dall'assorbimento disperso delle precipitazioni, si approfondirono ancora fino a raggiungere la superficie piezometrica del momento, lungo la quale sono state carsificate delle canalizzazioni che attualmente non hanno riscontro nell'analisi speleomorfologica (probabilmente camuffate per una sovrapposizione di morfologie epigeniche).

f) L'evoluzione della speleogenesi: il raggiungimento della situazione attuale – Nei 200.000 anni che seguirono il flusso ipogenico si estese alle masse rocciose poste a nord del Monte Cucco. Vennero carsificate le cavità ipogeniche minori presenti nella parte inferiore della Forra di Rio Freddo (Grotta Nascosta, Grotta Bianca, Grotte del Drago, Grotta del Menca) (livello 8 di *Figura 330*). Poi l'attività endogena si estinse (gradualmente ?).



Per quanto riguarda il sistema carsico principale - la Grotta di Monte Cucco con la sua emergenza di Scirca - la situazione raggiunta a oggi (livello **9**) è quella rappresentata nella *Figura 337*. I flussi endogeni sono assenti ed è in atto solo la carsificazione epigenica legata all'assorbimento disperso delle acque meteoriche.

La carsificazione, per opera della sola  $CO_2$  atmosferica, avviene nelle vie verticali e lungo la superficie piezometrica, seguendo quanto descritto e definito nella *Parte IX*.

I sistemi epigenici che hanno iniziato a formarsi 900.000 anni fa, approfondandosi man mano che la superficie piezometrica scendeva di quota per l'erosione delle coperture impermeabili esterne, hanno ora raggiunto la falda freatica imposta dalla quota della Sorgente Scirca. Si sono create altre interconnessioni fra il sistema epigenico e ipogenico.

Infatti per il drenaggio delle acque epigeniche vengono utilizzati anche tratti dei sistemi ipogenici precedentemente formatisi (Infernaccio, Pozzo del Berro, Grotta Ferrata, Voragine Boccanera). Nei punti d'intersezione la morfologia vadosa si sovrappone e modifica quell'ipogenica freatica.

Lo scorrimento lungo le diverse superfici piezometriche di base sta carsificando sistemi di dimensioni anguste/ridotte, con andamento in prevalenza sub-orizzontale. Il deflusso delle acque epigeniche, alimentate esclusivamente dall'assorbimento disperso delle precipitazioni meteoriche, avviene lungo tre direttrici principali (*Figura 330*):

- 1. Grotta di Monte Cucco Sorgente Scirca,
- 2. Buca della Valcella Sorgente delle Lecce Sorgente del Sodo
- 3. Voragine Boccanera Grotta Ferrata Sorgente di Rio Freddo Sorgente della Valle delle Prigioni.

Questi tre sistemi idrogeologici non ricevono alcun contributo endogeno e, per defluire all'esterno, fanno riferimento a tre differenti vertici inferiori dei mantelli impermeabili esterni, posti rispettivamente nella Valle di Scirca, nella Valle del Sodo e nella Valle delle Prigioni.

Interessante notare che la Sorgente Scirca sgorga dal Calcare Maiolica circa 25 m sopra il vertice inferiore del mantello impermeabile esterno (Marne a Fucoidi) (*Figura 332*) e quindi si trova in una

#### Parte XI

situazione "sospesa", di non equilibrio, con il flusso che organizza una corrosione differenziata per raggiungere il vertici inferiore della copertura impermeabile. Lo stato di squilibrio "punto di risorgenzavertice inferiore strati impermeabili" è la conseguenza del fatto che la corrosione carsica ha una

velocità di approfondimento inferiore a quella propria dell'erosione degli strati impermeabili esterni.

Nella *Figura 338* c'è la fotografia della risorgente della Gola di Kakuetta (Sainte-Engrâce – Pirenei – Francia), un classico esempio di risorgente "sospesa" rispetto al livello impermeabile sottostante.

Questa continua ricerca d'equilibrio, per individuare vie di drenaggio poste più in basso, impedisce al flusso idrico di percorrere per un lungo tempo le stesse discontinuità della roccia. Tutto a scapito dell'ampliamento delle vie di drenaggio utilizzate poiché la capacità corrosiva del flusso si disperde lungo più condotti e canali. La percorribilità esplorativa di quest'ultima parte del sistema sotterraneo, sia per la ristrettezza dei passaggi sia per la frequente presenza di tratti allagati freatici, ne è fortemente compromessa.

Da ricerche effettuate sull'idrologia del sistema carsico Grotta di Monte Cucco – Sorgente Scirca (*Salvatori, Bertucciolil, Reichenbach, 1975*) risulta che il tratto di grotta che segue la superficie



piezometrica ha un volume di 30.000 m<sup>3</sup> su una lunghezza di circa 1600 m. La sezione trasversale complessiva è quindi di 18 m<sup>2</sup>. La velocità di deflusso è pari a **0,002 m/s** (solo moti convettivi) e la cadente piezometrica ha il valore di J = 0,004. Sono dati questi che danno la misura della difficoltà nell'ampliare i condotti e i canali lungo la superficie piezometrica, anche perché la ridotta velocità di deflusso rende difficoltosa l'evacuazione del calcare solubilizzato.

Facendo riferimento alla *Parte IV* sulla modellizzazione dei sistemi carsici, la continua ricerca verso il basso di nuove vie di drenaggio rende molto difficoltoso il superamento dell'effetto ritardante "*bottleneck*" (collo di bottiglia) con il conseguente allungamento dei tempi per raggiungere il "*breakthrough time*" (*Dreybrodt, Gabrovšek, Romanov, 2005*). Cambiare la via di deflusso principale è equivalente a una continua rigenerazione dell'effetto "collo di bottiglia"!

Ad aumentare i tempi d'eliminazione dei restringimenti finali del sistema idrogeologico della Grotta di Monte Cucco contribuisce anche la presenza di uno strato di calcare Majolica (ricco di formazioni di selce) che s'interpone fra il Calcare Massiccio e l'esterno. Tutto ciò, come già detto, rende molto improbabile esplorare il tratto di sistema sotterraneo che corre lungo la superficie piezometrica che ha come vertice inferiore la Scirca.

Facciamo osservare che a Frasassi c'è un'analoga situazione lungo il Ramo Solfureo (*Parte X, capitolo 06, paragrafo b*), ma lì i passaggi sono quasi tutti praticabili, nonostante la portata inferiore del flusso. Questo confronto rende più che evidente quanto sia efficace la corrosione in presenza di acidificanti endogeni ( $H_2S + H_2SO_4$ ) rispetto alla corrosione con la sola  $CO_2$  proveniente dall'atmosfera, per di più al fondo del sistema epigenico quando l'anidride carbonica esogena ha in parte esaurito la sua carica d'acidificanti.

#### Parte XI

**g)** L'evoluzione della speleogenesi: un dato discordante con la ricostruzione presentata – Questo paragrafo conclusivo - per scelta inserito a conclusione di questo lavoro - ha lo scopo di rendere evidente che quanto descritto e definito in questo lavoro non ha il grado di certezza di una ricerca scientifica completa, mancando spesso la conferma sperimentale delle deduzioni teoriche fatte (che è sostituita dai dati ricavati dall'analisi speleomorfologica dei sistemi carsici conosciuti).



Qui si vuole mettere in rilievo con forza che la ricerca sulla speleogenesi è incerta, ma non tanto sui meccanismi chimici, termodinamici, idraulici, geologici e biologici che la producono ma sui suoi tempi d'attuazione. E non può venire in aiuto quanto contenuto nella *Parte IV* sulla modellizzazione dei sistemi carsici, perché non sono prese in considerazione la corrosione omogenea/differenziata (*Parte VIII*) e /o condizioni con componente ipogenica (*Parte X*).

Infatti se alla ricerche che hanno alla base le discipline prima elencate si aggiunge l'indagine paleontologica, il sistema sotterraneo di Monte Cucco fa emergere delle sorprese e delle contraddizioni.

Nella Grotta di Monte Cucco, in una diramazione del Tratto Turistico chiamata Galleria delle Ossa (*Figura 339 e 340*, sono stati trovati dei resti di Rinoceronte Lanoso (Coelodonta antiquitatis) (*Figura 341*, un grande mammifero vissuto nel Pleistocene (da 1.800.000 a 10.000 anni fa).

Si ritiene che sia giunto dall'Asia in Europa 300.000 anni fa. La più antica datazione in Italia risale a 50.000 anni fa.



Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree



Il Rinoceronte lanoso aveva le dimensioni e il peso di un odierno rinoceronte africano. Il suo terreno preferito erano aree pianeggianti, per nulla scoscese o dirupate. La sua struttura fisica non gli permetteva di praticare terreni montuosi.

In *Figura 339* c'è la fotografia del versante orientale del Monte Cucco con indicate gli ingressi delle varie cavità conosciute. La Galleria delle Ossa probabilmente si è formata durante le primissime fasi di carsificazione ipogenica ed è coeva del Tratto Turistico (*Figura 334 e 340*).

Se corrispondesse a verità che il Rinoceronte lanoso sia arrivato in Italia 50.000 anni fa, la situazione geografica che lo accolse a Monte Cucco non era molto dissimile da quella rappresentata nella *Figura 339* (forse con la vetta di qualche decina di metri più bassa e in condizioni climatiche glaciali) e non si comprende come sia stato possibile che il grande pachiderma abbia potuto raggiungere l'ingresso della Galleria delle Ossa!

In base alle ricostruzioni speleogenetiche fatte in precedenza, l'unica fase in cui c'è stata una situazione geografica compatibile con le caratteristiche del Rinoceronte lanoso fu quella relativa a 850.000 anni fa. Ma se la sua presenza a Monte Cucco risalisse a quel tempo sarebbero messe in discussione tutte le ricerche sulla cronologia del suo arrivo in Italia.

Altra ipotesi possibile: il *Coelodonta antiquitatis*, essendo vissuto a Monte Cucco fino al termine dell'ultima glaciazione (10.000 – 8.000 anni fa), è stato trasportato come preda da un animale di stazza più piccola e capace di risalire gli scoscesi pendii della zona (!?).

h) Le ricerche sull'origine e l'evoluzione delle grotte: le future necessarie indagini – Quanto è stato descritto e definito in questo lavoro si basa sui risultati delle ricerche scientifiche effettuate nel tempo nel campo della chimica, della termodinamica, dell'idraulica, della biologia e della geologia.

Ma, come già ricordato più volte, nell'indagine speleogenetica, dati i tempi di realizzazione del fenomeno carsico, manca la certezza che può dare solo il supporto fondamentale della sperimentazione "a conferma".

A tale mancanza si è in parte ovviato con l'analisi morfologica dei sistemi sotterranei conosciuti, ma questa è una "sperimentazione" che fornisce elementi solo sul risultato finale, non di quanto è avvenuto durante la speleogenesi e, soprattutto, dell'entità e della durata dei fattori che l'hanno prodotta (specie nel caso di un'origine ipogenica). Tuttavia quanto è stato scritto in questo volume mette una parola conclusiva sui tanti quesiti irrisolti sulla nascita delle grotte, dando risposte sostenute da argomentazioni scientifiche.

## Bibliografia

Aldrovandi E. (2003). *La Grotta di Faggeto Tondo 400U/PG (Monte Cucco-Appennino Umbro-Marchigiano). Mineralizzazioni secondarie e loro implicazione sul carsismo ipogenetico*. Tesi di Laurea Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Scienze Geologiche, Dipartimento di Scienze della Terra, Relatori Prof. Ermanno Galli, Prof. Antonio Rossi, Co-Relatore Prof. Marco Menichetti.

Allen J.R.L. (1972). On the origin of cave flutes and scallops by the enlargement of inhomogeneities. Rassegna Speleologica Italiana, 24,1.

Bellucci F., Giulivo I., Pelella L. e Santo A. (1995). *Monti Alburno Ricerche speleologiche*. De Angelis Avellino.

Boegli A. (1969). *La corrosione per miscela d'acqua*. Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan", 8.

Boegli A. (1970). Le Holloch et son kars. La Bacconiere, Neuchatel.

Buhmann D. and Dreybrodt W. (1985). *The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas*. 1. Open System, Chemical Geology, 48, 189–211, 1985a

Buhmann D. and Dreybrodt W. (1985). *The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas*. 2. Closed System, Chemical Geology, 53, 109–124, 1985b.

Caramanna G. e Malatesta R. (2002). Il Pozzo del Merro. http://www.techdivers.net/.

Chiodini G. et al. (2000). Rate of diffuse carbon dioxide Earth degassing. J. Geoph. Res., 105, 8423-8434.

Cigna A. (1972). L'effetto della diffusione da flusso quale fattore speleogenetico. Atti XI Congresso Nazionale di Speleologia, Genova.

Colacicchi R. e Pialli G. (1967). *Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel Giurese del Monte Cucco (Appennino umbro)*. Boll. Soc. Geol. It., 86: 179-182

Comune di Chianciano Terme (2006). Studio geologico di supporto al piano strutturale del Comune di Chianciano Terme. Relazione dr. Geol. Marcello Palazzi.

Courbon P. (1979). Atlas des Grands Gouffres du Monde. Lafitte, Marseille.

Curl R.L. (1966). Scallops and flutes. Cave Res. G.G.B., 7.

Dawson B.E. (1975). *Cinetica e meccanismi di reazione*. Zanichelli, Bologna.

De Marchi G. (1972). Idraulica Basi scientifiche e applicazioni tecniche Volume I: parte seconda. Hoepli, Milano.

De Marchi G. (1988). Idraulica Basi scientifiche e applicazioni tecniche Volume I: parte prima. Hoepli, Milano.

Dreybrodt W. (1988). Processes in Karst Systems. Springer, Berlin.

Dreybrodt W., Gabrovšek F. e Romanov D. (2005). *Processes of Speleogenesis: a modeling approach*. Založba ZRC, Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU ZRC Publishing, Karst Research Institute at ZRC SAZU

Dreybrodt W., Lauckner J., Zaihua L., Svensson U. and Buhmann D. (1996). *The kinetics of the reaction CO2* + H2O -> H+ + HCO3 - as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcite in the system H2O – CO2 – CaCO3. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 3375–3381, 1996.

DuChene H.R., Hill C.A., Hose L.D. and Pisarowicz J.A. (2000). *The caves of the Guadalupe Mountains: Research symposium*. Journal of Cave and Karst Studies, 62:2, 1-159.

Eisenlohr L., Meteva K., Gabrovšek F. and Dreybrodt W. (1999). *The inhibiting action of intrinsic impurities in natural calcium carbonate minerals to their dissolution kinetics in aqueous H2O-CO2 solutions*. Geochem. Cosmochem. Acta, (6), 989–1001.

#### **396**

#### Bibliografia

Ford D. C. and Williams P. W. (1989). Karst geomorphology and hydrology, Unwin Hyman, London.

Forti F. (1975). *Modelli di dissoluzione carsica*. Atti e Memoria della Commissione Grotte "E. Boegan", 15.

Forti P., Menichetti M. & Rossi A. (1989). *Speleothems and speleogenesis of the Faggeto Tondo Cave (Umbria, Italy)*. Proceedings, International Congress of Speleology, 10th, Budapest: v. 1, p. 74-76.

Frost A.A. (1961). *Kinetics and mechanism. A study of homogeneous chemical reactions*. Wiley and Sons, London.

Galdenzi S. & Menichetti M. (2002). *Il carsismo della Gola di Frasassi*. Memorie Istituto Italiano di Speologia, s. II, v. 4, p. 123-142.

Galdenzi S. (1990). Un Modello Genetico per la Grotta Grande del Vento. Memorie Istituto Italiano di Speleologia, serie II, 4: 123-142.

Galdenzi S. and Maruoka T. (2003). *Gypsum deposits in the Frasassi Caves, central Italy*. Journal of Cave and Karst Studies 65(2): 111-125

Galdenzi S. and Menichetti M. (1989). *Evolution of underground karst systems in the Umbria-Marche Appennines in central Italy*. Proceedings 10th International Congress of Speleology, Budapest, 3, 745-747

Galdenzi S. e Menichetti M. (1988). *Il carsismo della gola di Frasassi*. S. Vittore Terme, Genga. Istituto Italiano di Speleologia, Bologna.

Galdenzi S. e Menichetti M. (1995). Occurrence of hypogenic caves in a karst region: Examples from central Italy. Environmental Geology, 26: 39-47.

Galdenzi S. e Menichetti M. (2002). Il monitoraggio ambientale nelle Grotte di Frasassi: struttura della rete di acquisizione e nuove indicazioni sul microclima. Le Grotte d'Italia, serie V, 3: 87-111.

Galdenzi S. e Sarbu S.M. (2000). *Chemiosintesi e Speleogenesi in un Ecosistema Ipogeo: I Rami Sulfurei delle Grotte di Frasassi (Italia Centrale)*. Le Grotte d'Italia serie V, 1: 3-18.

Galdenzi S., Menichetti M. and Forti P. (1997). *La corrosione di placchette calcaree ad opera di acque solfuree: dati sperimentali in ambiente ipogeo*. Proceedings 12th International Congress of Speleology, Jeannin, P.-Y., Ed., Le Chaux-de-Fonds, Switzerland, 1, 187-190.

Galdenzi S., Menichetti M., Sarbu S. & Rossi A. (1999). *Frasassi caves: a biogenic hypogean karst system*. Audra, P. (ed.) Proceedings European Conference Karst 99, Grands Causses, Vercors, France: Cagep, Université de Provence, Etudes de Géographie physique, travaux 1999, suppl. n. 28, p. 101-106.

Girou A. et Roques H. (1971). *Etude theoriques de la cinétique de precipitation des carbonates de calcium*. Annales de Spéléologie, 26,2.

Glasstone S. (1963). Trattato di Chimica-Fisica. Manfredi, Milano.

Incropera F.P. e Dewitt D. P. (2002). Fundamentals of heat and mass transfer. J. Wiley, New York, xix, 981 p.pp.

Kaplan I.R. & Rittenberg S.C. (1964). *Microbiological fractionation of Sulphur isotopes*. Journal of General Microbiology, v. 34, p. 195-212.

Lismonde B. et collectif (1997). *La Dent de Crolles e son réseau souterrain*. Comité départemental de spéléologie de l'Isère.

Machel H.G. (2001). *Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings old and new insights*. Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada T6G.

Menichetti M. (1990). Influenze tettonico-strutturali nello sviluppo del carsismo della Gola di Frasassi. Mem. Ist. It. Spel., II, 4, 65-92

Origine, evoluzione e morfologia dei sistemi carsici nelle rocce calcaree
## Bibliografia

Menichetti M. (2009). *Speleogenesis of the hypogenic caves in central Italy.* Proceedings 15th International Congress of Speleology Kerrville, Texas, United States of America, July 19-26.

Menichetti M. (2011). *Hypogenic caves in western Umbria (Central Italy)*. Acta Carsologica, 40/1, 129–145, Postojna.

Menichetti M., Reichembach G. et Salvatori F. (1988). *Contribution des essais de multitracages a la definition de l'hydrostructure carbonatique de Monte cucco e de la Source Scirca - Italie - Appennin Central.* Ann. Sc. Univ. Besancon, Geologie, Mem. Se.6,2,347-364

Mort A. J., Komalavilas P., Rorrer G. L. end Lamport D. T. A. (1989). *Anhydrous Hydrogen Fluoride and Cell-Wall Analysis*. Linskens, Hans-Ferdinand, Jackson, John F.

Palmer A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. Geol. Soc. Am. Bull., 1–21.

Pasini G. (1967). Osservazioni sui canali di volta delle grotte bolognesi. Le Grotte d'Italia, 4, 1.

Pasini G. (1975). Sull'importanza speleogenetica dell' "Erosione Antigravitativa". Le Grotte d'Italia, 4, 4, e.

Passeri L. (1972). *Ricerche sulla porosità delle rocce carbonatiche nella zona di M. Cucco (Appennino Umbro-Marchigiano) in relazione alla genesi della canalizzazione interna*. Le Grotte d'Italia, 4, 3.

Passeri L. (1974). *Porosità primaria delle rocce carbonatiche e canalizzazione freatica*. Le Grotte d'Italia, 4, 3.

Pauling L. (1960). Chimica generale. Longanesi & C., Milano

Plummer L. N. e Busenberg E. (1982). The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO2–H2O solutions between 0 and 90 °C, and an evaluation of the aqueous model of the system  $CaCO_3-CO_2-H_2O$ . Geochim. Cosmochim. Acta, 1011–1040

Plummer L. N., Wigley T. M. L. and Parkhurst, D. L. (1978). *The kinetics of calcite dissolution in CO*<sub>2</sub>-water systems at 5 °C to 60 °C and 0.0 to 1.0 atm CO<sub>2</sub>. Am. J. Sci., 179–216.

Puch C. (1998). Grandes cuevas y simas de Espana. Espeleo Club de Gracia, Imprimeix S.C.L.

Roques H. (1959). Sur la repartition du CO<sub>2</sub> dans le karsts. Annales de Spéléologie, 14, 1-2.

Roques H. (1961). *Elèments pour une cinètique del phenomèneskarstchimiques*. Annales de Spéléologie, 14, 4.

Roques H. (1962). *Considérations théoriques sul la chimie des carbonates (Deuxième Mémoire)*. Annales de Spéléologie, 17, 2.

Roques H. (1962). *Considérations théoriques sul la chimie des carbonates (Troisième Mémoire)*. Annales de Spéléologie, 17, 2.

Roques H. (1962). Sur la repartition du CO<sub>2</sub> dans le karsts (2e Mémoire). Annales de Spéléologie, 18, 2.

Roques H. (1964). Contribution a l'étude statique e cinetique des systèmesgaz-eau-carbonate. Annales de Spéléologie, 19, 2.

Roques H. (1965). Sur la génese des formations aragonitiques naturelles. Annales de Spéléologie, 20, 1.

Roques H. (1967). Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique. Mémoires et Documents C.R.D.C.G., vol. 4, 1968.

Roques H. (1969). *Problèmes de transferts de masse poses par l'evolution des eaux souterraines*. Annales de Spéléologie, 24, 3.

Roques H. (1975). *Chimica dei carbonate ed idrologia carsica*. Atti del Seminario di Speleogenesi. Le Grotte d'Italia, 4, 4.

Roques H. et Ek C. (1973). *Etude expérimentale de la dissolution des calcaires pour une eau chargée de CO*<sub>2</sub>. Annales de Spéléologie, 28, 4.

## Bibliografia

Salvatori F. (1972) *Ipotesi sulla carsificazione dei ciclotemi di Monte Cucco (Umbria) in relazione alla caratteristiche dinamiche del flusso freatico-Nota informativa*. Atti dell' XI Congresso Naz. di Speleologia, Genova 1972, Memoria XI di Rassegna Speleologica Italiana. Volume II, Como 1974.

Salvatori F. (1978). Contributo alla conoscenza dei meccanismi speleogenetici: analisi cinetica delle reazioni di solubilizzazione delle rocce carsogene. Prestampa Atti XIII Congresso Naz. di Spel., Perugia

Salvatori F., Bertuccioli M. e Reichenbach G. (1975). *Realtions between M.Cucco underground hydrography an Scirca spring*. Annales de Spéléologie,tome 30,fasc.4.

Società Speleologica Italiana (autori vari) (1978). Manuale di Speleologia. Longanesi.

Stchouzkoy T. et Muxart B. (1971). Contribution à l'étude de la solubilité de la calcite dans l'eau en présence d'anhydride carbonique, a 20°C et 30°C. Bull. Ass. Géograph. Fr., n. 389-390

Taddeucci A., Tuccimei P. & Voltaggio M. (1992). *Studio geocronologico del complesso carsico Grotta del Fiume-Grotta Grande del Vento (Gola di Frasassi, AN) e indicazioni paleoambientali*. Il Quaternario, v. 5, p. 213-222.

Taddeucci A., Tuccimei P. e Voltaggio M. (1994). *Th-230 dating of the speleothems from the "Grotta del Fiume – Grotta Grande del Vento" Karst system in Frasassi (An) and paleoenvironmental implications*. International Journal of Speleology, 23, 1-2, 79-90

Tuccimei P., Borsato A., Forti P., Frisia S., Paladini M., Piccini L., Salzano R. & Sauro U. (2005). *Ricostruzione climatica dell'Olocene-Pleistocene superiore da una stalagmite del sistema carsico "Grotta del Fiume - Grotta Grande del Vento" (Gola di Frasassi, Ancona, Italia)*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., 80 (2003.

Waele J. e Piccini L. (2008). *Speleogenesi e morfologia dei sistemi carsici in rocce carbonatiche*. Atti del 45° Corso CNSS-SSI di III livello"Geomorfologia Carsica" (a cura di M. Parise, S. Inguscio & A. Marangella) Grottaglie, 2-3 febbraio.

Weyl P.K. (1958). The solution kinetics of calcite. Journal of Geology, 2.

Woodward H.P. (1963). Una teoria sulla formazione delle cavità per cattura dei corsi d'acqua. Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan", 3.

## 398



CENS – Centro Escursionistico Naturalistico Speleologico – Loc. Calcinaro 7/A 06021 Costacciaro PG 075 9170548 <u>corrispondenza@cens.it</u> www.cens.it



Scuola Nazionale di Speleologia CAI <u>direttore@sns-cai.it</u> (Stefano Nicolini) www.sns-cai.it

segretario@sns-cai.it (Patrizia Diani)