



Corrado Venturini

SI FORMA SI DEFORMA SI MODELLA
COME IL TERRITORIO SI MODIFICA ATTRAVERSO IL TEMPO GEOLOGICO

SI FORMA SI DEFORMA SI MODELLA

Come il territorio si modifica attraverso il tempo geologico

*Alla memoria di mio Padre, Piero Venturini, insostituibile presenza,
costante fonte di entusiasmo e stimolo durante molte delle escursioni effettuate
al fine di comprendere i caratteri del territorio descritti in questo volume*

Testi di Corrado Venturini (©Geoworld, Torreano di Cividale, Udine)

Le foto e i disegni, ove non diversamente indicato, sono dell'autore

Adattamento grafico dei disegni al tratto: Cooperativa Naturalisti M. Gortani, Udine

Redazione e ottimizzazione: Giuseppe Muscio

Pubblicazione edita da Comunità Montana della Carnia - Museo Geologico della Carnia

CORRADO VENTURINI

Università degli Studi di Bologna

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali

Via Zamboni 67, 40126 Bologna

corrado.venturini@unibo.it



Comunità Montana della Carnia



Museo Geologico della Carnia



CarniaMusei

e



con il patrocinio di



Dipartimento di Scienze della Terra
e Geologico-Ambientali
Università degli Studi di Bologna



Società Geologica Italiana



Operatori Naturalistici
Club Alpino Italiano



Associazione Nazionale
Insegnanti di Scienze Naturali

Copertina: Alta Valle di San Nicolò, a SW del Passo omonimo (Marmolada). Sistema di pieghe nella successione prevalentemente gessosa di età permiana. Escursione in Dolomiti della Società Geologica Italiana in occasione del suo primo centenario (1982). Retrocopertina: giochi grafici con le increspature di sabbia in movimento lungo la riva del mare.

Corrado Venturini

S I F O R M A S I D E F O R M A S I M O D E L L A

Come il territorio si modifica attraverso il tempo geologico

INDICE

EHI, LETTORE...	pag.	6
PER CHI E PERCHÉ	pag.	7
TANTO PER COMINCIARE		
A1	Il mirabile ordine	pag. 9
A2	Le risposte della Geologia	pag. 10
A3	L'albero della conoscenza (geologica)	pag. 11
A4	La danza delle placche	pag. 13
A5	La torta distorta	pag. 16
A6	Mezzo miliardo di anni... ma non li dimostra!	pag. 18
A7	Livello marino, livello ballerino	pag. 23
A8	Ogni causa è un effetto e in effetti...	pag. 27
A9	Un'infinita pila di libri	pag. 28
A10	Lo strato è una valigia piena	pag. 32
A11	Che caratteri quei... sedimenti!	pag. 34
A12	Il top della classifica(zione)	pag. 37
	12a) Le rocce carbonatiche	pag. 38
	<i>L'importanza delle alghe</i>	pag. 42
A13	Sabbie e spiagge	pag. 45
SI FORMA - SF		
SF1	I depositi "questo sì, questo no"	pag. 45
	1a) I riempimenti dei canali fluviali	pag. 46
	1b) Le pianure, figlie dei fiumi	pag. 53
	1c) Le increspature di sabbia e le dune	pag. 61
SF2	I depositi "tutto in una volta"	pag. 64
	2a) Le colate	pag. 65
	2b) Le correnti di torbidità	pag. 66
	2c) I colossali accumuli di frana sottomarina	pag. 71
	<i>Lo strato "più spesso del mondo"</i>	pag. 71
	<i>Mega-frane, che passione!</i>	pag. 76
	2d) Gli accumuli delle frane di superficie	pag. 77
	<i>La frana del Vajont</i>	pag. 77
	2e) I depositi dei ghiacciai	pag. 80
	<i>Un anfiteatro morenico da manuale</i>	pag. 82
	<i>Il colpo di coda dei ghiacciai alpini</i>	pag. 84
SF3	Certi strati si depositano inclinati	pag. 86
	3a) Conoidi di versante	pag. 86
	3b) Conoidi di deiezione	pag. 89
	3c) Delta lacustri e marini	pag. 91
	3d) Pendii frontali delle "scogliere organogene"	pag. 96
SF4	Da sedimento sciolto a roccia cementata	pag. 100
	4a) Sedimenti calpestati e divorati	pag. 101
	4b) Le contorsioni delle lamine (deformazioni precoci)	pag. 103



<i>Per espulsione d'acqua</i>	pag. 104
<i>Per carico</i>	pag. 104
<i>Per scivolamento subacqueo</i>	pag. 106
<i>Per contrazione da essiccamento</i>	pag. 110
4c) La compattazione degli strati	pag. 112
4d) La cementazione di un sedimento	pag. 113

SI DEFORMA - SD

SD1	Eppur si muovono!	pag. 115
SD2	Gli strani effetti	pag. 116
	2a) Mi piego ma non mi spezzo	pag. 121
	<i>Le deformazioni dei gessi</i>	pag. 122
	2b) Ma quante belle faglie Madame Dorè	pag. 125
	<i>Traiettorie striate</i>	pag. 127
	<i>Gli accavallamenti (faglie compressive)</i>	pag. 129
SD3	Quando le faglie richiamano i sedimenti	pag. 132
	3a) Una OLA in roccia	pag. 132
	3b) Una gigantesca scala sottomarina	pag. 135
SD4	Il motore degli strani effetti	pag. 137
	4a) La crescita di un'antichissima catena montuosa	pag. 139
	4b) Come e quando si è deformato il settore alpino orientale	pag. 143
	4c) Si forma qui, ma si deforma là	pag. 147
	4d) Ma c'è ancora chi non si scompone	pag. 151

SI MODELLA - SM

SM1	Una superficie sempre diversa	pag. 153
SM2	Fiumi e ghiacciai: gli scultori del territorio	pag. 154
	2a) Acque per graffiare	pag. 156
	<i>I terrazzi fluviali</i>	pag. 159
	<i>Gli effetti di un'improvvisa alluvione</i>	pag. 160
	<i>Un copione collaudato</i>	pag. 161
	2b) Acque per sciogliere	pag. 164
	2c) Acque per cancellare	pag. 167
	<i>1500 anni per distruggere un delta</i>	pag. 171
	2d) Acque per appesantire	pag. 173
SM3	Le nicchie di paleo-frana	pag. 175
	3a) Le paleo-frane dei Monti di Rivo e Cucco	pag. 176
SM4	Le catture fluviali e gli spostamenti degli spartiacque	pag. 177
	4a) Fiumi italiani portano acqua al Mar Nero	pag. 178
	<i>Mare Adriatico batte Mar Nero 6 a 0</i>	pag. 179
	<i>Un insolito viaggio nel tempo</i>	pag. 181

POCO... PER FINIRE

Z1	Erosioni, trasporti e accumuli	pag. 187
Z2	Ospiti temporanei con obbligo di buona condotta	pag. 189

EH, LETTORE...



Anonimo lettore, quasi ignaro di Scienze della Terra, quella che stai per intraprendere iniziando a leggere questo libro di Corrado Venturini non è una semplice lettura. È un viaggio quadridimensionale nel tempo e nello spazio che ti coinvolgerà come un gioco interattivo. Anzi, assai di più, giacché non stai entrando in un mondo di realtà virtuale o immaginata, stai per entrare nel racconto storico delle vicende accadute realmente e che nel tempo hanno portato alla formazione del territorio friulano quale ora è. L'autore, con la sua prosa fluida e coinvolgente e con esempi semplici da comprendere e a volte fantasiosi, ti condurrà per mano tra continenti che collidono, oceani che si chiudono, montagne che si sollevano e poi vengono erose per spiegarti i fondamentali processi geologici che infine hanno portato questo angolo di pianeta ad assumere l'aspetto odierno. Non è un racconto semplice. Semplificare il difficile e renderlo comprensibile è il compito arduo che i divulgatori scientifici si pongono come obiettivo. Rivolgersi agli "addetti ai lavori" è relativamente facile, si può usare un linguaggio da iniziati che i "non addetti ai lavori" però faticano a comprendere. Anche semplificare banalizzando può essere relativamente semplice, se si rinuncia al rigore scientifico. Infine si può semplificare senza rinunciare al rigore e scrivere una storia noiosa e piatta, poco interessante.

Sono pochissimi quelli che, come Corrado, hanno il talento di raccontare la loro materia in modo semplice ma interessante e di rendere avvincente, fruibile e talvolta divertente la loro scienza. Sono pochissimi quelli che riescono a trasmettere la loro passione e ad "infettarne" gli altri come se il piacere per ciò che fanno fosse una sorta di virus. Un virus non letale, ma vitalissimo! Un virus con cui negli anni Corrado ha infettato vari suoi studenti al punto da condurli a seguire le sue orme nella ricerca scientifica.

Entra quindi, o lettore, tra le seguenti pagine tranquillo e confidente. Corrado sarà la tua guida, il tuo Virgilio, lo troverai al tuo fianco. Mettiti comodo e inizia a leggere questo racconto affascinante.

Spero che tu, come me, che pur da anni sono uno dei primi lettori delle sue produzioni, faccia fatica a staccarti dalla lettura fino a quando avrai terminato. Pensa che l'inizio di quello che ti accingi a leggere sia "C'era una volta, ma c'era per davvero..."

Claudia Spalletta

Università degli Studi di Bologna

PER CHI E PERCHÈ

*Guarda come tutto
si forma, si deforma
e si modella!*

Questo volume è concepito in maniera nuova e insolita. Descrive e analizza - con una serie di esempi reali e di artifici inconsueti - i numerosi segni lasciati dalle forze che agiscono, tanto sulla superficie quanto nelle profondità della crosta terrestre, in un incessante susseguirsi di deposizioni, deformazioni e modellamenti.

Il testo si rivolge sia agli appassionati naturalisti, sia agli studenti (scuola superiore e primo anno di università) propensi a comprendere l'essenza e la ragione di molti tra i fenomeni che condizionano le modificazioni, grandi e piccole, dell'ambiente che li circonda. A tal fine è stato dato spazio alle didascalie delle quasi quattrocento figure (tra foto e disegni) che si prefiggono di concretizzare e approfondire i numerosi concetti espressi nel testo.

Sono tante le possibilità di interesse, varie e affascinanti, che il territorio propone lungo i propri infiniti tracciati. Curiosità botaniche, faunistiche, forestali, insieme a informazioni archeologiche, storiche, di architettura rurale; senza considerare le infinite proposte di semplice appagamento estetico: cascate, tramonti, temporali, arcobaleni improvvisi, mari di nubi... Al contrario, è quasi ovunque del tutto trascurato l'aspetto geologico e morfologico.

Questo accade perché la divulgazione di tali caratteri naturali, molto attiva in altri paesi o addirittura fondamentale nel mondo anglosassone, da noi è ancora ritenuta, a torto, di secondario interesse. Ne consegue che le morfologie e le successioni rocciose per la maggioranza di noi appaiono prive di significato e dunque incapaci di trasmettere sensazioni. Eppure, se solo l'attenzione fosse maggiormente stimolata all'osservazione diretta dei tanti sedimenti e strati rocciosi e dei loro modellamenti erosivi, si aprirebbe un affascinante capitolo di storia naturale. Le stesse rocce e i sedimenti - stupefacente rappresentazione fisica del tempo - manifesterebbero la loro varietà con prepotenza e vigore, raccontando storie antiche e recenti, svelando una serie di impensabili e coinvolgenti aspetti non privi di indubbio fascino. In questi casi la conoscenza è capace di generare stupore, e insieme si fanno stimolo al rispetto e alla tutela dell'ambiente, spesso vilipeso unicamente per mera ignoranza. Questo volume cerca di dare un contributo anche in questa direzione: quella della *consapevolezza* e della *meraviglia*.

L'autore

corrado.venturini@unibo.it



TANTO PER COMINCIARE

A1 - Il mirabile ordine

Un organismo vivente, animale o vegetale, assume le caratteristiche proprie della specie cui appartiene grazie al particolare codice genetico scritto nelle sue cellule. Una sorta di programma che gli impone di svilupparsi in un determinato modo e secondo una prefissata successione di eventi, assecondando un disegno che porterà al conseguimento di un “mirabile ordine”.

In un certo senso assistere alla nascita e crescita di un organismo è come passare giorno dopo giorno, per un anno intero, davanti ad un cantiere edile e seguire il progressivo assemblaggio di mattoni, cemento, ferro e acciaio, legno, vetro e ceramica, che daranno forma ad un edificio secondo un preciso progetto. Quei medesimi materiali, riuniti in modo diverso, avrebbero dato luogo ad una differente costruzione. Animali e vegetali sono dunque organizzati secondo programmi prestabiliti che ogni organismo è in grado di leggere e realizzare come un ingegnere interpreta ed esegue il progetto di uno stabile.

Anche il mondo minerale segue una sorta di codice di sviluppo: ogni cristallo è il risultato di una sovrapposizione ordinata di atomi, scelti e saldati assieme secondo un ben definito progetto geometrico tridimensionale. Un magma che solidifica dà luogo ad una serie di rocce, ognuna composta da un insieme di minerali che rappresentano i mattoni, le pietre, le travi del nuovo saldo edificio.

Identificare il regno minerale solo e unicamente con le perfette geometrie dei cristalli è fortemente riduttivo. È più logico e completo pensare ad esso come all'insieme di tutti gli effetti causati da quel vario e spettacolare complesso di fenomeni naturali che incessantemente agiscono tanto nelle profondità della Terra quanto, e

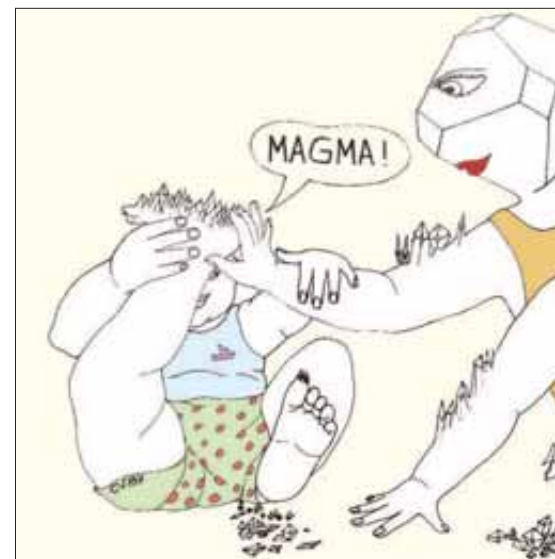


Fig. 1 - Il piccolo Cris(tallo).

soprattutto, sulla sua superficie e che complessivamente conducono alla formazione degli innumerevoli tipi di rocce. Non solo dunque di quelle magmatiche.

Non ci può essere differenza di sostanza tra l'esaminare i minerali ben cristallizzati racchiusi in una roccia magmatica e il prendere in considerazione i ciottoli e i granuli accumulati da un fiume sul fondo del suo alveo o dal moto ondoso lungo una spiaggia.

Le rocce, di qualsiasi tipo e natura siano, rappresentano il meraviglioso concretizzarsi di un insieme di energie - fisiche e chimiche - presenti nell'ambiente nel quale si generano e operano. Energie che dipendono o vengono ad interagire con variabili quali la velocità, l'accelerazione, la densità di un flusso, la massa, le dimensioni e le forme delle particelle trasportate, le distanze, le pendenze e le asperità del territorio, l'ordine di fusione e di cristallizzazione dei vari tipi di minerali.

A2 - Le risposte della Geologia

La storia della Terra iniziò 4,6 miliardi di anni fa. Da allora la sua superficie si è incessantemente modificata in un frenetico alternarsi di fusioni e raffreddamenti, traslazioni e scontri, sollevamenti e sprofondamenti, inondazioni e disseccamenti, erosioni e accumuli di sedimenti.

Sono questi ultimi, assieme al loro contenuto fossilifero, a fornirci tangibilmente, uno sull'altro, il successivo sopra il precedente, la percezione del trascorrere del tempo geologico (Fig. 2).

Gli innumerevoli tipi di rocce esistenti in natura possono essere divisi, com'è noto, in tre gruppi:

- **rocce magmatiche**, originate dal raffreddamento di masse fuse solidificatesi all'interno della crosta terrestre o che, in altri casi, escono in superficie originando apparati vulcanici (subaerei e sottomarini) con le rispettive rocce laviche;
- **rocce sedimentarie**, che derivano da erosione e/o alterazione di più antiche rocce affioranti sulla superficie terrestre e dal successivo accumulo meccanico dei prodotti di smantellamento, oppure da processi chimici (evaporazione di acque ad elevata salinità e precipitazione sul fondo dei sali prima disciolti, quali gessi, salgemma, alcuni tipi di calcari...), o ancora da processi biogeni, ossia collegati alla deposizione di resti scheletrici di viventi (ad esempio gusci, ossa, impalcature minerali dei coralli e di altri innumerevoli tipi di organismi definibili per l'appunto come "costruttori");
- **rocce metamorfiche**, così denominate perché derivanti da una serie di modificazioni, da minime ad intensissime, che rocce appartenenti indifferentemente ad uno dei tre gruppi hanno subito nel corso della loro storia geologica a causa di elevate temperature e/o pressioni che hanno dovuto sopportare.

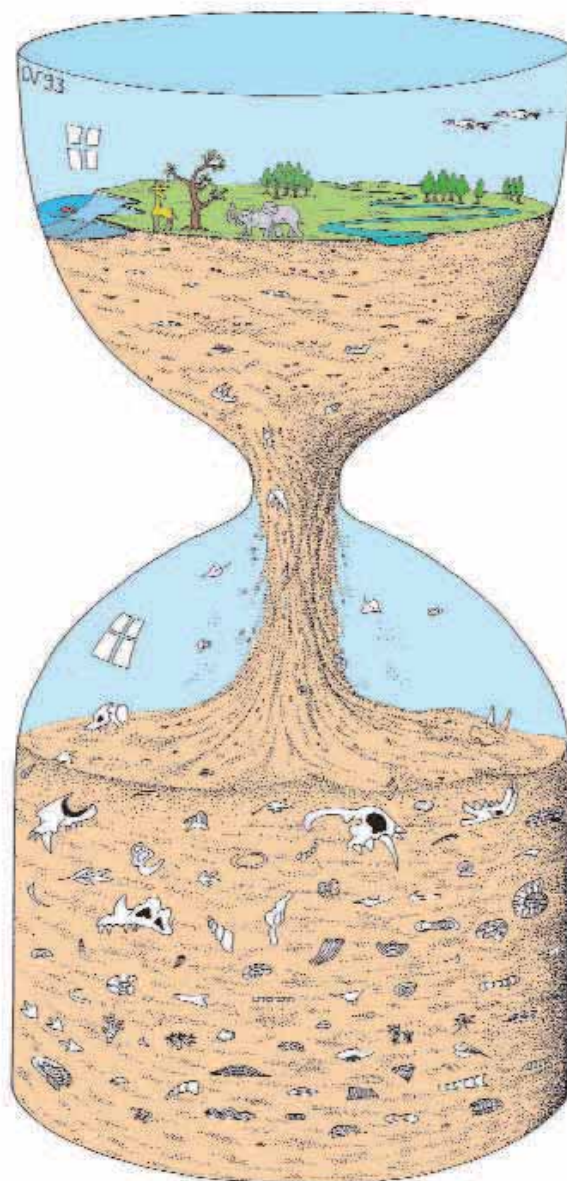


Fig. 2 - La geologia, soprattutto attraverso le successioni rocciose sedimentarie, possiede l'indubbio fascino di materializzare il trascorrere del tempo rendendolo concreto e tangibile. Strato dopo strato una sequenza di rocce rappresenta un insostituibile archivio tridimensionale del passato prossimo e remoto del pianeta Terra.

Le rocce sedimentarie formano il gruppo che in assoluto fornisce le più ampie e migliori possibilità di leggere il passato geologico di una regione. Grazie ad esse le pagine della storia geologica di un territorio appaiono nitide e precise anche dopo centinaia di milioni di anni.

In Italia le più vecchie rocce sedimentarie risalgono al Paleozoico antico (quasi mezzo miliardo di anni fa). In territorio friulano e austriaco formano una consistente parte della catena alpina carnica.

Alpi e Appennini sono il risultato di processi naturali che hanno portato una successione rocciosa prima a **formarsi**, accumulandosi strato su strato, colata su colata, per spessori di chilometri, poi a **deformarsi**, sollevandosi, piegandosi e frantumandosi, e infine a **modellarsi**, in tempi recenti e sotto l'azione di corsi d'acqua o ghiacciai.

Il geologo osserva, riconosce e raccoglie indizi e dati dagli affioramenti rocciosi che rileva. Uno degli scopi della ricerca geologica di base è quello di ricostruire come e quando una successione rocciosa si è formata e come e quando la stessa è stata eventualmente deformata durante le successive compressioni prodotte dai movimenti della crosta terrestre. È un po' come arrivare sul "luogo del delitto" (spesso parecchi milioni di anni dopo!) e cercare di ricostruire la successione degli eventi che l'hanno prima propiziato e in seguito indotto.

Salendo una montagna, percorrendone i sentieri e le mulattiere sovente scavate nella roccia, risalendo i corsi dei torrenti e dei fiumi, raggiungendo, spesso a fatica, le pareti rocciose non di rado circondate da impenetrabili grovigli di vegetazione, il geologo osserva, una dopo l'altra, un'infinità di tessere che appartengono ad un gigantesco mosaico del quale, all'inizio, non conosce, o comprende solo in maniera molto vaga e approssimata, il disegno finale.

A3 - L'albero della conoscenza (geologica)

Il capitolo è specificatamente dedicato agli Insegnanti. Dalla mobilità del pianeta (e a ben vedere il termine più corretto a tal proposito sarebbe **cinematica delle placche**) scaturiscono tre grandi insiemi di effetti, raggruppabili nei rispettivi contenitori, identificati con termini semplici, capaci di evocarne il significato: “*si forma, si deforma, si modella*” (Fig. 3).

Il collegamento ai vari contesti geodinamici, acquisiti durante la trattazione della **tettonica delle placche**, sarà irrinunciabile e gioverà alla comprensione delle differenze. Nell’ambito del *si forma* troverà spazio la trattazione delle rocce magmatiche e, in special modo, di quelle vulcaniche.

Al *si forma* faranno naturale riferimento anche i processi genetici che stanno alla base dei vari tipi di rocce sedimentarie, meglio se visualizzati ognuno nel proprio contesto ambientale attuale, paragonando poi i risultati con i campioni di roccia dei laboratori scolastici.

Il *si deforma* sarà il passo successivo, capace di inquadrare gli effetti verso i quali sono destinate, col tempo, tutte le successioni rocciose. In questo contenitore confluiranno tanto gli elementi deformativi di una catena orogenetica, quanto la trattazione esaustiva dei terremoti, nonché i prodotti del metamorfismo regionale.

Il *si modella* conterrà i risultati ascrivibili alle alterazioni chimiche e fisiche, alle esarazioni glaciali e alle erosioni fluviali, logica conseguenza del *si deforma*.

In questa trattazione servirà sottolineare preliminarmente la circolarità dei tre insiemi di dati concettuali, dato che lo stesso *si modella* crea gli irrinunciabili presupposti per lo sviluppo di molte tra le successioni sedimentarie (Figg. 4 e 5).

Questa triade è capace di spartirsi ogni causa ed effetto presente in natura nell’ambito delle Scienze della Terra. Da questi rami principali prendono poi forma, identità e sviluppo quelli secondari ad essi collegati (Fig. 3).

Sarà l’insegnante, di anno in anno, a scegliere quali rami secondari potare, senza mai sacrificare il corrispondente ramo portante.

Infine, l’intero insieme delle conoscenze trasmissibili deve assecondare una *organizzazione gerarchica* dei propri contenuti (Fig. 3).

Occorre, in altre parole, che tutte le informazioni didatticamente utili (nozioni, dati, parametri, variabili, formule, concetti, processi, fenomeni,...) siano collocate in una logica “ad albero”, in cui le foglie si innestano sui rami minori, questi sui rami maggiori i quali, a loro volta, confluiscono e si innestano nel tronco principale.

In questo modo di procedere diventa molto utile raggruppare nei tre soli insiemi (corrispondenti ai rami principali) tutti i fenomeni geologici che producono evidenze visibili nella crosta.

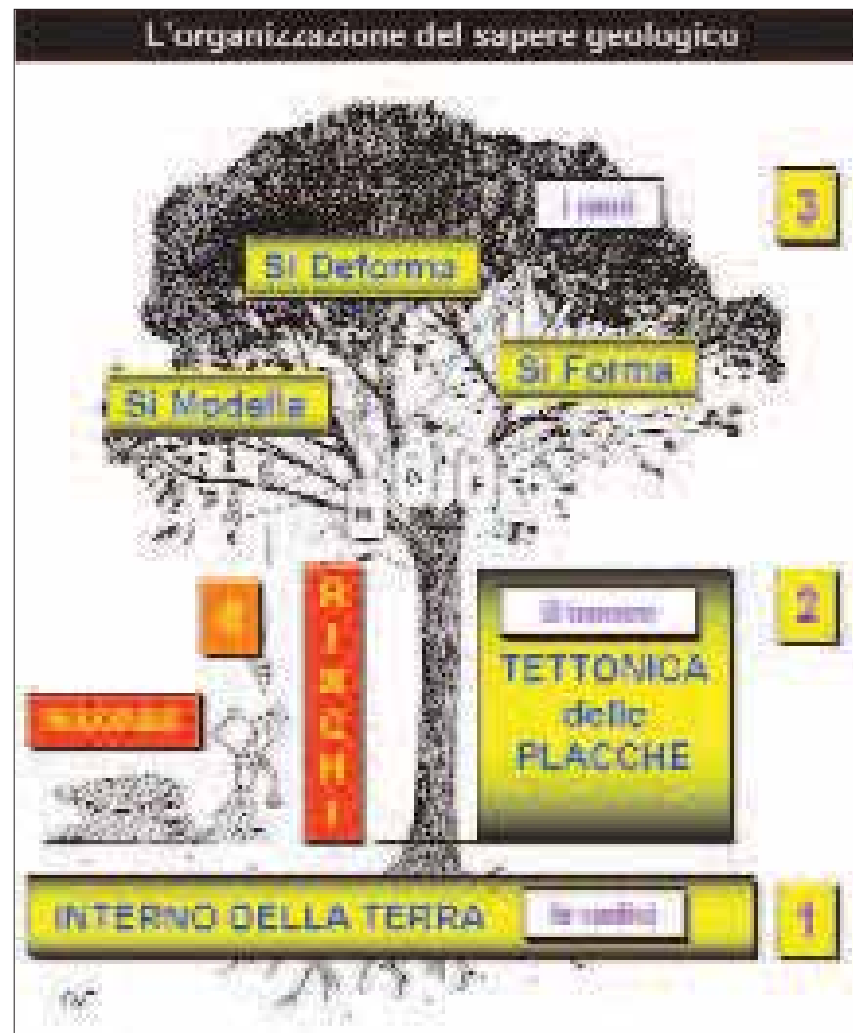


Fig. 3 - L'albero della conoscenza... geologica, dove ogni insieme di dati trova la propria collocazione gerarchica funzionale alla didattica.

Tali insiemi prendono il nome dall’azione che li produce e che ne guida lo sviluppo: *si forma, si deforma* e *si modella* (Figg. 4 e 5).

Al *si forma* apparterranno dati e fenomeni ascrivibili alla sedimentologia, alla stratigrafia, alla paleontologia, nonché i processi ad esse collega-

ti; nel *si deforma* si troveranno i riferimenti agli elementi di tettonica, mentre il *si modella* accoglierà fenomeni di alterazione, erosione, esarazione, dissoluzione e quanto asporta e modifica qualsiasi volume crostale alle più varie scale.

È altrettanto necessario, in questo caso, capire che la sequenza dei tre insiemi non è lineare ma circolare (Fig. 5).

Le strategie utilizzate fanno da cornice e supporto al complesso insieme degli argomenti didattici e con esso costituiscono l'inscindibile corpo del sapere trasmesso. Il complesso dei tre insiemi di dati fa capo a un tronco unico che rappresenta il movente e il presupposto di base per la loro esistenza e affermazione: la *tettonica delle placche* (Fig. 3).

È propedeutica ad essi in quanto capace di giustificare e motivare i dati appartenenti sia al *si forma*, tanto al *si deforma*, quanto al *si modella*. La stessa tettonica delle placche a sua volta affonda le proprie radici e ragioni d'essere in profondità, nella dinamica astenosferica, regolata dai caratteri fisici e reologici dell'interno terrestre.

A questo proposito è utile notare che per favorire la comprensione della stessa *organizzazione gerarchica* del sapere, applicata alle Scienze della Terra, si è fatto uso di una particolare strategia: l'*esemplificazione* (Fig. 3).

L'uso dell'albero, la cui struttura si presta in modo ottimale, permette di codificare, gerarchizzare e posizionare secondo un ordine logico facilmente memorizzabile da parte degli studenti, una serie di contenuti complessi - per il momento ancora astratti - paragonandoli a qualcosa di noto.

Uno schema simile, qualora ritenuto utile, rappresenta una sorta di mappa concettuale da assimilare propedeuticamente grazie alle sue funzio-



Fig. 4 - In un rilievo le rocce esposte e fratturate, generate milioni di anni prima per accumulo o precipitazione di particelle o sostanze, subiscono incessanti smantellamenti. Ma quest'ultimo atto, distruttivo, è anche capace di produrre la materia prima che andrà a formare le nuove successioni rocciose.

ni di orientamento e di collegamento tra i complessi contenuti della materia. Potrà essere utilizzato come costante chiave di lettura durante l'assimilazione dei contenuti didattici.

L'utilizzo dell'albero (Fig. 3) si dimostra pertinente anche per un altro motivo. Consente di inserire nel palinsesto concettuale anche i "rischi" e le "risorse", considerati come rapporto Uomo-Terra alla luce del ruolo crescente che negli ultimi decenni i due argomenti hanno conquistato, a ragione, nei palinsesti didattici delle Scienze della Terra.

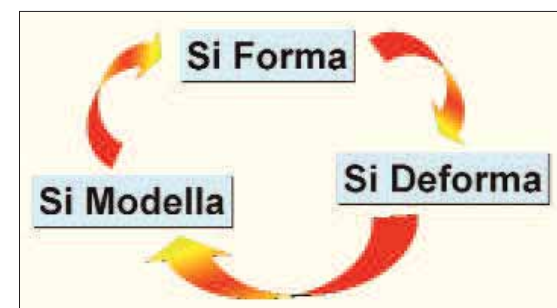


Fig. 5 - Concettualmente la sequenza dei tre insiemi di dati è circolare piuttosto che lineare. Ogni volta dal *si modella* partono i presupposti per il successivo *si forma* e il ciclo si ripropone senza soluzione di continuità.

A4 - La danza delle placche

La Terra è paragonabile - con le dovute cautele! - a una sorta di enorme uovo formato da immensi involucri concentrici. Ognuno ha caratteristiche fisiche e chimiche, di temperatura e pressione, proprie e peculiari. L'involucro più esterno può essere assimilato a un sottile guscio "rigido e fragile" dallo spessore variabile, mai superiore a 200 km. Questa sorta di guscio è frammentato nelle note placche (Fig. 6), capaci di stupirci per il loro dinamismo. Dunque la parte più esterna e superficiale del pianeta è costituita da placche mobili.

La porzione di materiale terrestre che forma le varie placche (le principali sono una decina) è chiamata litosfera. La **litosfera**, rigida e fragile, è spostata dagli incessanti movimenti dell'involucro che le sta immediatamente... sotto. Il suo nome è **astenosfera** e il relativo spessore supera di parecchie volte quello della soprastante litosfera. C'è chi ritiene che la sua porzione più profonda confini con il nucleo terrestre, a circa 2.900 km dalla superficie del pianeta. E qui ci fermiamo perché saranno proprio litosfera e astenosfera a chiarirci i presupposti del magico materializzarsi delle deformazioni crostali, essenza stessa delle catene montuose e l'argomento principale della sezione "Si Deforma".

A questo punto molti tra voi potrebbero chiedersi che fine hanno fatto le suddivisioni interne della Terra, così come erano e sono ancora proposte dai testi scolastici (ma non solo da questi). La tripartizione in **crosta**, **mantello** e **nucleo** dov'è andata a finire? È forse da considerarsi superata o, ancor peggio, col procedere delle conoscenze si è rivelata una sonora bufala?

Nulla di tutto ciò. Semplicemente le due suddivisioni affrontano la descrizione dell'interno terrestre da due prospettive differenti, entrambe valide.

Se parliamo di crosta e mantello (il nucleo non ci interessa direttamente e lo trascureremo) vuol dire che stiamo descrivendo l'interno della Terra dal punto di vista della sua composizione. La nota **superficie di Moho** (dal suo scopritore, il geofisico Mohorovicic) costituisce il limite tra crosta e mantello, anch'essi involucri concentrici la cui differenza si basa su dati chimico-composizionali. Fin qui è tutto chiaro, ma attenzione: c'è crosta e crosta! Nel senso che esiste, in seno alla crosta, un'ulteriore suddivisione che, in certa misura, cerca di complicare la semplicità del precedente enunciato.

La crosta quindi non è tutta uguale e anche questo aspetto avrà la sua importanza, risultando in seguito molto utile (cfr. Sez. "Si Deforma").

Prima di prendere in esame i tipi di crosta (per nostra fortuna sono solo due!) è però conveniente tornare all'altro modo di descrivere l'interno terrestre, rappresentato come si ricorderà dai termini **litosfera** e **astenosfera**. In questo caso la discriminante tra i due involucri non è più la composizione ma il... comportamento fisico dei materiali

di cui sono fatti. Detto con una parola più scientifica è la loro **reologia** a definirli, ossia la risposta dei materiali soggetti a deformazione.

Questa innovativa classificazione dell'interno terrestre è nata negli anni '70 parallelamente ai progressi delle indagini geofisiche e delle applicazioni del *magnetismo terrestre* allo studio dei fondali oceanici. Si può aggiungere inoltre che questa suddivisione è diventata l'unico strumento descrittivo, compatibile e coerente con la neonata teoria della tettonica delle placche.

Effettivamente l'*astenosfera*, pur essendo un solido, si muove e fluisce - per nostra fortuna sempre con esasperante lentezza - sollecitata dalle differenze di temperatura presenti nell'interno della Terra. Nei suoi moti trascina quanto di "rigido e freddo" le si appoggia sopra: la litosfera.

Il comportamento dell'*astenosfera* ricorda un po' quello del ghiaccio che, anch'esso solido, è in perenne movimento verso le quote inferiori, anche se la sollecitazione, in questo caso, deriva non dalle variazioni di temperatura ma dalla forza di gravità.

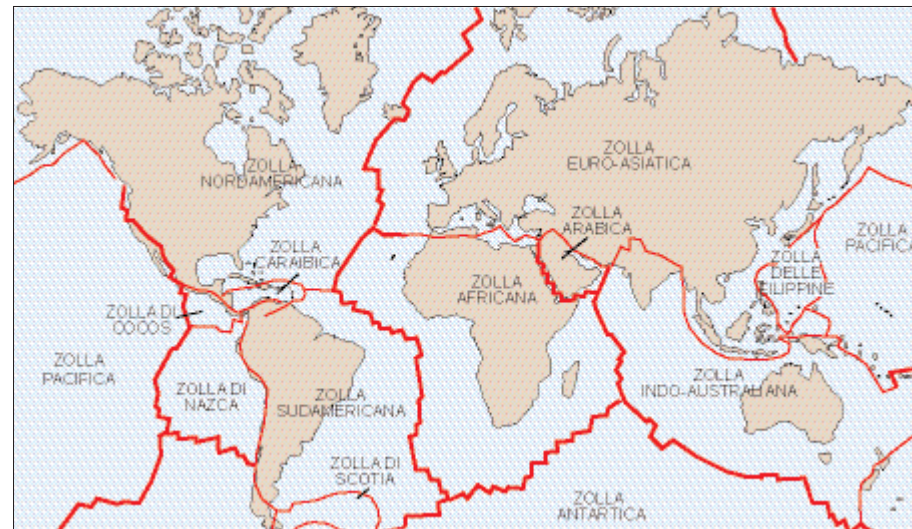


Fig. 6 - Denominazione delle placche tettoniche principali, definibili anche con il sinonimo zolle. Ogni placca è un frammento di litosfera, che comprende la porzione più esterna del mantello e la soprastante crosta. Quest'ultima si può differenziare in crosta oceanica e continentale.

Il limite tra litosfera e astenosfera è una superficie presente a profondità variabili, da alcune decine di km a non oltre 200. Si colloca alle profondità in cui l'interno terrestre raggiunge la temperatura di circa 1280 °C, oltre il quale la roccia diventa per così dire "pastosa", una sorta di ghiaccio bollente o, se vi piace di più come paragone, di immensa nutella. Non è dunque un confine basato sulla composizione ma sul differente comportamento dei materiali.

Queste sono le due classificazioni dell'interno terrestre con le relative chiavi di lettura. Inutile dire che le due nomenclature non sono sovrapponibili.

Si può sintetizzare che la litosfera è formata da TUTTA la crosta e dalla parte più superficiale delle rocce del mantello, quelle a temperatura ancora non elevatissima (inferiore alla soglia dei 1280 °C).

Ecco che riparlano di crosta - in entrambe le suddivisioni resta la porzione più esterna e superficiale del pianeta - si ripresenta il problema lasciato in sospeso delle due croste differenti.

È il momento di affrontarlo, sempre consapevoli che la sua comprensione ci avvantaggerà nella descrizione della formazione delle catene orogeneiche e in particolare nella sintetica trattazione dell'evoluzione dell'area circum-mediterranea.

Primo concetto da memorizzare: la **crosta** è distinguibile, a seconda delle zone, in **oceanica** e **continentale**. La rispettiva collocazione è coerente con le due definizioni: la prima è presente sotto la massa d'acqua degli oceani (si trova "là sotto" perché tra le due è la più densa e dunque tende ad abbassarsi); la seconda invece forma le masse continentali e si estende anche sotto i mari poco profondi, sia interni che marginali, dei continenti.

Il secondo concetto riguarda le relative modalità di genesi. La spiegazione si fa più complessa ma anche più interessante.

Per comprendere meglio torniamo per un istante alle placche e ai loro incessanti movimenti e interazioni reciproche. In certe fasce le placche collidono (*margini distruttivi*) e nelle collisioni il materiale litosferico più denso, quello della crosta oceanica, è spesso in grado di scendere obliquamente nel mantello più profondo per poi essere "digerito" nell'astenosfera. Questo processo si realizza nelle cosiddette *zone di subduzione*, lungo le quali la crosta

finisce per essere distrutta (Fig. 8).

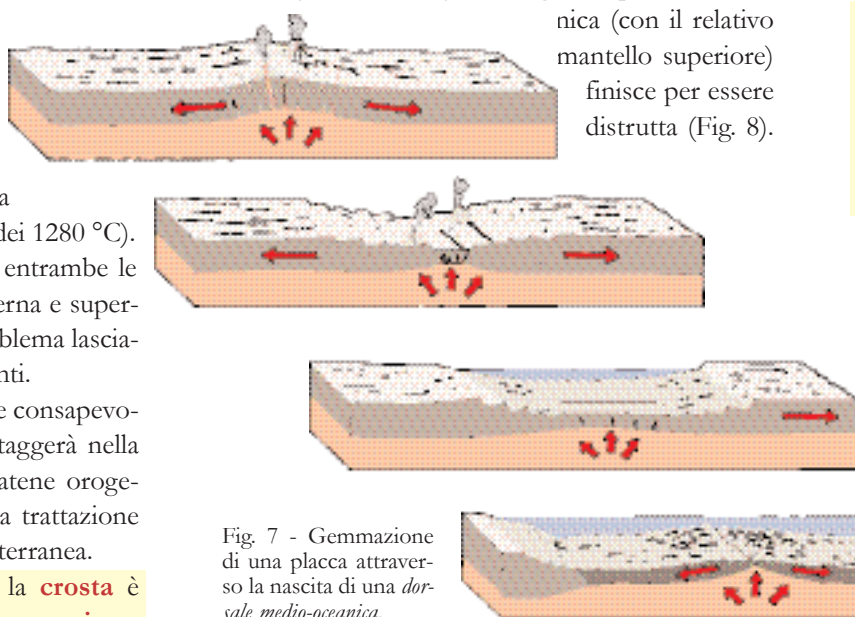


Fig. 7 - Gemmazione di una placca attraverso la nascita di una dorsale medio-oceanica.

Ma se da qualche parte - e non sono poche! - le placche sono consumate in profondità e arricchiscono la massa astenosferica, per l'equilibrio del pianeta da qualche altra parte - e sono parecchie! - si deve assistere alla risalita a giorno e messa in posto di nuovo materiale astenosferico.

Effettivamente anche questo, come la distruzione della crosta oceanica, è un processo diffuso e

continuamente attivo. Lo si osserva lungo particolari strutture lineari, definite dorsali medio-oceaniche. Attualmente formano una struttura articolata, lunga ben 40.000 km e sviluppata sui fondali oceanici di tutto il mondo. Il materiale magmatico astenosferico che si fa strada lungo le gigantesche fratture delle dorsali, può sia effondere sotto la massa d'acqua degli oceani (basalti) sia consolidarsi a breve profondità (gabbri). I due prodotti, derivati dal medesimo magma molto basico, danno origine a *crosta oceanica* nuova, ad alta densità (Fig. 7).

La *crosta continentale* è meno densa di quella oceanica. La sua genesi (inizialmente, nella storia della Terra, non esisteva) è stata più articolata e complessa di quella della crosta oceanica. Si può affermare che alla sua formazione hanno concorso (e concorrono tuttora) processi tra i più disparati: magmatici, sedimentari e metamorfici.

Per sintetizzare si può provare a riassumere i vari contesti e le modalità di formazione, differenti tra loro e tutti capaci di generare crosta continentale.

Immaginate per prima cosa una *zona di subduzione* (margine distruttivo) lungo la quale una porzione di crosta oceanica scende in profondità nell'*astenosfera* (mantello inferiore). Mentre

scende attraversa temperature e pressioni crescenti che causano la fusione frazionata dei suoi componenti che allo stato liquido risalgono verso la superficie. Questi nuovi magmi (ancora basici e densi) per un certo tempo tendono a stazionare a medie profondità litosferiche.

Intanto danno luogo, per una sorta di smistamento, a fusi meno densi che poi effondono in superficie formando consistenti archi vulcanici. Gli apparati vulcanici della cordigliera andina ne sono una classica manifestazione (Fig. 8b).

In altri casi (Fig. 8c) i magmi così ottenuti consolidano in profondità. In seguito, per decompressione - spesso data da erosione delle rocce soprastanti e conseguente *sollevamento isostatico* - gli ammassi magmatici già consolidati possono di nuovo fondere parzialmente. Saranno i minerali meno densi a fondere per primi portando alla formazione di magmi acidi (ricchi in minerali "leggeri"). Si faranno strada nella crosta, per poi raffreddare lentamente a profondità intermedie. Daranno luogo a magmi cosiddetti acidi (ricchi in silice) che, consolidando, costituiranno enormi ammassi granitici: roccia "leggera" caratteristica della crosta continentale.

Nei frequenti scontri tra le masse litosferiche spesso, nelle profonde zone di radici delle catene montuose, si raggiungono pressioni laterali e temperature capaci di trasformare le rocce in metamorfiche (v. Cap. "Gli strani effetti", SD2). Anch'esse sono tipiche rappresentanti della crosta continentale. A queste si aggiungono i numerosi tipi di rocce sedimentarie che rielaborano, attraverso le alterazioni chimiche e fisiche, i massicci magmatici e metamorfici portati a giorno dai sollevamenti e dall'erosione.

La *crosta oceanica* si forma in tempi geologicamente rapidi. Ad esempio l'Atlantico meridionale (e la sua

crosta oceanica) è largo oggi 3.000 km. Si è formato per giustapposizioni laterali di rocce magmatiche ai lati della dorsale in un tempo di poco superiore a 130 milioni di anni. Un nulla in geologia.

Ma in tempi altrettanto rapidi subisce subduzione e distruzione. Ne deriva un dato geologicamente stupefacente per i non addetti ai lavori: mentre l'età della Terra è circa 4,6 miliardi di anni e sono state trovate rocce o minerali (nella crosta conti-

nentale!) di oltre 4 miliardi di anni, non esistono rocce di crosta oceanica più vecchie di 180 milioni di anni. Non perché non ci fossero prima di allora, ma perché sono digerite in continuazione nelle fasce di subduzione!

Questo non può accadere invece per la crosta continentale perché quando si produce uno scontro tra due placche a crosta continentale, notoriamente più leggera, si assiste sì all'infilarsi dell'una sotto l'altra, ma entrambe, mentre si scontrano, comprimono, deformano e affastellano, continuano a restare "a galla", come sugheri sull'acqua.

Ora che i due tipi di crosta, e la loro differente genesi, sono stati precisati, proviamo

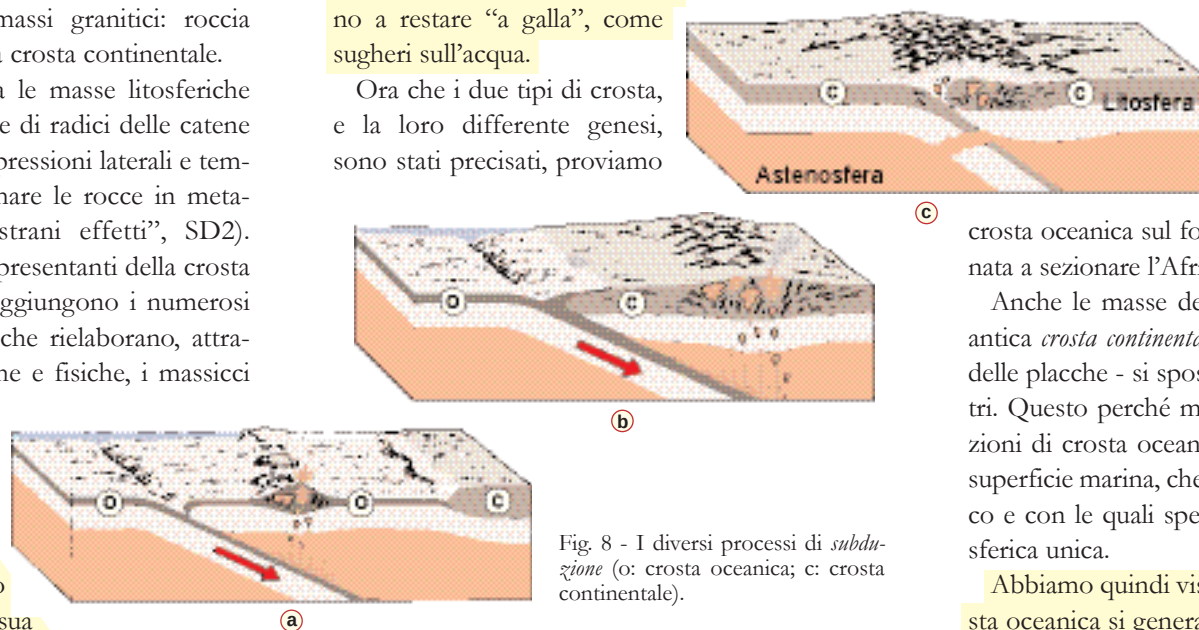


Fig. 8 - I diversi processi di *subduzione* (o: crosta oceanica; c: crosta continentale).

a vedere il loro formarsi ed evolversi in modo... dinamico, attraverso il fluire del tempo. Abbiamo notato che il *margine costruttivo* tra due placche si incontra spesso in mezzo a un oceano. In tal caso coincide con la **dorsale medio-oceanica**.

Ricordiamo che questa è la fascia di fratture dei fondali da cui fuoriesce in continuazione magma che risale dall'astenosfera, e che il materiale magmatico uscendo solidifica ai due margini della

zona fratturata formando nuova crosta, densa e perciò ribassata (*crosta oceanica*). I due lembi della frattura vengono divaricati e continuamente allontanati, dando la possibilità al fenomeno eruttivo di ripetersi. Inizialmente una frattura del genere si forma su una massa di crosta continentale (Fig. 7).

Lo stesso processo di apertura crostale (e futura formazione di un oceano) è iniziato da qualche decina di milioni d'anni nell'Africa orientale. Ne sono evidente testimonianza le grandi depressioni della Rift Valley che, per il momento, ospitano solo grandi laghi africani ma che col tempo si collegheranno all'Oceano Indiano da un lato e col Mar Rosso dall'altro. Concomitantemente potrà generarsi la prima crosta oceanica sul fondale della depressione destinata a sezionare l'Africa in due placche distinte.

Anche le masse dei continenti, fatte dunque di antica *crosta continentale* - la parte emersa e visibile delle placche - si spostano per migliaia di chilometri. Questo perché migrano solidalmente alle porzioni di crosta oceanica, per noi invisibili sotto la superficie marina, che sono appoggiate al loro fianco e con le quali spesso formano una placca litosferica unica.

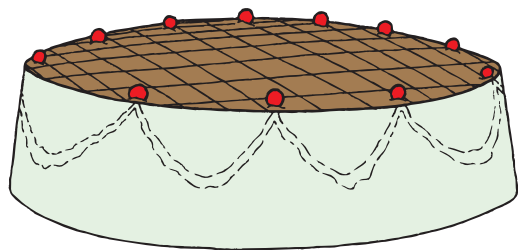
Abbiamo quindi visto che, così come nuova crosta oceanica si genera continuamente dalla fuoriuscita di magma lungo 40.000 km di dorsali terrestri, in altre parti del globo deve esistere antica crosta oceanica che in qualche modo affonda nel mantello per ristabilire l'equilibrio. Questo in effetti avviene lungo le fasce di subduzione (margini distruttivi) che dunque coincidono con le zone di collisione tra placche. Nello scontro una delle due è spinta verso le profondità dove il mantello astenosferico finisce per assimilarla (Fig. 8).

A5 - La torta distorta

Non è semplice raffigurarsi un territorio, gigantesco, tridimensionale, ancora pianeggiante ma costituito, in profondità, da sedimenti e rocce stratificate. Per chilometri di spessore. Ancora più difficile sarebbe figurarsi le modificazioni che quello stesso territorio potrebbe subire col trascorrere dei milioni d'anni. Il nostro territorio allora, per cercare di capire, diventerà una torta. Una semplice torta da osservare mentre si modifica e si evolve.

Immaginiamo dunque una torta. Immaginatela gustosa, composta da una successione di sottili strati di pan di Spagna alternati a livelli ora di cioccolato ora di crema. Prima di presentarla in tavola seguiremo una procedura insolita ma necessaria per rendere l'esempio più realistico e prossimo alla realtà. Appoggiamo la torta sopra un tavolo, posto a ridosso di una parete, e cominciamo a spingerla lentamente verso quest'ultima fino a comprimerla e deformarla interamente. Nel dolce si producono fratture, sbriciolamenti, divisioni. Lenti ma inesorabili scorrimenti di un pezzo rispetto all'altro. Quelli che erano i livelli interni della torta, continui e orizzontali, ora vengono alla superficie lungo le rotture e le risalite delle fette più sollevate. Una vera rivoluzione.

La torta non ha più nulla che ricordi la sua forma iniziale né il suo originale tranquillo assetto orizzontale, anche se, non dimentichiamolo, è ancora tutta lì, sul tavolo. Compresa e strizzata, ma sempre abbastanza compatta anche se la sua forma ormai richiama quella di una torre diroccata.



Il nuovo aspetto non è certo tra i più invitanti. Prima di portare la torta in tavola è forse meglio cospargerla di zucchero a velo per mascherare lo scempio.

La torta, o per meglio dire la sua più recente modifica, fa il suo ingresso in sala da pranzo accompagnata da un silenzioso coro di sguardi ben poco convinti. Inutile spiegare che l'abbiamo fatto per il bene della divulgazione scientifica, nessuno capirebbe. Alla paletta per tagliare il dolce sostituiamo un cucchiaino, molto più idoneo, che con un senso di malcelato disagio viene usato a turno dagli invitati. C'è chi con quello asporta un blocco da una parte laterale della torta informe, chi invece preferisce raccogliere la propria porzione scavando una sorta di trincea che scende dalla sommità giù fino alla base. Altri, al contrario, vi avvitano il cucchiaino, avendo cura di farlo nei blocchi che più degli altri conservano una certa integrità, formando delle buche strette e profonde; altri ancora scavano delle gallerie orizzontali intercettando fitti strati di crema, cioccolato e pan di Spagna, contorti e ripiegati.

"Fermi così!" grido io a questo punto, bloccando gli esterrefatti presenti che alla sorpresa della torta distorta aggiungono il disappunto per il mio intervento inatteso! "Osservate, prego", aggiungo con più calma invitandoli a considerare l'oggetto dei loro scavi. "Questo è un ammasso di dolce, una volta era una torta a strati. Potrei allo stesso modo dirvi, guardando oltre la finestra: quella è una montagna. Una volta era semplicemente una succes-

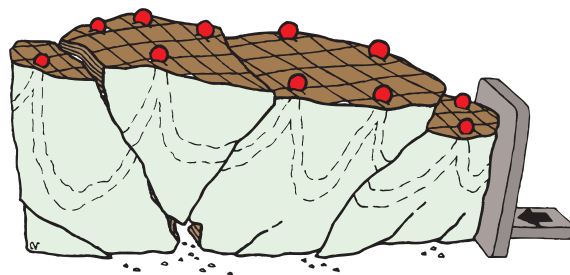


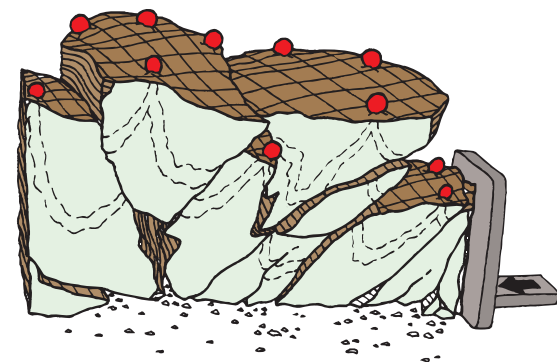
Fig. 9 - Una successione rocciosa sedimentaria è assimilabile ad una torta stratificata. Essa ora può formare i rilievi di una catena montuosa che racchiude in sé una storia geologica estesa attraverso intervalli di decine o centinaia di milioni d'anni ed è caratterizzata da tre fondamentali tappe evolutive.

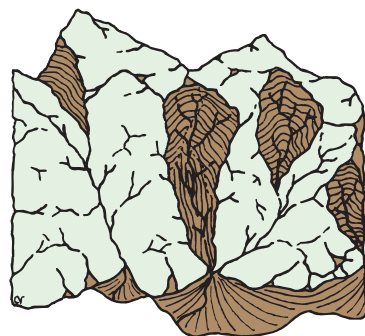
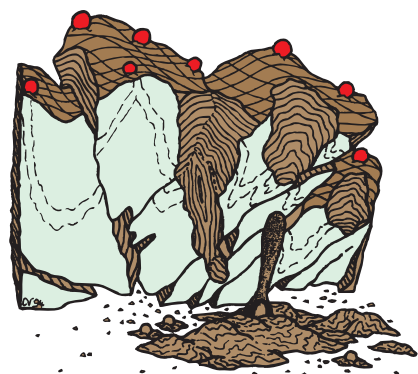
Dapprima si forma, lamina su lamina, strato su strato, all'interno di caratteristici e mutevoli ambienti sedimentari. In seguito si deforma nel momento in cui la placca della quale fa parte entra in collisione o contatto con adiacenti blocchi cristallini.

Le deformazioni compressive inducono raccorciamenti, sollevamenti ed emersioni. Come conseguenza possono generarsi dei rilievi subaerei che risentono dei fenomeni di alterazione ed erosione.

L'originaria sequenza di strati, prima deposta e poi deformata, successivamente si modella sotto l'azione delle acque superficiali che erodono, corrodono, trasportano e conducono lontano dal luogo d'origine i frammenti e le particelle asportate all'antica successione rocciosa.

È inoltre utile ricordare che quegli stessi frammenti vengono rideposti più a valle, nelle pianure, nei delta e nei mari, dando forma a una nuova successione di strati sedimentari... e il ciclo ricomincia.





sione di strati orizzontali. Ora soffermatevi sui solchi e le trincee che avete prodotto col cucchiaino nel dolce che vi ho presentato. Fate caso come lungo quelle incisioni affiorino frammenti e tratti degli strati dell'originaria torta. Guardate nuovamente la montagna: trincee e solchi corrispondono a strade, sentieri e a valli scavate da corsi d'acqua. Allo stesso modo troviamo rappresentati pozzi di trivellazione e gallerie. Lo zucchero a velo, inizialmente distribuito a pioggia e cancellato successivamente lungo le impronte e incisioni prodotte dal cucchiaino è l'equivalente della vegetazione che sui rilievi montani spesso cela, ricoprendola, buona parte degli affioramenti rocciosi. Provate adesso, dopo aver preso atto della possibile similitudine, a considerare quanto di quell'iniziale torta resta sul vassoio. L'originaria continuità dei singoli livelli di crema, pan di Spagna e cioccolato, depositati uno dopo l'altro e uno sopra l'altro, è stata disgregata dalle lente, inesorabili compressioni contro la parete. I vostri interventi sul dolce hanno scavato, eroso e messo in evidenza significative e ben sviluppate successioni stratigrafiche."

Attraverso una serie di collegamenti e confronti tra le varie successioni affioranti nei diversi punti dell'ammasso,

è possibile ricostruire quella che era l'originaria composizione della torta, definendo il numero e il tipo dei livelli che la costituivano e in quale sequenza e posizione risultavano depositi, prima che le spinte sacroboltassero tutto.

C'è di più. Mentre per una torta è fuori luogo approfondire ulteriormente l'analisi, nel caso della montagna e della sua successione rocciosa è possibile ed entusiasmante proseguire la ricerca. L'essere riusciti a ricollocare nel giusto assetto i singoli blocchi deformati dalle compressioni ci consente sì di individuare quello che un tempo era stato l'ordine di deposizione, uno sull'altro, dei singoli strati, ma non ancora di comprendere il tipo di ambiente, sempre molto differente da quello attuale, nel quale in origine si accumulavano. Per ora, dunque, ci troviamo nella condizione di chi, trovato un libro con le pagine scollate e distribuite alla rinfusa sopra un tavolo, è riuscito con pazienza a ricomporlo, seguendo la numerazione progressiva dei singoli fogli, accorgendosi però che il volume è scritto in una lingua sconosciuta.

Ogni pagina del libro corrisponde ad uno strato della **successione rocciosa**. Ognuno di essi contiene una serie di informazioni scritte in un linguaggio che solo il geologo è in grado di interpretare. Sono informazioni che parlano di antichi paesaggi, di ambienti differenti, di climi diversi, di forme di vita ormai scomparse, di rapide modifi-

cazioni, improvvisi sprofondamenti, oscillazioni del livello marino, erosioni fluviali, alluvioni e forti evaporazioni, di foreste antichissime e di pianure immense, di colossali delta e tranquille lagune, di scogliere e fondali marini, di vulcani ormai estinti da milioni d'anni e di abissi oceanici.

Tutto questo, e non solo questo, è chiaramente leggibile negli strati di una successione rocciosa. Una serie di analisi più particolareggiate fornirà indicazioni sul tipo di clima, sull'entità degli sprofondamenti e delle oscillazioni del livello marino, sull'ubicazione e la composizione delle zone sottoposte in quel preciso momento ad erosione, sulle direzioni di percorso degli antichi fiumi e sul limite fra pianura e mare, sull'estensione dei delta e sull'espansione delle scogliere e la loro successiva estinzione, sulla posizione di antichissimi centri vulcanici e sulla direzione di trasporto delle loro ceneri influenzata dai venti, e su tanti, tantissimi altri caratteri che, tutti insieme, concorrono alla ricostruzione di quello che poteva essere, decine o centinaia di milioni di anni or sono, prima delle compressioni, degli scivolamenti, degli scorrimenti, dei sollevamenti, delle deformazioni e dei raccorciamenti subiti, l'aspetto della montagna che periodicamente saliamo, percorriamo e osserviamo, cercando di conoscere e capire.

La montagna, composta di strati in origine sovrapposti orizzontalmente, è dunque come una torta che una compressione contro una parete ha spezzato, frantumandola e accavallandola in fette contorte. E quando con un cucchiaino scaveremo in quell'ammasso di pan di Spagna, crema e cioccolato, mettendo in luce gli originali livelli del dolce, piegati e spostati lungo i numerosi movimenti tra fetta e fetta, meravigliati noteremo la somiglianza tra quella *torta distorta*, rotta e scavata e le nostre montagne stratificate, piegate, spezzate ed erose.

Eone	Era	Periodo	Epoca	Limite (milioni di anni)
FANEROZOICO	NEOZOICA o QUATERNARIA		OLOCENE	0,012
			PLEISTOCENE	2,6
	CENOZOICA o TERZIARIA	NEOGENE	PLIOCENE	5
			MIOCENE	23
		PALEOGENE	OLIGOCENE	35
			EOCENE	55
			PALEOCENE	65
	MESOZOICA o SECONDARIA	CRETACEO		150
		GIURASSICO		200
		TRIASSICO		250
	PALEOZOICA o PRIMARIA	PERMIANO		250
		CARBONIFERO		300
		DEVONIANO		360
		SILURIANO		415
		ORDOVIZIANO		445
		CAMBRIANO		490
CRIPTOZOICO	PRECAMBRIANO o ARCHEOZOICO	PROTEROZOICO	Il Criptozoico comprende circa l'87% dei tempi geologici	545
		ARCHEANO		2500
		manca documentazione stratigrafica		4000
				4600

Fig. 10 - Questo è il calendario usato dai geologi per suddividere il tempo e le sue materializzazioni: le successioni rocciose del pianeta Terra. Le età sono arrotondate.

A6 - Mezzo miliardo di anni... ma non li dimostra!

Ho sentito un geologo che, mostrando alcuni fossili appena raccolti da una successione di rocce ben stratificate, ha esclamato: “Questi sedimenti si sono depositi verso la fine del Cambriano, il che equivale a circa 490 milioni di anni fa.” Un turista, semplice amatore di cose geologiche, lo ascoltava stupito. Non metteva in dubbio la parola dell'esperto ma si domandava come poteva essere così preciso nel proporre un'età guardando solo dei fossili. E mentre la sua curiosità aumentava, una nuova voce fece voltare entrambi: “Hai ragione?” si sentì esclamare.

Era un vulcanologo che confermava la deduzione del geologo. “L'anno scorso - continuò - ho trovato un livello vulcanico, spesso 20 centimetri, intercalato a questi stessi strati sedimentari. Affiora proprio qui vicino, oltre questa collina. Ne ho analizzato i minerali e i loro elementi mi hanno fornito un'età di accumulo molto prossima a 490 milioni di anni. Lo stesso valore che tu ricavi attraverso l'esame dei fossili.”

“Mi fa molto piacere”, riprese il geologo e fra i due il discorso proseguì con un fitto dialogo pieno di termini scientifici. In questo momento la cosa che più mi interessava era l'espressione confusa di quell'occasionale turista. Mi interessava per i ragionevoli dubbi che lo assalivano e per i suoi “perché”, destinati, se lo sentiva, a restare irrisolti.

Alcuni appropriati esempi potrebbero però modificare questa sfiducia di fondo tentando di spiegare in modo non complesso... e insolito, come quattro fossili o qualche grammo di minerale possono, indipendentemente gli uni dagli altri, suggerirci **l'età di una roccia**.

Dimentichiamo per un attimo la successione rocciosa e sfogliamo una raccolta di fotografie trovata nella soffitta dei bisnonni. Ci aiuterà a capire.

Le foto sono tutte ordinate con estrema precisione. Lo si comprende dalla cura con cui sono state incollate sulle pagine di cartoncino nero dell'album. Ognuna reca sul margine un numero progressivo ma, pur cercando con attenzione, non riusciamo a trovare un indice con le corrispondenti notizie sui soggetti e, cosa importante, nemmeno le relative date di scatto. Peccato, sarebbe stato bello conoscere in quali anni le fotografie erano state eseguite.

La gran parte delle immagini ritrae i bisnonni a passeggio lungo le vie di alcune città italiane. Eppure un metodo deve esserci per scoprire indirettamente quelle date.

Forse ci siamo! Osservando attentamente le singole foto, scattate in tempi molto diversi tra loro, si nota qualcosa che si ripropone sullo sfondo di ognuna, pur con caratteri differenti da foto a foto. Questo qualcosa è rappresentato dalle automobili di passaggio che, assieme ai bisnonni, sono rimaste catturate dall'obiettivo. Ecco allora che, riconoscendo in un'immagine alcune Fiat 508 Balilla assieme a delle Lancia Lambda e una Bugatti, possiamo affermare che la fotografia risale agli inizi degli anni '30. In un'altra istantanea, incollata parecchie pagine dopo, utilizzando lo stesso metodo di ricerca (!), troviamo una Citroen DS 19 (la vecchia Citroen a ferro da stiro!), molte Fiat 600 D e 500 D, due Lancia Flavia e un'Austin Innocenti A40, oltre ad una Bianchina panoramica. Risulta immediato attribuire l'immagine agli anni '60.

A questo punto è possibile azzardare il paragone: l'album di fotografie equivale ad una successione di rocce sedimentarie. Ogni pagina, con la relativa foto, corrisponde ad uno strato ben definito. Ogni foto ha un proprio contenuto caratteristico che ne consente la datazione: le automobili, classificabili sulla base della marca e del modello.

Anche ogni strato, o pacco di strati, possiede un proprio contenuto caratteristico. È rappresentato dai fossili. Anch'essi, come le auto nelle foto, possono essere individuati, poi riconosciuti e classificati in base al genere e alla specie (Fig. 11).

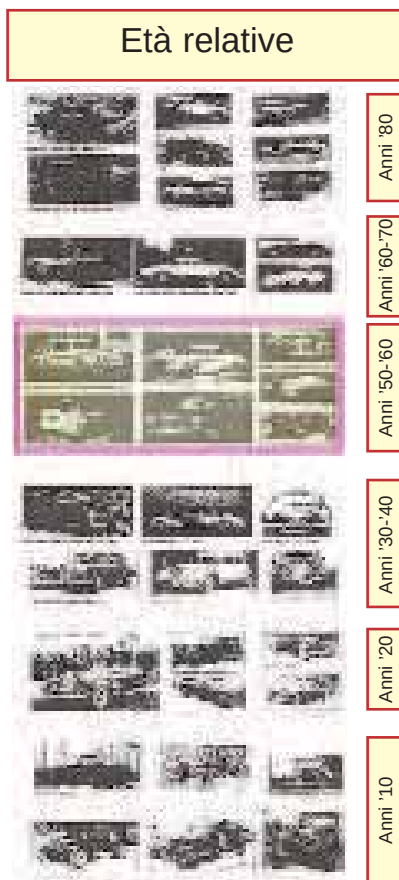
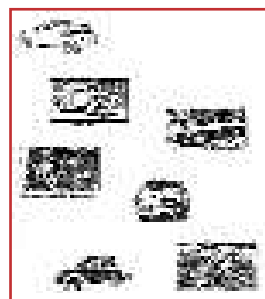


Fig. 11 - L'età di uno strato può essere indirettamente stimata in base al suo contenuto paleontologico, ossia ai fossili che contiene. Allo stesso modo, ad esempio, la fotografia di una città può essere collocata temporalmente osservando i modelli delle auto che circolavano al momento dello scatto. In entrambi i casi si tratta di valutare un "contenuto" irripetibile nel tempo. La fotografia utilizzata in questo schema - Piazza Barberini, a Roma - evidentemente non è dei giorni nostri. Né può essere definita recente. Anzi, guardandola anche solo di sfuggita, è facile collocarla negli anni '50. Questo è possibile perché il nostro cervello ha colto dall'immagine degli elementi particolari collocabili, in base alla nostra esperienza, in un preciso contesto temporale. Le nostre conoscenze pregresse hanno creato una sorta di archivio (*database!*) che ci suggerisce delle possibili associazioni: in questo caso gli *anni '50*. Gli elementi utilizzati nell'esempio sono stati i modelli delle automobili. In altre occasioni potrebbero essere i vestiti di un insieme di persone, oppure, se la fotografia riguarda l'interno di un ufficio, i tipi di macchine da scrivere o di computer, e così di seguito. Ogni ambiente contiene associazioni di elementi caratteristici, riferibili a una determinata epoca o età, e solo a quella. La loro presenza consente di collocare un avvenimento passato all'interno della storia. Se la storia è quella del nostro pianeta gli elementi utili sono i fossili.

Come per le automobili è possibile consultare dei cataloghi che riportano l'anno di costruzione e le immagini dei vari modelli delle diverse marche, così anche per i fossili esistono migliaia di studi compiuti dai paleontologi di tutto il mondo che hanno riunito in appropriati cataloghi di confronto tutti i generi e le specie scoperte e studiate, collocandole in appropriati "alberi genealogici", estesi per decine di milioni di anni, secondo un preciso ordine temporale (Fig. 12).

La gran parte dei fossili, come le automobili, ha una diffusione temporale limitata. È questo

un innegabile vantaggio: dà la possibilità di suddividere il tempo in tantissimi momenti distinti e successivi. Nessuna casa automobilistica si sognerebbe di riproporre, fabbricato in serie, un modello di macchina già diffuso 30 anni prima!

Anche in natura accade la stessa cosa: la forma di un nuovo organismo, e di conseguenza il relativo fossile (impronta, calco, riempimento, mineralizzazione, ...) è sempre differente da quella di tutti gli organismi che l'hanno preceduto e che lo seguiranno durante la lunga storia geologica del pianeta Terra.

Forse ora è diventata più comprensibile la sicurezza che il geologo ostentava nel datare la roccia attraverso l'osservazione dei fossili raccolti dal suo interno.

Resta ancora da spiegare la certezza mostrata su quello stesso argomento dal collega vulcanologo che affermava di potere definire addirittura l'età di una roccia magmatica lavica che, per ovvie ragioni, non può contenere resti di organismi.

Usando parole semplici si può dire che quel vulcanologo, con appropriati strumenti, aveva misurato la quantità di certi atomi presenti in determinati minerali della roccia. Atomi particolari che al momento del consolidamento della lava non esistevano ancora nei suoi cristalli, ma si sono generati in seguito, nel corso dei successivi 490 milioni di anni.

In che modo? Attraverso leggere trasformazioni subite da altri atomi già presenti nella roccia stessa.

Tale capacità di trasformazione è nota come **decadimento radioattivo**, con la conseguente emissione di radioattività. La velocità con cui si realizza è calcolabile e viene definita *tempo di dimezzamento*. Si chiama così perché individua il tempo che impiega la metà di tutti gli atomi di un dato elemento per trasformarsi in un altro. Tale periodo è variabile a seconda del tipo di atomi presi in considerazione e questo rende possibile, in base al calcolo delle quantità di atomi "originali" e "trasformati", la valutazione del tempo trascorso.

Un esempio forse è indispensabile. Anche se azzardato. Sarà ancora indirettamente attraverso delle fotografie che tenteremo di comprendere come la stima delle quantità di certi atomi presenti nei minerali di una roccia ci consenta di datarne l'età di formazione. Il discorso vale essenzialmente per le rocce magmatiche perché i singoli minerali presi in esame si sono formati contempora-

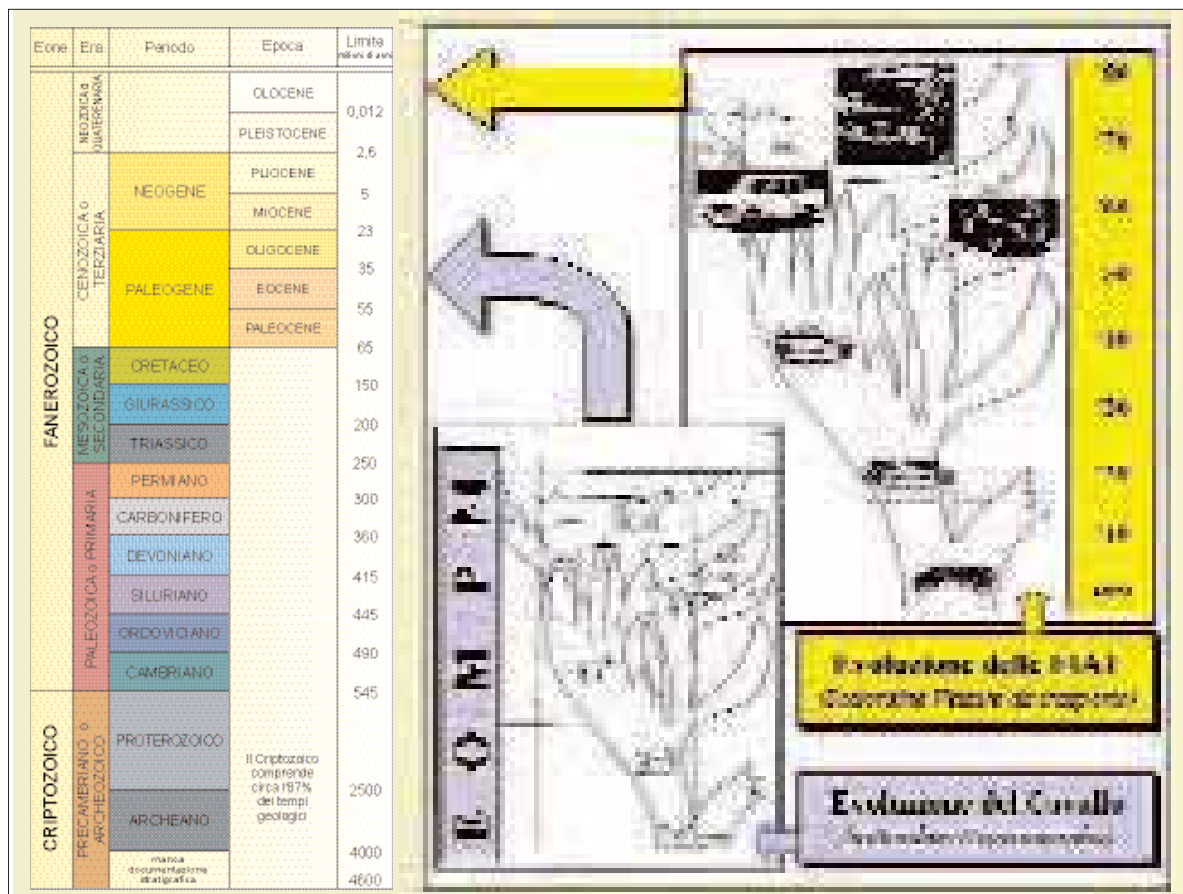


Fig. 12 - Per ogni gruppo di organismi è possibile costruire una sorta di “albero genealogico” che ne illustra le variazioni nel corso del tempo. Spesso si tratta di intervalli lunghi decine o centinaia di milioni d’anni. Il caso qui raffigurato raccoglie le informazioni fornite dalla paleontologia sull’evoluzione e lo sviluppo dei cavalli. A fianco, un diagramma simile è stato utilizzato per rappresentare l’evoluzione di... un particolare gruppo di automobili le cui modificazioni nel tempo sono sotto gli occhi di tutti (in particolare dei più anziani)! Il principio usato è lo stesso.

neamente al consolidamento della roccia stessa. Non è valido per le rocce sedimentarie, specie per quelle formate da granuli derivanti dall’erosione di rocce più antiche.

Questo perché se si tentasse di analizzare con lo stesso metodo, cosiddetto radiometrico, i singoli granuli di un’arenite (o arenaria) si ricaverebbe un’età non certo corrispondente al momento

della sedimentazione di quello strato, ma all’attimo in cui quel granulo, ancora cristallo, si era appena consolidato all’interno della sua originaria roccia madre, dalla quale poi, in un secondo tempo (anche centinaia di milioni di anni dopo), sarebbe stato eroso e trasportato dalle acque superficiali verso una zona di sedimentazione, fino a formare l’accumulo sabbioso.

Torniamo alla possibilità di proporre un esempio... credibile, alle fotografie.

Pensiamo ora a un’ultima classe di liceali che prima di ottenere il diploma vuole ricordare il momento con una classica foto di gruppo. Anni dopo si ritrovano, organizzano una cena e al termine... una foto.

Passa qualche altro anno. L’amicizia resta e con essa lo spirito di gruppo d’un tempo. Un altro incontro con un sorriso di fronte all’obiettivo procura una nuova foto per l’album dei ricordi. Erano molto affiatati quei compagni di liceo. Riescono a ritrovarsi ancora, quasi tutti, alla soglia della terza età. Non può mancare la foto.

Altri anni dopo, la mitica 5ªB si riunisce ancora. Una cena, le battute allegre di sempre, molti i ricordi strapparivate (sempre quelli!), il tutto velato ormai da una insopprimibile malinconia. Non può mancare la foto di rito. L’ultima, forse. Oggi quello che resta della 5ªB è tutto in quest’album. Nessuna delle foto riporta la data, né possiede dei riferimenti che possano servire in tal senso. Nessun indizio cronologico, nessuna macchina sullo sfondo in questo caso!

L’unica certezza è che l’ultima fotografia risale a pochi mesi fa e che loro, i vecchi studenti d’un tempo, hanno ormai quasi tutti i capelli bianchi.

Le fotografie potranno essere datate attraverso l’aspetto di quegli studenti, osservandone per esempio proprio il colore dei capelli i quali, col passare del tempo, saranno diventati, in numero sempre maggiore, inesorabilmente bianchi.

Allo stesso modo la roccia può essere datata attraverso i suoi minerali (paragonabili agli studenti). Questi risultano in parte composti da atomi (confrontabili con i loro capelli) che “invecchiando” subiscono progressive e riconoscibili modifiche.

Valutando in entrambi i casi la percentuale dei “trasformati” rispetto alla quantità degli “originali” si risale al tempo trascorso. Questo per le rocce

è possibile perché alcuni particolari atomi (isotopi) di certi elementi presenti nei minerali invecchiano secondo una regola ben precisa: ci vogliono X anni affinché metà di tutti gli atomi presenti al momento della formazione della roccia che li contiene si siano modificati. Il valore (X) cambia da elemento a elemento ed è perfettamente noto. Sarebbe come dire: occorrono X anni affinché metà dei capelli che un individuo ha in testa

diventi bianca; e poi ancora quello stesso numero X di anni per consentire a quella metà di capelli scuri rimasti di dimezzarsi, e così via, riducendo esponenzialmente la quantità di capelli che conserva ancora il colore originario.

Solo alcuni e molto particolari atomi si prestano ad essere convenientemente usati per questi conteggi. Per essi è stato ricavato sperimentalmente il cosiddetto tempo di dimezzamento (o di

decadimento) che consente di risalire all'età della roccia attraverso il rapporto (misurato con strumentazioni molto sofisticate) tra le quantità di atomi “trasformati” e “originali”.

Per valutare l'età di sedimenti abbastanza recenti (qualche decina di migliaia di anni al massimo) vengono utilizzati isotopi con rapido decadimento. Ad esempio il ^{14}C (Carbonio) contenuto nei residui organici e/o nei resti vegetali carbonificati è dotato di un **tempo di dimezzamento** di 5.730 anni.

Per stimare invece l'età di rocce magmatiche antiche di centinaia di milioni di anni si scelgono elementi quali K-Ar (Potassio-Argon) o Rb-Sr (Rubidio-Stronzio), caratterizzati da tempi di decadimento (o dimezzamento) rispettivamente prossimi a 1,3 miliardi d'anni e a 50 miliardi di anni.

Queste scelte, diversificate sulla base degli elementi di volta in volta da utilizzare, in quanto presenti nella roccia da esaminare, e sul presunto ordine di grandezza dell'età da misurare, possono essere giustificate attraverso due banali considerazioni: nessuno misurerebbe mai la lunghezza di una coccinella usando la propria spanna né, tantomeno, si servirebbe di una striscia di carta lunga un centimetro per valutare la distanza tra due paesi.

Per concludere, valutando dunque i più usuali metodi di datazione di un deposito roccioso, è possibile affermare che questi forniscono delle età considerabili ora *assolute* ora *relative*. Assolute sono quelle ricavate dalle analisi degli elementi attraverso le quali si ottengono dei valori numerici che esprimono l'età della roccia in anni. Relative, al contrario, sono considerate quelle età che utilizzano particolari “presenze” interne al deposito - i fossili ad esempio - vissute contemporaneamente all'accumulo del sedimento che le ha inglobate.

In questo caso il contenuto fossile ci dice soltanto che un pacco di strati è più giovane di un



Fig. 13 - Questa eccezionale fotografia documenta un recente accumulo di sabbie e... pneumatici che, come si può osservare, si sono depositi insieme. Qui le gomme rappresentano il *contenuto fossile* che consente di attribuire un'età approssimativa al deposito, raccontandoci che è “attuale”. Alla stesso modo, per datare indirettamente gran parte dei depositi sedimentari si utilizzano i fossili (molto più frequenti degli pneumatici, specie in sedimenti non recenti!). Si può aggiungere che l'evidente embricatura di alcuni tra gli pneumatici indica inoltre che il flusso procedeva verso sinistra (cfr. Fig. 28). (Foto D. Castaldini).

altro, in quanto contiene specie e generi di differenti e più evoluti organismi. Siamo però anche in grado di correlare, più o meno precisamente, il dato relativo con quella che è la scala assoluta dei tempi, quella espressa in migliaia e milioni di anni (Fig. 12).

Questo avviene grazie ai numerosi studi che hanno esaminato e continuano, sempre nuovi, ad esaminare le particolari successioni rocciose nelle quali, come osservato all'inizio del capitolo, si intercalano sedimenti fossiliferi (*età relative*) e sottili episodi vulcanici (*età assolute*).

I due tipi di età insieme contribuiscono a formare una scala di riferimento largamente usata ma anche costantemente soggetta a piccole revisioni e calibrature. Un esempio fra tanti è costituito dal limite tra l'Era Paleozoica e l'Era Mesozoica che, negli ultimi 40 anni, è passato dai 245 ai 247 milioni di anni sino all'attuale valore di 250 milioni di anni.

Si può tentare di escogitare un esempio attraverso il quale meglio chiarire i rapporti che intercorrono tra età assolute ed età relative.

Davanti a noi, sopra una scrivania, sono distribuite alla rinfusa un centinaio di prime pagine di un noto quotidiano. Ogni pagina risulta stampata in tempi a volte molto diversi tra loro e che complessivamente coprono un intervallo di quasi trent'anni. Tutte le pagine contengono un articolo di fondo firmato dal direttore del momento.

Molte tra esse hanno l'orlo superiore rovinato e pressoché illeggibile, proprio lì dove sarebbe comparsa la data di stampa! Ecco il senso dell'esempio. Nei pochi fogli integri c'è la possibilità di leggere delle età assolute: le date stampate lungo il margine superiore dei singoli fogli.

Ma non è tutto. Guardando sotto il titolo del quotidiano ci accorgiamo che il direttore della testata non sempre è il medesimo. Anzi, controllando meglio tutte le prime pagine che abbiamo di fronte è facile verificare che almeno

tre direttori differenti si sono avvicendati alla guida del giornale. Le scarse pagine ancora intatte (che fortunatamente coprono tempi molto diversi tra loro) ci consentono dunque di fare corrispondere ad alcune date ben precise (le età assolute) i nomi dei direttori che in quel momento guidavano il giornale (possiamo paragonarli al contenuto fossile che muta e si rinnova col passare del tempo).

Nei numerosi fogli col margine superiore rovinato (privi dunque di età assoluta valutabile) è comunque leggibile, nell'apposito spazio, la firma del direttore del momento. La sola presenza di tale nome (confrontato con i pochi dati assoluti prima osservati) riesce ugualmente a fornirci

un'età. Non sarà più un'età assoluta ma... relativa. Relativa in quanto ci dice semplicemente che quel foglio di giornale, deve essere più recente o più antico di un altro, caratterizzato da un direttore differente. I limiti esatti dei tre successivi intervalli temporali potranno essere valutati con maggiore precisione se col progredire delle ricerche verranno alla luce altri fogli integri. Oppure utilizzando, in aggiunta, altri criteri completamente diversi, quali ad esempio la valutazione delle modifiche apportate nel tempo all'impaginazione, l'esame del contenuto delle notizie..., integrando e confrontando infine i singoli gruppi di informazioni.



Fig. 14 - Successione varicolore che affascina e incuriosisce. Le domande spontanee sono inizialmente due: *quando* e *dove*. Che in altre parole significano: “*Che età hanno queste rocce?*” e “*Com'era l'ambiente, il paesaggio, in cui si formavano?*” La geologia fornisce le risposte. Fm. di Werfen (Triassico inf.), ambiente lagunare. Rio Randice, Arta Terme (UD).

A7 - Livello marino, livello ballerino

Presumo che tra quanti leggeranno queste pagine saranno in molti ad aver provato l'intensa sensazione che accompagna la ricerca di un fossile e l'appagante eccitazione che ne sottolinea la scoperta. E questo vale sempre, sia per il calco di un guscio, il resto di una pianta, l'orma di un rettile o anche solo per la pista di spostamento di un semplice mollusco.

La gran parte dei fossili tramanda le forme o le tracce di organismi che originariamente vivevano e proliferavano nel mare, alle più varie profondità.

Molto spesso accade che i ritrovamenti di tali resti avvengano in successioni rocciose affioranti a quote elevate: seicento, mille, duemila metri di altitudine e oltre. Altrettanto spesso può accadere che alla scoperta segua una logica riflessione: *“Come possono fossili marini trovarsi ora a simili altitudini?”*, e che tale domanda possa venire soddisfatta attraverso la facile quanto illogica risposta: *“Un tempo il livello del mare arrivava a queste altezze (e oltre) e poi si è ritirato.”*

Nulla di più fuorviante! Sottolineando le ragioni per le quali questa risposta non può essere considerata valida (v. Sez. “Si Deforma”), si tende comunque a negare indirettamente l'esistenza di ampie variazioni del livello marino. Anche questo non è corretto.

Occorre tenere presente che: a) nel corso della storia della Terra il livello del mare ha subito delle variazioni, in più o in meno rispetto alla posizione attuale; b) sono oscillazioni che raramente superano i 100 m e anzi, comunemente si attestano su valori di poche decine di metri. La più ampia tra esse si realizzò tra il Giurassico e il Cretaceo, con un aumento complessivo del livello marino intorno a 350 m (Fig. 15).

Se le oscillazioni del livello del mare non possono giustificare il ritrovamento dei fossili marini a quote molto elevate, la ragione di una tale particolarità deve essere allora attribuita a un progressivo sollevamento dei fondali che un tempo ospitavano gli organismi. In effetti le montagne sono spesso il risultato di enormi compressioni che hanno raccorciato e sospinto verso l'alto vasti settori crostali formati in gran parte da sedimenti depositatisi sul fondo dei mari.

Queste affermazioni generano due domande, tanto semplici nella loro enunciazione quanto complesse nelle relative risposte. Perché il livello degli oceani è stato e sarà soggetto periodicamente a variazioni, sia positive sia negative? Qual è il motore che consente alla crosta terrestre di sollevarsi portando a chilometri d'altezza superfici che un tempo sono state pianure, lagune o fondali marini? La risposta a quest'ultima trova spazio nella sezione “Si Deforma”, dedicata alle deformazioni delle successioni rocciose. La prima domanda invece non è soddisfatta da una sola risposta.

Le cause che regolano i sollevamenti e gli abbassamenti del livello degli oceani, e dei mari ad essi collegati, sono molteplici. Inutile sottolineare che tali oscillazioni nulla hanno a che vedere con i movimenti dovuti alle maree, rispetto ai quali differiscono sia per la notevole maggiore ampiezza delle variazioni, quanto per la frequenza, regolata da intervalli di decine-centinaia di migliaia di anni, fino a molti milioni di anni. Esaminiamo rapidamente le ragioni note come responsabili di tali fluttuazioni del livello marino.

Questa volta proviamo ad impiegare una vasca da bagno. Immaginiamola però non modellata, come abitualmente, in acciaio smaltato ma realizzata in gomma, in modo che risulti facilmente deformabile, specialmente sul fondo. Dopo averla appoggiata ad un telaio in ferro,

lasciandola sospesa a mezzo metro dal pavimento (sarà necessario per il buon andamento dell'esperimento!), riempiamola per metà d'acqua. Facciamo un segno all'interno della vasca per marcare il livello raggiunto dal liquido. Quello che ora abbiamo di fronte è un oceano, anche se ridotto ad un formato minimo.

Adesso, inginocchiandoci, portiamo entrambe le mani sotto la vasca, verso la zona centrale, e spingiamo verso l'alto. Una fascia del fondo di gomma si solleverà formando un rilievo all'interno della vasca. L'effetto più immediato e intuibile sarà uno spostamento progressivo, verso l'alto, del livello dell'acqua che sta nella vasca. In questo caso il livello del “nostro” oceano è aumentato senza dover aggiungere altro liquido. In natura cause ed effetti connes-

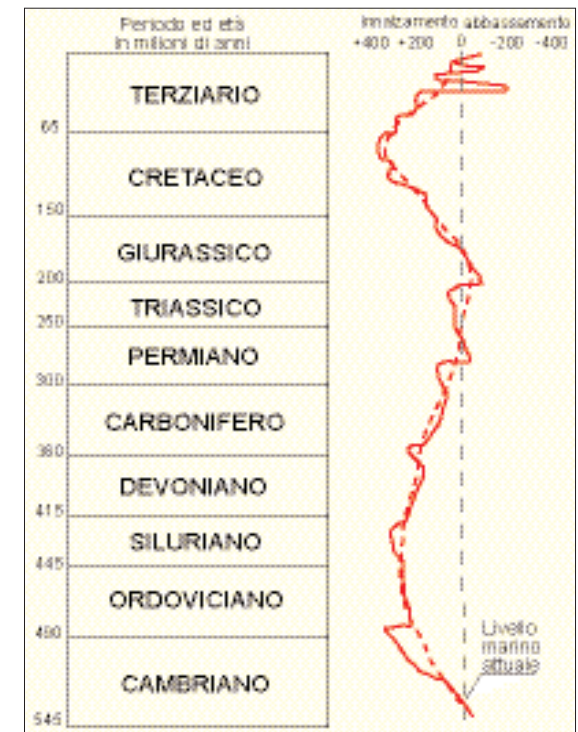


Fig. 15 - Curva delle variazioni globali del livello marino durante il Fanerozoico, ossia dall'inizio dell'era paleozoica al presente.

si al fenomeno del sollevamento del livello marino corrispondono in certi casi molto bene a quelli dell'esempio descritto. Cambia naturalmente il movente.

Osserviamo ora quello che accade in realtà. Come esempio - questa volta concreto - prendiamo l'Oceano Atlantico che possiede due margini abbastanza ben definiti (rispettivamente le coste americane e quelle afro-europee), come la vasca dell'esempio proposto. Forse non tutti sono a conoscenza che l'Oceano Atlantico cominciò ad esistere solo circa 180 milioni di anni fa. Prima di allora al suo posto c'erano terre emerse ancora strette saldamente insieme. Quegli stessi continenti che ora ne definiscono i limiti, orientali e occidentali, si trovavano allora in contatto reciproco e nulla avrebbe fatto presagire lo sviluppo di una frattura così colossale che da allora ha costantemente favorito il distanziamento dei due giganteschi margini.

Il fenomeno è tuttora attivo e raggiunge velocità prossime a 1-3 cm l'anno. Come dire che dai tempi della trasvolata atlantica di Lindberg (avvenuta nel 1927) a oggi, un intervallo infinitesimo se paragonato ai lunghi tempi geologici, l'Europa e gli Stati Uniti si sono allontanati di oltre 1 m!

È come spezzare in due una focaccia e fare scivolare i pezzi allontanandoli progressivamente. Con la differenza che nella realtà la fascia centrale di fratture, lungo tutta la sua estensione, sviluppata per oltre 10.000 km, diventa sede di risalita di magmi profondi originati nel mantello terrestre.

Si ricordi che la gigantesca frattura, o meglio la fascia di fratture che si forma nel blocco continentale, determina uno sprofondamento generalizzato del territorio che, man mano che le due placche in cui si smembra divergono una dall'altra, tenderà ad abbassarsi al di sotto del livello del mare fino a raggiungere profondità medie di 4-6 km.

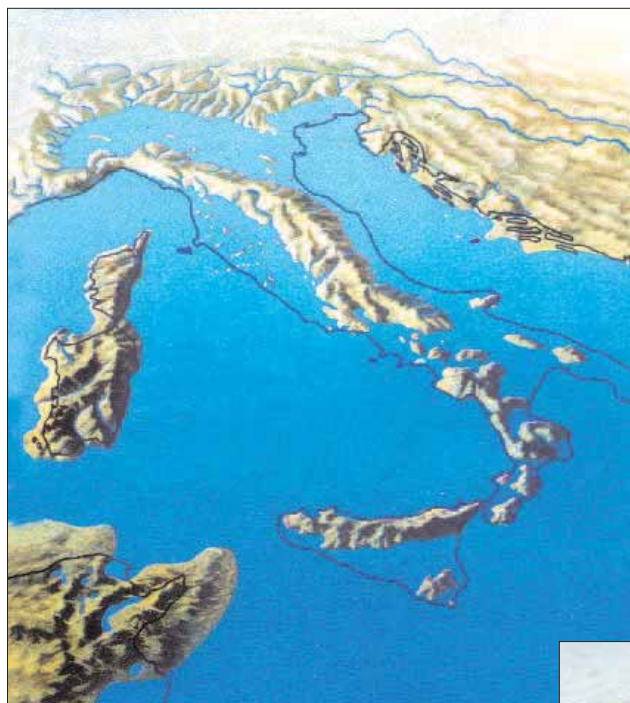


Fig. 16 - Così si presentavano le terre emerse del futuro territorio italiano all'inizio del Pliocene, poco più di 5 milioni di anni fa, un istante (geologicamente parlando). Le Alpi erano già una importante catena montuosa (v. Cap. "Il motore degli strani effetti", SD4), mentre gli Appennini mostravano i muscoli muovendosi con forza lungo le fasce laterali, pronti a farsi valere diventando, a pieno titolo, protagonisti del futuro stivale italiano.

Fig. 17 - Lo scenario delle periferie (le linee di costa) cambiò drasticamente nel Quaternario, durante l'affermazione dei periodi glaciali. Negli ultimi 2,6 milioni di anni il clima si deteriorò drasticamente per almeno quattro volte, forse sei. Le calotte e le coltri di ghiaccio delle medie e alte latitudini causarono la periodica ritenzione di enormi quantità d'acqua innescando, ogni volta, rapidi quanto sensibili cali del livello marino globale. L'ultima volta che questo accadde (per ora) fu circa 20.000 anni fa (Würm). Il calo globale del livello marino fu di quasi 130 metri. Ne conseguì che molti mari bassi, situati al bordo delle aree continentali, emersero trasformandosi in vaste piane fangose. Ne fece le spese anche l'alto Mare Adriatico (v. Cap. "Fiumi e ghiacciai...", SM2).

Il quadro che un tale evento determina consiste inizialmente in una fascia di fratture stretta e allungata (nel caso dell'Atlantico in direzione all'incirca N-S) che interessa un blocco continentale emerso. Le spaccature si trasformano rapidamente in solchi e, mentre i rispettivi lembi si allontanano, la fossa che si determina oltre ad allargarsi sprofonda progressivamente.

Contemporaneamente, dal fondo della fossa ormai coperta da acque marine, lungo quelle stesse innumerevoli fratture che ora interessano le profondità di quel nuovo braccio di mare in formazione, iniziano copiose le effusioni laviche sottomarine. La loro quantità è tale che nel buio di quei profondi fondali le eruzioni creano delle



imponenti montagne sottomarine allineate lungo l'iniziale fascia di fratture.

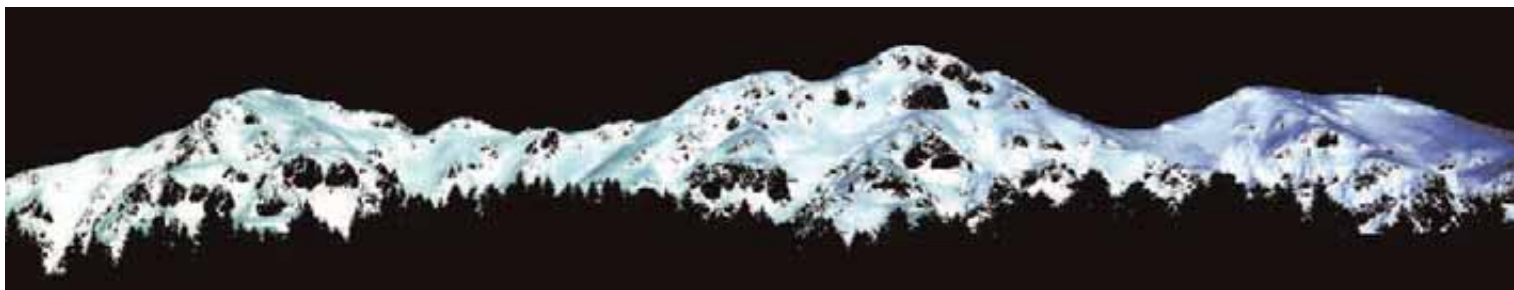
Montagne vulcaniche riescono occasionalmente a emergere, innalzandosi dal fondo dell'oceano per migliaia di metri. L'Islanda, terra di vulcani di questo particolare tipo, costituisce una infinitesima porzione della estesa dorsale medio-atlantica che si estende senza interruzioni quasi da un polo all'altro. I flussi di lava sono pressoché continui nel tempo e al contatto con le masse d'acqua solidificano rapidamente.

Le effusioni laviche sono concentrate lungo la frattura principale, che permane in posizione centrale rispetto all'oceano in progressivo allargamento. Ad ogni flusso si divaricano e allontanano di qualche millimetro i precedenti accumuli lavici di modo che, ai due lati della fascia effusiva, lungo la cosiddetta **dorsale medio-oceanica**, si sviluppano dei depositi distribuiti simmetricamente. Sono anch'essi destinati col tempo ad allontanarsi progressivamente dalle fratture centrali dell'oceano.

Può accadere che nel corso dei milioni di anni d'attività di una dorsale medio-oceanica le eruzioni possano subire un forte incremento, arrivando anche a raddoppiare l'usuale quantità di lava emessa. Il fenomeno è capace di creare un'espansione più rapida dell'oceano (ad esempio con valori che da 2-3 cm all'anno passano a 15 cm, velocità di apertura caratteristica dell'attuale Oceano Pacifico) ma anche e soprattutto un progressivo aumento di volume delle montagne laviche sottomarine, ben superiore allo spazio acquistato attraverso la maggiore velocità di apertura oceanica.

Ma questo è proprio quello che abbiamo visto accadere nel nostro modellino di oceano quando ne abbiamo sospinto verso l'alto, con le mani, il fondo di gomma. La reazione in entrambi i casi è la stessa: il livello delle acque si solleva e si stabilizza a quote più alte.

Nell'esempio proposto l'acqua della vasca potrebbe in parte debordare; nella realtà la diretta conseguenza è che sui margini dei due blocchi



continentali in allontanamento reciproco (i bordi del bacino oceanico) si potranno registrare sommersioni di intere fasce costiere e di pianure fino ad altezze che occasionalmente, come si verificò nel Cretaceo superiore, possono raggiungere i 350 m sopra il precedente livello marino. Tutto questo naturalmente accade con velocità che l'essere umano non riesce a percepire e che risultano prossime a 1 cm di sollevamento ogni 1000 anni.

Il livello degli oceani oltre a subire degli innalzamenti può anche calare, lasciando allo scoperto vasti territori che in precedenza costituivano dei bassi fondali marini. Negli ultimi due milioni di anni questo è accaduto parecchie volte, almeno quattro, forse sei (v. Sez. "Si Forma", SF). In questo caso la causa che indusse i drastici e periodici cali del livello marino (fino a 130 m in una sola volta) fu il relativo rapido deterioramento del clima che, specialmente durante le estati, si fece

più rigido. Il calo della temperatura media nel corso di poche centinaia d'anni contribuì a sottrarre ai mari gran parte delle precipitazioni che, alle nostre latitudini, furono bloccate sotto forma di neve sui massicci montuosi più elevati, sia delle Alpi sia, in minor misura, degli Appennini.

Si generarono giganteschi accumuli nevosi che, sotto il carico del proprio stesso peso, in breve si trasformarono in ghiaccio formando una densa e

Fig. 18 - Le Alpi, nonostante la posizione a latitudine intermedia, si riempirono di ghiacciai grazie alle loro complessive alte quote. Alpi Carniche (da Rivalpo verso E, UD).

spessa coltre dalla quale emergevano, nelle Alpi, solo le cime delle vette più elevate (Fig. 17).

Se potessimo idealmente inviare indietro nel tempo di 50.000 anni un satellite dotato di strumentazioni per il telerilevamento, collocandolo in orbita sulla verticale di un settore situato in mezzo al Mare Adriatico, diciamo tra Lignano Sabbiadoro e Ancona, e lo facessimo funzionare per decine di migliaia di anni, da allora fino ai nostri giorni, avremmo a disposizione una serie di fotogrammi che, proiettati in rapida successione, ci potrebbero fornire il susseguirsi dei mutamenti geologici e geografici subiti dall'area dell'alto Adriatico. Sarebbe un po' come assistere, durante le previsioni del tempo alla televisione, al rapido spostamento dei fronti perturbati.

Solo che in questo caso non sarebbero semplici e rapidi sistemi nuvolosi a muoversi, ma intere e più complesse linee di costa marcate da una fascia di sistemi deltizi e di cordoni litorali sabbiosi che lentamente migrerebbe verso SE, verso il centro dell'attuale Mare Adriatico. Attraverso la registrazione filmata di questi eventi ci potremmo facilmente accorgere che nel settore inquadrato dal satellite e da noi preso come riferimento, il progressivo abbassamento del livello marino ha portato i grandi fiumi padani, con il concorso di tutti i loro numerosi affluenti, a spingere il loro carico di sabbie e limi dove prima esisteva il mare con i suoi relativi e caratteristici depositi subacquei.

Se la fascia dei depositi deltizi si spinge verso mare questa trascinerà nello spostamento anche i retrostanti depositi fluviali della pianura alluvionale. Questi ultimi andranno a ricoprire i precedenti sedimenti deltizi accumulatisi nei secoli o nei millenni precedenti, mentre la nuova fascia deltizia attiva (l'unica visibile in superficie) proseguirà la propria migrazione verso il centro del Mare Adriatico.

Ecco allora che, se oltre a fotografare semplicemente le variazioni della superficie del settore preso come riferimento, potessimo anche farne una radiografia, osservando cosa è avvenuto al di sotto di essa per qualche decina o centinaio di metri di spessore, ci accorgeremmo che agli iniziali depositi marini si sono progressivamente sostituiti, in successione verticale, quelli deltizi che li hanno letteralmente ricoperti nella loro avanzata.

Circa 18.000 anni fa i grandi ghiacciai alpini cominciarono rapidamente a ritirarsi (v. Cap. "I depositi dei ghiacciai...", SF-2e) abbandonando le loro postazioni più avanzate, collocate allo sbocco in pianura dei maggiori solchi vallivi montani. Lo scioglimento quasi totale dell'ampia calotta glaciale

che rivestiva il complessivo territorio alpino, assieme al concomitante drastico ridimensionamento delle calotte polari, restituirono agli oceani e ai mari quell'acqua - una quantità enorme - a suo tempo sottratta. I ghiacciai rapidamente si sciolsero e l'enorme massa liquida che avevano monopolizzato tornò ai mari e agli oceani. Si realizzò così un cospicuo innalzamento del livello marino che fu recepito a scala mondiale, in ogni settore del globo.

Ecco dunque che la variazione climatica può indirettamente costituire un ulteriore motivo che giustifica un sensibile sollevamento del livello dei mari. L'avanzamento verso mare delle pianure alluvionali e delle loro avanguardie deltizie e litorali si interrompe bruscamente.

Nei fotogrammi idealmente inviati attraverso il tempo dal satellite cominciamo a percepire nettamente questa inversione di tendenza. Il mare riconquista rapidamente i territori persi nelle migliaia di anni precedenti e i delta tendono velocemente ad arretrare. Delle centinaia di metri di sabbie e limi deltizi e alluvionali accumulati sulla verticale nell'alto Mare Adriatico, sopra un territorio vasto quanto l'intera Pianura Padana attuale, solo gli ultimi metri furono rimaneggiati dalle correnti e dalle tempeste di un mare in costante innalzamento.

Altri sedimenti, questa volta nuovamente marini, si sovrapposero a quelli di transizione e su quelli continentali, sottolineando con questo tangibile effetto destinato a permanere nel tempo (l'unico a poter essere realmente percepito a distanza di quasi 20.000 anni) la causa diretta di tale variazione: il sollevamento del livello marino. Il processo, definito **trasgressione**, in questo caso risultò direttamente connesso con l'ultima importante deglaciazione.

Dopo quest'ultima modifica, in corrispondenza degli attuali grandi apparati deltizi dell'alto Adriatico (Fiumi Po, Adige, Piave e Tagliamento)

e del Mar Tirreno settentrionale (Fiumi Arno e Tevere) la linea di costa si attestò su posizioni decisamente più arretrate rispetto alle attuali.

Questo importante evento trasgressivo, concretizzatosi nella notevole risalita del livello marino, stimata tra 120 e 130 m, è stato seguito nelle ultime migliaia di anni da modeste fluttuazioni prive di particolari conseguenze su ulteriori arretramenti o avanzamenti della linea di costa. Eppure se consideriamo le posizioni occupate dal mare o dalle sue lagune anche solo duemila anni fa ci accorgiamo che la linea di costa deve per forza aver subito un netto avanzamento.

Per rendere maggiormente l'idea si pensi che in epoca romana sia Ravenna (Po) sia Pisa (Arno) si affacciavano sul mare. Ora ognuna dista una decina di chilometri dalle rispettive coste. Questo significa che la linea di riva si è allontanata in media di 25 m ogni secolo. Il che non è poco!

Dobbiamo dunque dedurre che una regressione - il mare che si ritira - si può realizzare anche senza un abbassamento del livello marino. In questo caso il meccanismo che fa avanzare la terraferma a spese del mare è l'enorme quantità di sedimenti trasportati verso la foce e accumulati in gran parte proprio nella fascia deltizia dei grandi fiumi. Fiumi che costituiscono i collettori di una miriade di affluenti, rivoli e torrenti i quali, nelle zone montane d'origine, possiedono un elevato potere erosivo. Non si dimentichi del resto che anche una invasione delle terre emerse da parte del mare può verificarsi in assenza di innalzamenti del livello del mare: ad esempio quando un delta smette improvvisamente di essere alimentato dal rispettivo fiume a causa di un cambiamento di percorso di quest'ultimo che lo porta a sfociare in un altro punto della costa (v. Cap. "1500 anni per cancellare un delta", SM-2c).

A8 - Ogni causa è un effetto e in effetti ogni effetto preso in causa è la causa di un effetto

In geologia tutto è concatenato in una complessa e mirabile sequenza di *cause* ed *effetti*. In pratica l'effetto generato da un particolare fenomeno diventa a sua volta la causa che regola lo sviluppo del successivo evento. E così di seguito, in un complicato intersecarsi di variabili la cui comprensione, tentata spesso molti milioni di anni dopo il loro manifestarsi, costituisce un vero rompicapo per gli studiosi della materia.

Immaginiamo una corrente d'aria che in un appartamento muove una tenda la quale, oscillando, fa cadere un portaritratti sopra una tastiera di pianoforte. Dall'appartamento confinante una confusa dissonanza di note e rumore metallico sarà l'unico indizio per tentare di ricostruire l'intero scenario di cause ed effetti. In geologia avviene qualcosa di molto simile. Basti pensare alle modifiche indotte da un semplice calo del livello marino (v. Cap. "Livello marino, livello ballerino", A7).

Un esempio reale lo può fornire il settore dell'alto Mare Adriatico. Durante il più recente periodo glaciale (che ebbe l'ultima delle sue espansioni intorno a 20.000 anni fa) l'acqua monopolizzata dai ghiacciai che in grandi spessori coprivano le medio-alte latitudini e i rilievi più elevati del globo, causò un progressivo calo del livello del mare. Quaranta, ottanta, centoventi metri sotto il livello attuale. Metà Adriatico fu in secca. I suoi bassi fondali settentrionali emersero costituendo una piatta fascia di nuova pianura tra quella che era stata la linea dei grandi delta dei Fiumi Po, Adige, Piave, Tagliamento e Isonzo (che a quei tempi era attestata una decina di chi-

lometri più a monte dell'attuale) e la nuova linea di costa che ormai si collocava all'altezza di Ancona. La prima causa era stata il raffreddamento del clima. Il primo conseguente effetto fu la ritenzione di gran parte delle precipitazioni sotto forma di neve e ghiaccio che si accumulò alle alte latitudini e sui rilievi dei continenti. A sua volta questo effetto diventò causa e

generò, come effetto corrispondente, il calo del livello marino.

Quest'ultimo, come visto, produsse il rapido spostamento verso S della linea di costa. Ma questo, considerabile già come il terzo anello della catena di cause ed effetti che si scambiano il ruolo, fu solo l'inizio.

I fiumi e i rispettivi delta avanzavano, via via che la costa si spostava verso meridione, distribuendo sempre più verso S il loro carico di sabbie e limi, occupando l'intero spazio pressoché pianeggiante messo a loro disposizione.

Di conseguenza intere comunità di organismi, sia terrestri che marini, migravano solidalmente ai movimenti della linea di riva. Tutto questo per un semplice calo del livello marino. Eppure basta pensare alle modifiche e ripercussioni a catena che un sollevamento del mare, anche contenuto entro un metro di ampiezza, potrebbe procurare al giorno d'oggi lungo coste densamente popolate.

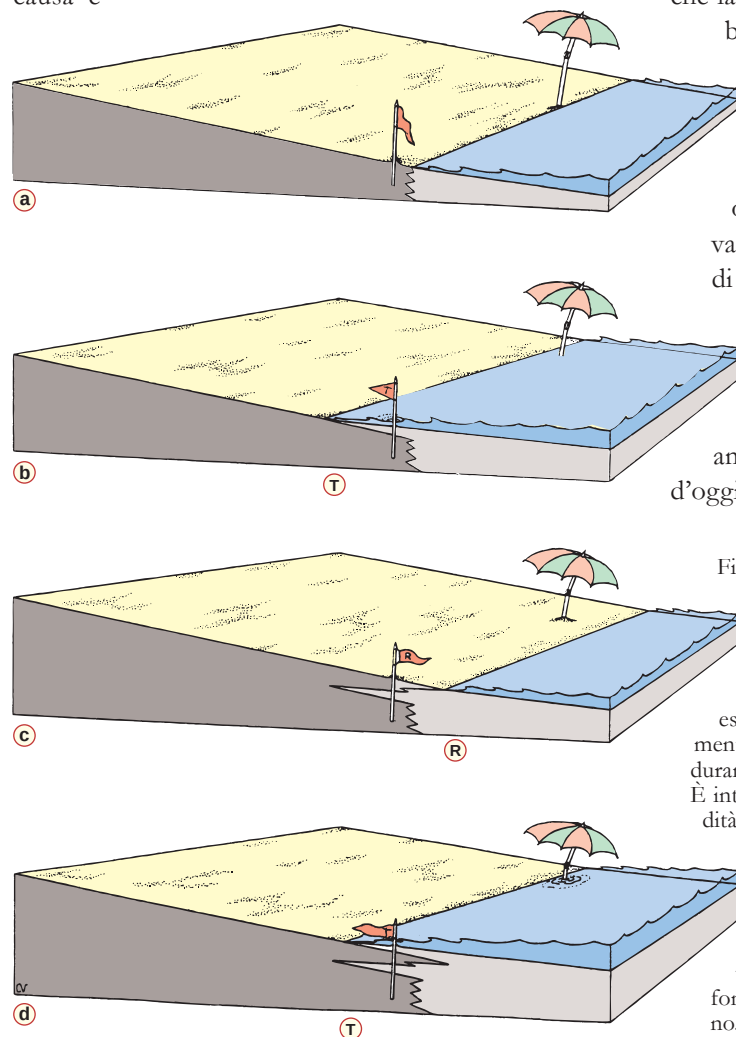


Fig. 19 - La successione di disegni illustra quello che può accadere lungo un'ideale costa sabbiosa soggetta a periodiche variazioni del livello marino. L'avanzata del mare sopra le terre emerse prende il nome di *trasgressione* (T); il ritiro del mare è invece definito *regressione* (R), sia esso dovuto a un calo di livello oppure all'avanzamento verso mare delle terre emerse (ad esempio durante lo spostamento di un delta verso mare). È interessante osservare quello che accade in profondità, lungo una sezione verticale, quando il mare avanza o si ritira. Più la costa ha basse inclinazioni e più un piccolo incremento del livello marino porterà le acque a invadere territori molto estesi. Al contrario, limitati cali del livello marino possono fare emergere aree estese per centinaia di chilometri quadrati. Basti pensare ai bassi fondali del Mar Baltico per comprendere il fenomeno.

A9 - Un'infinita pila di libri

Una successione di rocce sedimentarie - con le proprie caratteristiche strutture, le relative composizioni, il particolare aspetto macro- e microscopico, il rispettivo contenuto fossilifero - è quanto di meglio un geologo possa trovare per poter ricreare l'antico paesaggio nel quale gli antichi sedimenti, oggi trasformati in strati rocciosi, si andavano, più o meno lentamente, accumulando.

L'antico paesaggio non è altro che l'ambiente fisico che in origine ospitava i sedimenti. Tale ambiente poteva essere continentale (basti pensare alle vaste pianure alluvionali, ai fondi dei laghi, alle grotte, alle torbiere, ...) o marino (lagunare, di scogliera, di mare aperto, profondo), o ancora di transizione (deltizio, di spiaggia, costiero, ...).

I vari tipi di ambiente, ora registrati in rocce vecchie anche centinaia di milioni d'anni, torna-

no a rivivere attraverso le pazienti analisi della successione rocciosa. I caratteri in essa registrati la rendono una finestra aperta sopra un affascinante e lontano passato del nostro territorio.

Il geologo, attraverso lo studio dei caratteri delle rocce e dei fossili che in esse ritrova, ha la possibilità di leggere una storia, ricostruendo l'antico aspetto del territorio, quando quelle stesse rocce, oggi presenti in strati compatti e cementati, erano ancora ghiaie, sabbie, fanghi che si stavano depositando in qualche pianura o sul fondo dei mari di quel tempo.

Gli strati rocciosi, ognuno sopra il precedente, costituiscono dunque le infinite pagine di un meraviglioso libro della natura (Fig. 20) che ha registrato i caratteri del territorio e che continua ogni giorno a raccogliere con incredibile precisione le tracce delle forme di vita che lo popolano. Il geologo ha la possibilità di leggere tali pagine e di utilizzare questa prodigiosa macchina del



Fig. 20 - Strati sedimentari, uno sull'altro, come pagine di un immenso libro geologico: sono i "Libri di San Daniele". Appartengono a una successione cretaceo-giurassica, molto simile al più noto Rosso Ammonitico. Prealpi Carniche (Monte Borgà, presso Erto e Casso, PN). (Foto I. Pecile).



Fig. 21 - Una successione di strati sedimentari può essere facilmente paragonata a una pila di libri, appoggiati in ordine uno sull'altro. Aprire e sezionare uno strato dopo l'altro, cercando dati e indizi geologici, equivale a sfogliare quei libri leggendone il contenuto. Come i libri anche gli strati sono capaci di raccontare storie meravigliose e straordinarie. In entrambi i casi bisogna solo imparare a leggere il linguaggio utilizzato. Oppure ascoltare chi traduce quelle stesse appassionanti storie in un linguaggio comprensibile.

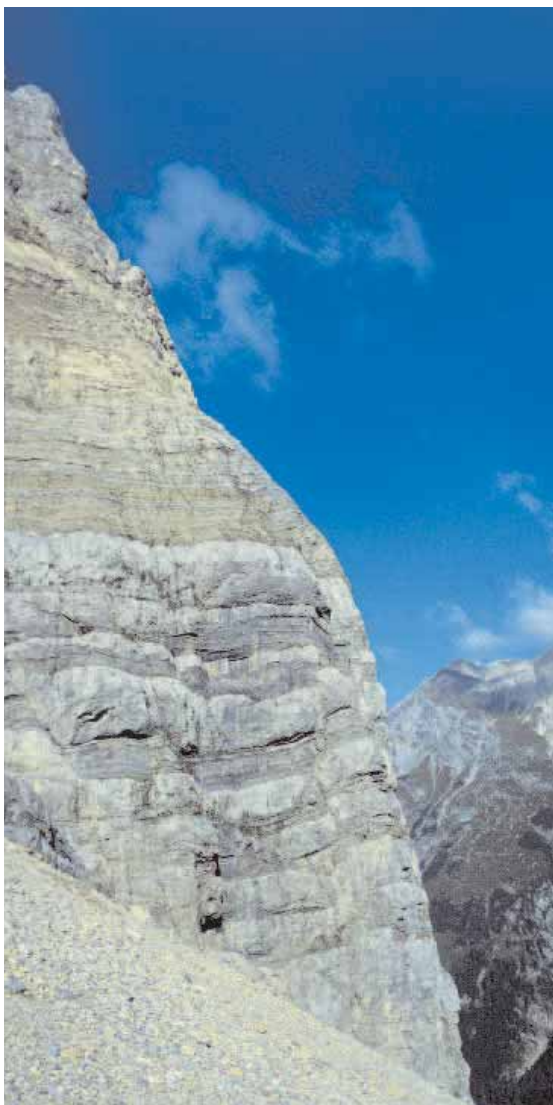


Fig. 22 - La parete settentrionale del massiccio del Monte Coglians (2670 m), la cima più alta delle Alpi Carniche (UD), mette in evidenza la sua nitida successione calcarea. Gli strati risalgono a circa 400 milioni di anni fa (Devoniano inf.). Queste pagine di roccia tramandano, intatti attraverso il tempo, i caratteri del paesaggio di allora. Ci raccontano una storia di calde lagune tropicali dove fanghi e organismi sedimentavano e crescevano sui bassi fondali marini in attesa di diventare parte dell'infinito archivio della storia della Terra.

tempo che la natura stessa ci ha fornito per penetrare i segreti del lontano passato della Terra.

Il territorio, visto sotto questo aspetto, è un gigantesco archivio naturale. Una sorta di biblioteca tridimensionale in continuo costante aggiornamento. Miliardi di pagine, ognuna stratificata sopra e accanto alle precedenti per continuare a stupirci e appassionarci (Figg. 21 e 22).

Il tempo di accumulo del sedimento sotto forma di strato può essere molto breve. Qualche minuto, poche ore, come avviene in molti processi di deposizione regolati da correnti o da cedimenti innescati dalla forza di gravità. Basti pensare a una frana da crollo. In altri casi può richiedere tempi infinitamente più lunghi. Stagioni, anni o addirittura secoli o millenni. È quest'ultimo il caso dei fanghi di mare profondo caratterizzati a volte da apporti molto ridotti derivati unicamente dalla decantazione lentissima di particelle argillose e gusci microscopici di foraminiferi unicellulari.

I singoli strati possono essere molto spessi (anche più di 200 m l'uno (!), v. Cap. "I colossali accumuli di frana sottomarina", SF-2c) oppure sottilissimi, inferiori al centimetro. Il loro spessore quasi sempre non è proporzionale al tempo impiegato dal sedimento per accumularsi. Il tempo di deposizione d'uno strato potente 200 m può essere molto più rapido di quello necessario per formare un livello millimetrico se quest'ultimo si è accumulato in particolari ambienti ed è stato regolato da processi di sedimentazione molto lenti.

Nella maggior parte dei casi uno strato è distinguibile dal precedente e dal successivo attraverso i giunti di strato: superfici che marciano periodi di stasi nella sedimentazione e/o di cambiamento del tipo di deposito. Quando la sedimentazione riprende, l'accumulo precedente può avere già subito compattazione, coesione o precoce cemen-

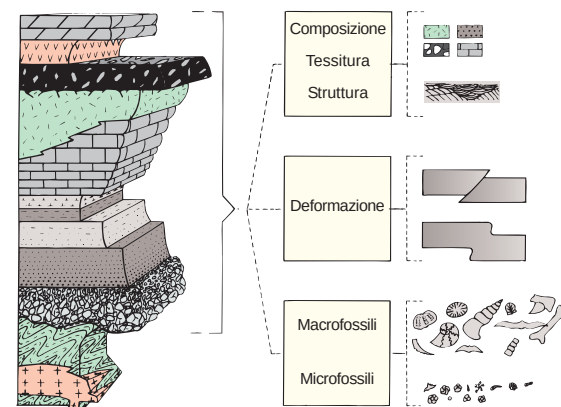


Fig. 23 - Nelle successioni sedimentarie sono importanti i dati collegati al *si forma*, quelli cioè connessi all'ambiente in cui si accumulano. Sono solo tre i gruppi di informazioni da investigare: 1) *composizione*, ossia la natura mineralogica di sedimenti e rocce; 2) *tessitura*, ossia le dimensioni e le forme delle particelle di cui sono formati (granuli, ciottoli,...) e, a volte, il loro modo di "impacchettarsi"; 3) *struttura*, ossia le geometrie formate dai gruppi di strati e di lamine prima di trasformarsi in roccia compatta. Inoltre, anche il contenuto fossile può in molti casi fornire ottime indicazioni sulle caratteristiche dell'ambiente di accumulo del sedimento.

tazione che nell'insieme favoriscono l'individuazione dei distinti episodi sedimentari, anche nel caso in cui il tipo di deposito sia composizionalmente sempre lo stesso, strato dopo strato.

Una **successione di rocce** è idealmente paragonabile a una pila di libri accatastati uno sull'altro. Ogni strato è una pagina ricca d'informazioni che il geologo riesce a tradurre o decifrare. Un pacco di strati forma il capitolo di un volume oppure un intero libro (Figg. 21 e 22). Resta da stabilire quali sono in genere le informazioni contenute in una successione rocciosa. Tali informazioni possono ricavarsi in parte dalla diretta osservazione delle rocce affioranti, in parte da analisi effettuate su campioni trattati in laboratorio (Fig. 23).

Anche l'analisi delle strutture geometriche prodotte nei sedimenti dai processi di trasporto e

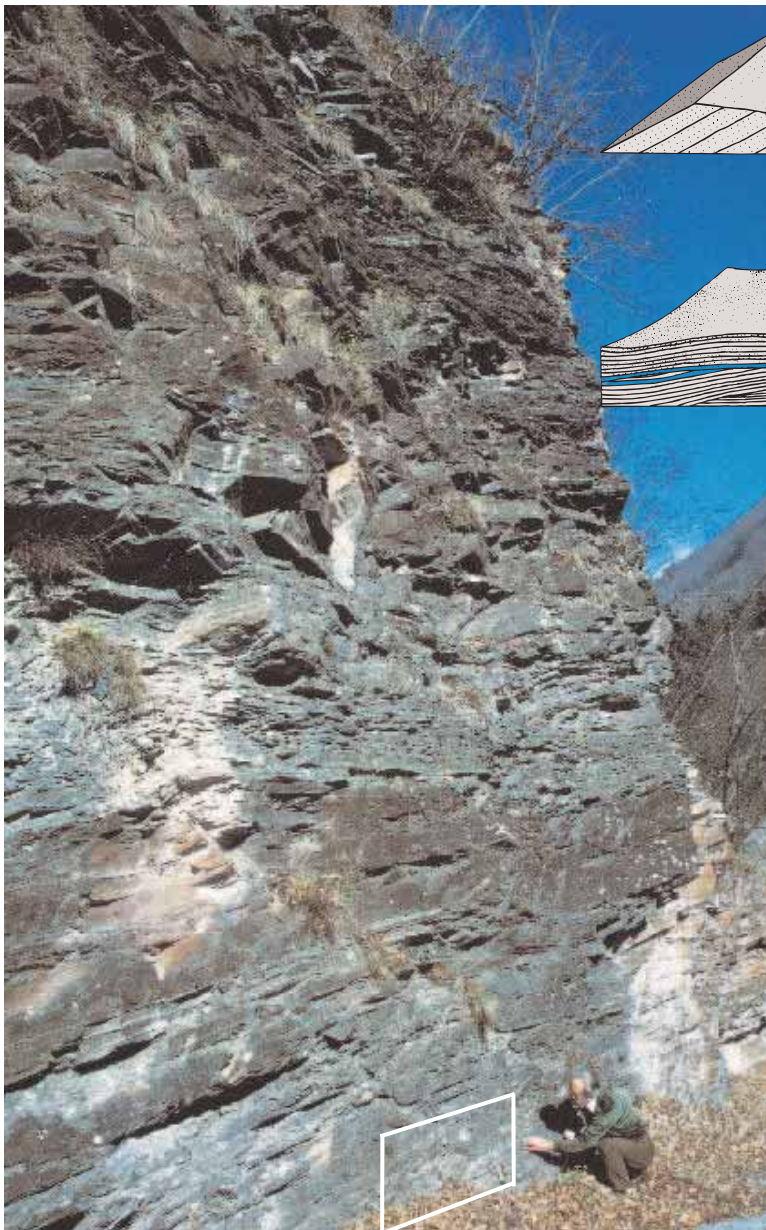


Fig. 24 - Una serie di strati osservata da una certa distanza appare monotona e solo in apparenza priva di particolari indizi. Ma basta avvicinarsi ed esaminare quegli stessi strati con attenzione per scoprire caratteri insospettati. Fm. di Werfen, Membro di Campil (Triassico inf.), Torrente Chiarsò, Alpi Carniche centrali (UD).

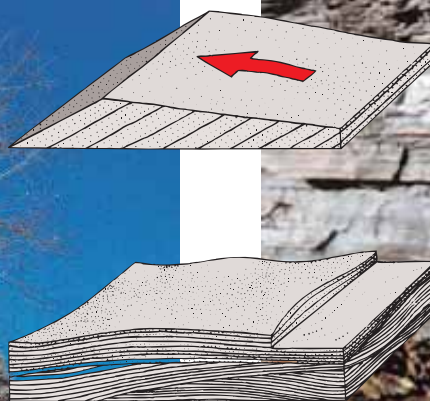


Fig. 25 - Dettaglio di una porzione dell'affioramento di Fig. 24 (riquadro). Gran parte degli strati sono fusiformi e mostrano laminazioni ondulate, gibbose. Sono le tipiche strutture interne che assume il sedimentazione sabbioso che si trova sui fondali marini soggetti a movimenti d'acqua innescati da tempeste e burrasche. Strati simili vengono per l'appunto chiamati *tempestiti*. Verso l'alto della fotografia è però presente uno strato (più chiaro degli altri) formato da lamine disposte in modo completamente diverso rispetto ai precedenti strati. In questo caso si tratta di una microscopica duna (detta comunemente *ripple* o, in italiano, *increspatura*; v. Cap. "Le increspature di sabbia e le dune", SF-1c). Si è formata per trasporto ed abbandono di granuli sabbiosi fini da parte di una corrente marina unidirezionale che procedeva verso sinistra.



Fig. 26 - Lungo una spiaggia che raccoglie granuli e ciottoli con dimensioni molto varie è possibile osservare l'effetto della selezione idraulica operata dal moto ondoso. Ogni mareggiata, più o meno violenta, produce un accumulo più fine o più grossolano a seconda dell'energia dissipata dalle onde sulla battigia. Le particelle accumulate durante uno stesso evento hanno dimensioni molto simili: è l'effetto dato dalla risacca che, dopo ogni onda, asporta le parti più fini del deposito (la matrice) lasciando solo gli elementi maggiori. Il risultato è un sedimento cosiddetto "ben cernito". La *cernita*, alta o bassa, è un carattere che fa parte delle *tessiture* di un sedimento e si acquisisce al momento della deposizione.



Fig. 27 - Questo è un particolare della spiaggia di Fig. 26, nel tratto in cui è stata incisa. Lo scavo, prodotto da un torrente effimero che sfocia direttamente in mare, ci dà la possibilità di comprendere l'anatomia del deposito. Com'era logico attendersi, si nota la sovrapposizione di successivi episodi di accrezione (=aumento in verticale) della spiaggia, caratterizzati dai caratteristici strati debolmente inclinati verso mare. Tutti i depositi sono, naturalmente, ben cerniti; ossia presentano elementi, granuli e/o ciottoli, con dimensioni molto simili tra loro. Qui ogni pacco di strati con caratteristiche omogenee (se ne scorgono tre) è la rappresentazione tangibile dell'energia di un'intensa burrasca scaricata sulla costa, presumibilmente in un arco di una decina d'anni. Spiaggia dell'Oliveto, Casa Stoppelli, il punto in cui sbarcò Pisacane con i suoi 300, Sapri (SA).



Fig. 28 - Una corrente fluviale - ma accade anche per l'acqua marina che s'infrange sopra una costa ghiaiosa - accumula o smuove ciottoli che a volte hanno forme irregolari, appiattite o allungate. Una volta abbandonati, i ciottoli spesso si presentano incastrati uno dietro all'altro, inclinati come cavalli rampanti nel verso di trasporto della corrente. La ragione della configurazione "rampante" è dovuta al fatto che questa disposizione è la più aerodinamica (anzi... idrodinamica!) nei confronti del flusso idrico. Quando i ciottoli, nei loro infiniti movimenti, la raggiungono, la corrente vi scivola sopra senza più creare turbolenze e vortici capaci di rimuoverli. Nella foto la corrente fluviale procedeva verso destra accumulando, quasi 290 milioni di anni fa, delle ghiaie quarzose trasformate poi in tenaci conglomerati. Permo-Carbonifero Pontebbano, Bacino di Pramollo, Alpi Carniche (UD).

accumulo (v. Sez. "Si Forma", SF) fornisce un formidabile contributo per comprenderne l'affascinante storia deposizionale. Anzi, il più delle volte un'attenta osservazione di una serie di strati rivela impensabili particolari.

E laddove l'osservazione diretta non riesca a raggiungere lo scopo, oppure in aggiunta ad essa, si può provare ad esaminare quelle stesse rocce con l'aiuto del microscopio. Ne scaturiranno risultati sorprendenti (Fig. 29).

Riprendiamo per un attimo il paragone rocce-libri e strati-pagine. Sarebbe un po' come osservare da lontano i volumi di un'enciclopedia, appoggiati uno di fianco all'altro sullo scaffale della libreria. Apparentemente sono tutti uguali, ma provate a prenderli in mano, uno a uno, e a sfogliarli appropriandovi del significato dei loro testi, delle fotografie e dei disegni. Resterete meravigliati.

Quali potrebbero essere dunque, in ultima analisi, le osservazioni che una roccia sedimentaria richiede per poter essere, anche solo sommariamente, compresa?

Prenderemo in esame solo le rocce sedimentarie, l'obiettivo di questo volume. Tra queste escluderemo quelle formate per precipitazione chimica (gesso, salgemma, calcare di grotta, travertino, ...) che quantitativamente costituiscono una esigua percentuale delle rocce presenti in natura.

Ci soffermeremo invece su quelle generate dall'accumulo di particelle, grandi o piccole, gigantesche o infinitesime, sospinte, spostate, trascinate, trasportate, crollate, scivolose, fluitate, decantate o abbandonate a formare lamine, strati, livelli, orizzonti, banchi o bancate, accumuli o ammassi, inizialmente sciolti e che i successivi *processi diagenetici* hanno reso il più delle volte tenacemente cementati e solidi (v. Cap. "Da sedimento sciolto a roccia cementata", SF4).

A10 - Lo strato è una valigia piena

Ancora una volta, e non sarà l'ultima, un esempio aiuterà a capire meglio e più rapidamente. Al posto di uno strato roccioso prendiamo in esame un... vestito! Dovendolo descrivere o presentare a qualcuno sarà indispensabile definire innanzitutto la sua *composizione*, ossia la natura dei singoli fili che compongono il tessuto (lana, lino, seta, cotone, nylon, ...). Sarà importante anche comprendere se il tessuto o la stoffa usata risultano formati da un solo tipo di fibra (100% lana, ad esempio) o da una fibra mista (30% nylon, 70% cotone) definendone appunto le percentuali.

Oltre alla composizione è altrettanto utile analizzare la *tessitura* della stoffa utilizzata, ossia la trama secondo la quale è stata ordita; in altre parole il modo con il quale gli infiniti fili, indipendentemente dalla loro composizione, sono stati disposti insieme, uno accanto all'altro, nello spazio (tessitura spinata, liscia, a punto pieno, punto sabbia, ...).

Fino a questo momento sono stati presi in considerazione dei caratteri fondamentali sì, ma che, se disgiunti da un ulteriore tipo di osservazioni, si rivelano insoddisfacenti. Alla composizione e alla tessitura devono affiancarsi i dati sulla *struttura* del vestito: ossia la descrizione di come la stoffa è stata tagliata e cucita insieme per formare quel dato indumento. Gonna - se di gonna si tratta - lunga, corta, plissettata, a balze, a sbuffi e così via.

Composizione, tessitura e struttura nell'insieme possono adeguatamente descrivere un capo di vestiario. Per uno strato, o un insieme di strati, le osservazioni da compiere sono le stesse.

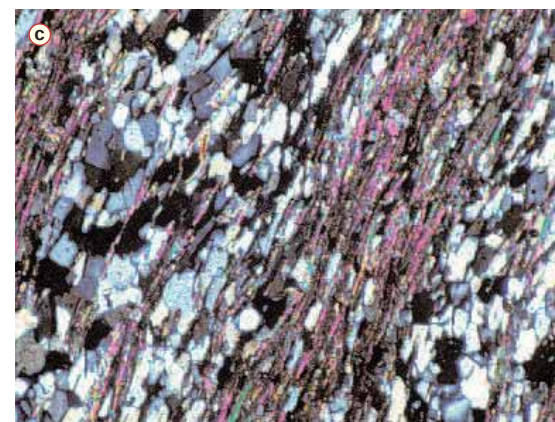
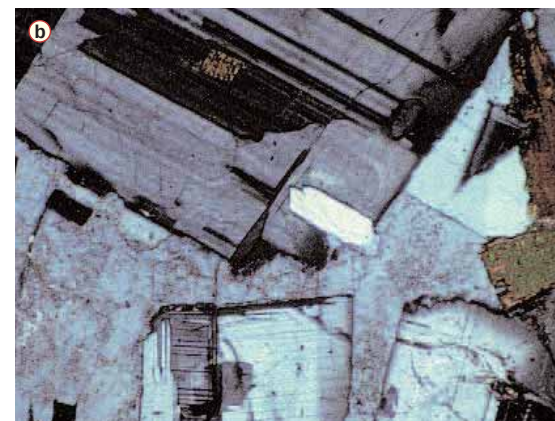
La **composizione** fornisce le indicazioni sulla natura (e origine!) delle particelle che lo formano. Ad esempio potranno essere quarzose, feldspatiche, litiche (formate cioè da frammenti di preesi-

stenti rocce, riconoscibili magari anche solo al microscopio e non ancora sminuzzate nei singoli costituenti minerali), oppure formate da schegge e pezzetti di gusci di organismi che sono stati frammentati e rielaborati dalle onde o dalle correnti.

La **tessitura** innanzitutto dà informazioni sulla granulometria, ossia le dimensioni degli elementi che formano la roccia; inoltre descrive il modo in cui questi sono disposti all'interno del deposito (senza un ordine particolare, con gradazione diretta verso l'alto, oppure rovescia, ...); determina se tra le particelle (granuli, clasti, blocchi, frammenti o schegge) c'è molto o poco fango, o se non ce n'è per nulla e gli elementi risultano tutti in diretto contatto reciproco; inoltre analizza il grado di arrotondamento e anche quello di sfericità delle particelle stesse per dedurne orientativamente la quantità di trasporto subito, e così via (Fig. 28).

La **struttura** del deposito completa infine la raccolta delle informazioni (Fig. 25). Corrisponde alla disposizione tridimensionale delle lamine che formano uno strato (piano parallele, gibbose, inclinate a basso, medio o alto angolo, con inclinazione costante o variabile da punto a punto, ...) o delle geometrie prodotte dagli strati che, complessivamente, formano un banco omogeneo; l'osservazione della natura delle singole superfici che marciano la base degli strati o dei pacchi di lamine (erosive, nette non erosive, sfumate, ...); la definizione delle possibili variazioni laterali presenti all'interno di un singolo deposito, e così di seguito.

Fig. 29 - Tre differenti tipi di roccia visti al microscopio ottico utilizzando la tecnica della *sezione sottile*: a) Roccia sedimentaria a foraminiferi (Fusulinidi) di età carbonifera superiore; b) Roccia magmatica intrusiva con evidenti cristalli di plagioclasio; c) Roccia metamorfica di basso grado (fillade) in cui spiccano le nette concentrazioni di quarzo a cristalli tozzi, bianchi o neri, alternate a letti di cristalli allungati costituiti da miche (fillosilicati). (Foto P. Ferrieri).



Uno strato è delimitato da due superfici grossolanamente parallele fra loro: i giunti di strato. Spesso sono i soli caratteri geometrici che sembra possibile individuare. Guardiamo meglio. Molti strati sedimentari formati da granuli, al loro interno sono finemente suddivisi in lamine millimetriche. Ognuna è stata depositata in rapida successione dalle pulsazioni di quello stesso flusso d'acqua che un tempo ha dato origine al complessivo strato. Un esempio noto a tutti è dato dalle tipiche increspature di sabbia che si formano nei pressi della battigia. Le scorgiamo molto bene dove il mare si è fatto poco profondo oppure nelle zone interessate dalla bassa marea lì dove ancora insistono sottili lame d'acqua in lento movimento (v. Cap. "Le increspature di sabbia e le dune", SF-1c).

Uno strato che fa parte di una successione rocciosa sedimentaria è paragonabile a una valigia abbandonata da uno sconosciuto. Come non si potranno ricavare informazioni su chi ha preparato e dimenticato la valigia senza aprirla ed esaminarne il contenuto, così non si potrà conoscere pressoché nulla dell'ambiente, delle condizioni e dei processi che hanno favorito l'accumulo dello strato se non si agisce sullo strato stesso spezzandolo, sezionandolo, levigandolo, osservandolo al microscopio, ma anche incidendolo, disgregandolo, misurando le dimensioni e le forme e valutando la composizione dei suoi costituenti.

L'osservazione di una roccia al microscopio dà i migliori risultati quando la si... affetta. Le singole fettine devono essere sottilissime (circa 1/35 di mm) e per riuscire a preservarle e osservarle convenientemente devono essere incollate su piccole e sottili lastrine di vetro: non a caso il risultato che si ottiene è chiamato **sezione sottile**. Sotto la forte illuminazione del microscopio e con l'aiuto di lenti orientate, particolari fenomeni di rifrazione ottica

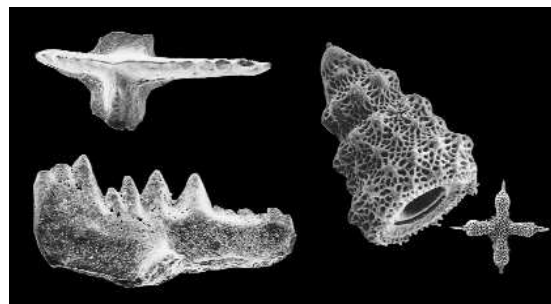


Fig. 30 - A volte è un particolare contenuto fossile della roccia a dover essere esaminato. Un sedimento (spesso definito - forse un po' impropriamente come roccia incoerente, ossia non cementata) si disgrega facilmente e i fossili possono essere estratti semplicemente "lavando" i campioni. Al massimo, nel caso di microfossili, ci si aiuta con strumenti ottici quali lenti o microscopi che ne facilitano l'osservazione. Se la roccia è tenacemente cementata può essere utile, con certi presupposti, tentare di dissolverla con appropriati acidi enucleando gli eventuali fossili in essa contenuti. La foto mostra alcuni esempi di microfossili ottenuti con questo metodo. A sinistra: *conodonti* di età carbonifera (ingr. x100). A destra: *radiolari* di età quaternaria (ingr. x100). (Foto P. Ferrieri).

del fascio di luce che attraversa i minerali della *sezione sottile* fanno assumere ai singoli cristalli attraversati dalla luce, colori e sfumature variabili a seconda della loro composizione. Questo della *sezione sottile* è un metodo utilizzato anche per riconoscere eventuali fossili microscopici.

Per questi ultimi in certi casi può rivelarsi più vantaggioso, quando è possibile applicarlo, il metodo dell'estrazione diretta. La roccia, trattata con opportuni disgreganti, viene sbriciolata nei singoli costituenti (ad esempio granuli di sabbia, microfossili, ...) e nell'ammasso incoerente che ne deriva con l'aiuto di un microscopio vengono individuati i fossili, solitamente inferiori al millimetro (Fig. 30).

Quando il sedimento è cementato la sua disgregazione nei costituenti primari risulta impossibile. In tali casi, e quando i microfossili da estrarre hanno una composizione chimica differente da quella della roccia che li ingloba, si possono utiliz-

zare degli acidi. Quando il materiale roccioso è un calcare si usa comunemente l'acido cloridrico (HCl) oppure il più blando acido acetico (CH_3COOH).

L'acido dissolve la roccia preservando i fossili che, grazie alla loro differente composizione, non sono attaccati chimicamente. Questo metodo è particolarmente usato quando i microfossili da estrarre sono i *conodonti*, i quali hanno composizione non calcarea ma fosfatica (Fig. 30).

Attraverso l'esame dei vari generi e delle numerose specie di microfossili, oltre a stabilire l'età relativa di deposizione della roccia che li contiene (v. Cap. "Mezzo miliardo di anni...", A6), si ricavano spesso anche precise informazioni cosiddette paleo-ecologiche, ossia relative alla natura e alle caratteristiche dell'originario ambiente nel quale quei particolari organismi vivevano e proliferavano.



Fig. 31 - Il metodo più usato per analizzare un campione di roccia è quello di ricavarne delle *sezioni sottili* per poi esaminarle al microscopio ottico. Un fascio di luce verrà proiettato attraverso le sottili fette di roccia diventate, grazie al minimo spessore, semitrasparenti. La sequenza sintetizza i passaggi necessari per ottenere, partendo dal campione roccioso, una *sezione sottile*. Il suo spessore è circa 3/100 di mm. Il segmento graduato (4 cm), tracciato sul piano d'appoggio del vetrino al quale è stata incollata la roccia, è diventato visibile attraverso la sezione stessa! Con questo metodo di un campione roccioso si può studiare sia il contenuto micropaleontologico (i fossili infinitesimi), sia la sua composizione (quella dei granuli o dei cristalli).

A11 - Che caratteri quei... sedimenti!

Uno strato composto di particelle, granuli o clasti, si può accumulare e depositare in condizioni molto variabili da zona a zona, negli ambienti più disparati, ora subaerei ora subacquei, con acque calme oppure agitate, profonde o sottili, dolci o sovrassalate, in climi torridi o temperati. Tutte queste variabili concorrono alla formazione dei caratteri delle rocce sedimentarie.

È il momento di riparlare della nostra valigia. Apriamola insieme e osserviamone il contenuto. Questa volta non ci interessa la composizione, ossia il tipo di oggetti racchiusi, ma il modo col quale sono stati stipati: alla rinfusa, in buon ordine, oppure accatastati con evidente fretta.

Tre definizioni diverse che si basano sulla semplice osservazione. Il concetto di ordine, ad esempio, lo valutiamo se ogni capo di vestiario è ben piegato e appoggiato in perfetta sovrapposizione sul precedente; una disposizione “alla rinfusa” ci diventa ovvia se camicie, maglie, pantaloni e calze, sono stipati senza pieghe regolari, appallottolati e posti uno sull'altro, con netta casualità. In entrambi i casi il contenuto poteva essere il medesimo: cinque camicie, due maglie, tre paia di calzini ..., cambiava solo la disposizione degli oggetti nella valigia. Si modificava la *tessitura*, ossia la loro distribuzione nello spazio della valigia. E non è un dato da poco.

Ci può essere di aiuto nel tentativo di scoprire la personalità o lo stato d'animo dello sconosciuto che ha riempito e poi dimenticato la valigia.

E lo strato? Le camicie, le maglie ... in uno strato sedimentario diventano i frammenti di roccia, i ciottoli, i granuli di sabbia, trasportati e accumulati poi in cento modi diversi (alla rinfusa, in buon ordine ...), regolati in questo dal tipo di energia presente nell'ambiente che li accoglie e seleziona.

Parleremo di **rocce** e di **sedimenti**. C'è chi chiama questi ultimi “rocce sciolte” o “rocce incoerenti”, ma sempre rocce dunque. Qui si preferisce riservare il termine *rocce* agli strati compatti e non disaggregabili; in altre parole a quelli che potevano un tempo essere stati *sedimenti* ma che oggi, attraverso il processo della cementazione (v. Cap. “La cementazione di un sedimento”, SF-4d), si sono trasformati in qualcosa d'altro. Un po' la stessa differenza che ci potrebbe essere tra uno strato di neve appena caduta e uno di ghiaccio! Questa scelta evita che anche le sabbie di una spiaggia siano indicate come... rocce - seppure ammorbidite da un aggettivo - a chi vi gioca con paletta e secchiello (“...che bella formina di roccia hai fatto!”), al fine di non produrre confusioni inutili.

Le più comuni **rocce sedimentarie** (alla pari dei relativi sedimenti) possono essere distinte, in base alla loro genesi, in tre grandi gruppi.

Le **rocce terrigene**, ossia formate da particelle delle più svariate dimensioni e originate dall'erosione e/o alterazione di antichi massicci rocciosi.

Le **rocce organogene** (o biochimiche), composte da gusci e impalcature minerali di organismi (in massima parte marini) che, in taluni casi, possono

creare delle biocostruzioni rigide e massicce - le cosiddette scogliere - o da frammenti degli stessi rielaborati da onde e correnti immediatamente dopo la loro morte.

Le **rocce chimiche**, che comprendono depositi originatisi per sovrassaturazione di soluzioni ricche in sali disciolti e conseguente precipitazione di questi ultimi.

In questa sede verranno presi in considerazione quei sedimenti, molto diffusi, che risultano formati da particelle, grandi e piccole, di origine sia terrigena sia organogena, che tanto le acque continentali quanto quelle marine incessantemente asportano, raccolgono, trasportano, rielaborano e accumulano nei più svariati ambienti presenti sulla superficie terrestre e sotto il livello dei mari.

Sedimenti di questo tipo possono essere innanzitutto sciolti (condizione posseduta da ogni accumulo appena deposto) oppure cementati, ossia coesivi. I componenti sono distinguibili in *granuli*, *matrice* e *cemento*.

I **granuli** sono i costituenti fondamentali di questo tipo di rocce; ne formano il cosiddetto scheletro, l'ossatura, e possono avere dimensioni infinite, quanto decisamente elevate.



Fig. 32 - La ghiaia di questa spiaggia deriva dall'erosione di antiche rocce: è dunque classificabile come *terrigena*.



Fig. 33 - La *matrice* qui è rappresentata dai frammenti più piccoli che riempiono gli interstizi tra un ciottolo e l'altro.

La **matrice** è la porzione fine del sedimento ed è presente negli interstizi tra i granuli; in altre parole sono i “granuletti” del sedimento (Fig. 33).

In certi depositi può diventare talmente abbondante da circondare e avvolgere i granuli stessi (v. Cap. “Le colate”, SF-2a). In altri casi può al contrario mancare se dal sedimento, al momento dell’abbandono, sono state asportate le particelle più fini. Si pensi alla risacca di un’onda sulla battigia e non sarà difficile controllare di persona la formazione - praticamente in diretta - di sedimenti completamente privi di matrice, ossia ben cerniti, come solo i depositi di spiaggia sanno essere (Fig. 32).

Il **cemento** è una sorta di legante chimico (il più delle volte costituito da sali o più raramente da ossidi) che in un secondo tempo cristallizza o deposita all’interno del sedimento ancora sciolto andando a riempire i pori residui, spesso infinitesimi, presenti tra i costituenti dell’accumulo, rendendolo coesivo e trasformandolo in roccia compatta.

Quando le particelle che formano il sedimento sciolto sono di dimensioni molto ridotte - è il caso dei fanghi ad esempio - non esistono in teoria degli spazi da riempire con un’eventuale colla naturale, ma non per questo tali depositi sono destinati a rimanere per sempre soffici; saranno le stesse particelle, in tempi però molto più lunghi (anche milioni di anni), che si consolideranno autocementandosi e dando luogo a strati ugualmente tenaci e coesi.

Le rocce sedimentarie formate da granuli possono essere convenientemente classificate anche attraverso le dimensioni delle particelle di cui sono costituite, indipendentemente dalla loro composizione. Si potranno allora ottenere, a seconda delle dimensioni dei frammenti dei vari depositi (Fig. 34), le ruditi (elementi >2 mm), le areniti (tra 2 mm e 1/16 mm) e le peliti, dette anche lutiti (<1/16 mm). Questo nel caso che i sedimenti siano cementati.

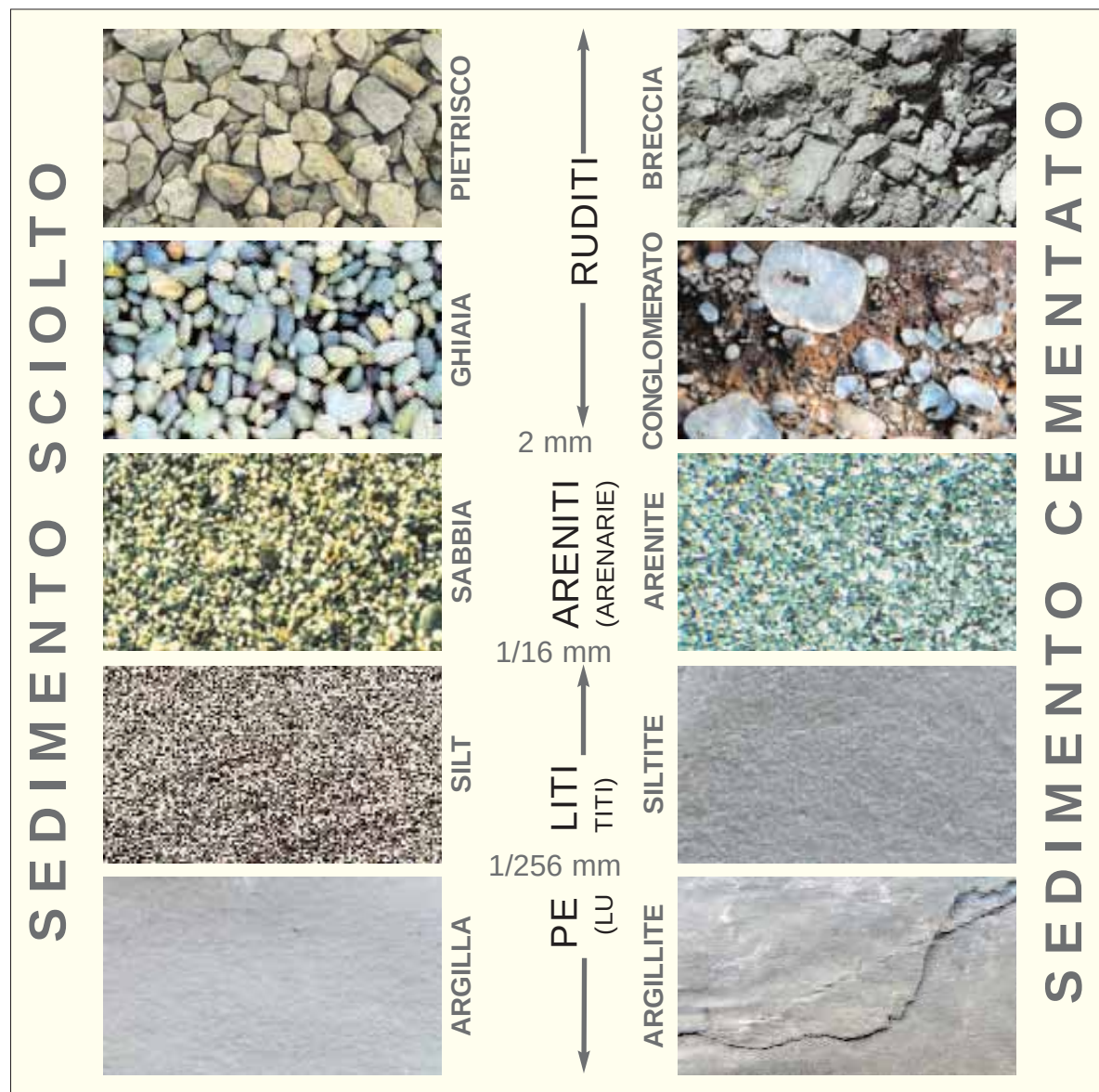


Fig. 34 - Una classificazione dei depositi elastici, ossia formati da particelle (granuli, ciottoli, frammenti, blocchi, massi) si basa sulla suddivisione in *classi granulometriche* con limiti dimensionali convenzionalmente stabiliti e comunemente accettati. La figura rappresenta, anche visivamente, le principali classi granulometriche ed evidenzia le corrispondenze tra i depositi ancora incoerenti (i sedimenti) e quelli cementati (le rocce). In natura comunque è frequente trovare depositi misti quali sabbie ghiaiose, areniti ciottolose, ... e così di seguito. In questi casi il sostantivo indica la granulometria percentualmente prevalente mentre l’aggettivo sottolinea la presenza, consistente ma subordinata, di elementi appartenenti a una differente classe dimensionale.

Qualora si rinvergano degli strati di materiale ancora sciolto, si pensi all'alveo di un fiume, ai fondali marini, o anche a una spiaggia, alle **ruditi** corrisponderanno delle ghiaie (elementi arrotondati), oppure del pietrisco (elementi spigolosi), alle **areniti** delle sabbie, e alle **peliti** dei fanghi o limi. Questa è una *classificazione granulometrica*, ossia **tessutturale**, che tiene conto esclusivamente delle dimensioni degli elementi di cui è formato un sedimento.

Un'altra possibile classificazione è invece quella **composizionale**, basata sul riconoscimento della natura degli elementi che compongono la roccia o il sedimento. Potremo allora avere, a seconda dei casi, frammenti quarzosi oppure calcarei, o ancora litici, intendendo con questo termine gli elementi per i quali è ancora decifrabile la derivazione, connessa all'erosione di antiche rocce - ben riconoscibili se osserviamo, anche solo con una lente, i tipi di granuli! - vuoi vulcaniche o metamorfiche, vuoi carbonatiche o selcifere, e così via. Utilizzando entrambe le classificazioni e fondendole in una terminologia composita è spesso possibile definire in modo univoco e convenzionale una roccia sedimentaria.

Ad esempio dicendo *quarzarenite* sarà immediato figurarsi una roccia: I) *quarz*, cioè composta da granuli di quarzo; II) *arenite*, ossia formata da elementi con dimensioni comprese tra 1/16 mm e i 2 mm; III) *cementata*, in quanto arenite appunto, e non sabbia. Allo stesso modo una calcirudite sarà una roccia: I) *calci*, dunque composta da clasti di calcare; II) *rudite*, formata da elementi con dimensioni superiori ai 2 mm.

Scendendo in maggiori particolari si potrebbe anche stabilire, sulla base della forma degli elementi, se si tratta di conglomerati (originarie ghiaie, a elementi arrotondati) oppure di breccie (originario pietrisco, a elementi spigolosi). La Fig. 34 riassume e schematizza quanto descritto.

Fig. 35 - Questo deposito è una *rudite incoerente*.

Uhhh, viene voglia di voltar pagina o chiudere il libro. Aspettate: semplifico. Possiamo chiamarla *ghiaia terrigena*. Sareste portati a definirla semplicemente "ghiaia", ma sarebbe troppo riduttivo. Un po' come entrare in una concessionaria di automobili ed esordire con: "Voglio una macchina"! Consentitemi di aggiungere *terrigena*. In questo modo, con un semplice sostantivo+aggettivo, vi racconto non solo che è formata da prevalenti ciottoli arrotondati (*ghiaia*; se fossero spigolosi sarebbe *pietrisco*) ma anche che il ciottolame in questione deriva dallo smantellamento di antichi rilievi rocciosi.

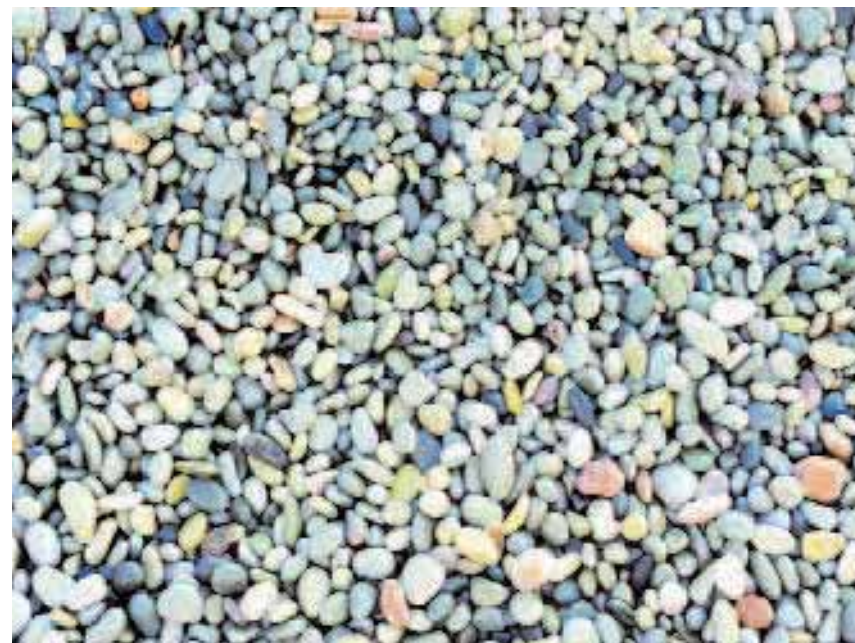


Fig. 36 - Questo campione di sedimento sciolto, cioè non cementato, proviene da una spiaggia dei Caraibi.

È (...non vogliatemenel!) una *rudite incoerente*. In questo caso però dovremmo chiamarla *ghiaia organogena*. È una *rudite* poiché gli elementi superano i 2 mm; *organogena* perché ogni frammento deriva da un guscio, da un corallo, da un'alga. La massa di frammenti è dunque formata da spoglie organogene (gusci, rivestimenti, impalcature, ...), rielaborate e deposte all'interno della stessa zona nella quale si sono generate grazie all'attività di organismi capaci di creare un sostegno minerale. Sono prodotti - per così dire - "locali", a differenza di quelli terrigeni che sono "d'importazione".

A12 - Il top della classifica(zione)

Alcuni capitoli fa si faceva riferimento, più o meno diretto, ad alcune classificazioni usate per esplorare le rocce sedimentarie. Esplorare è proprio il termine giusto; non semplicemente classificare. Classificare equivale all'uso di *Internet* e *Google Earth* per scegliere la località della prossima vacanza. Sono mezzi, semplici strumenti, non sono il risultato finale, la vacanza in sé. Così è anche per le rocce (e i sedimenti): le classificazioni sono il veicolo col quale percorrere la strada verso la scoperta.

Al tempo stesso occorre essere consapevoli che non esiste una classificazione unica delle rocce sedimentarie, ma tante possibilità di descriverle partendo da presupposti differenti. Sarebbe un po' come definire i caratteri di una serie di edifici. C'è chi utilizza le dimensioni (altezza, estensione, cubatura, ...). Chi invece punta sul tipo di materiali utilizzati (pietre, mattoni, pannelli prefabbricati, ...). Chi, al contrario, prende in esame la loro tipologia (villini a schiera, condomini, capannoni industriali, ...), e chi utilizza la destinazione d'uso (abitazioni civili, magazzini, uffici, ...).

Riflettendo, vi sarete resi conto che una classificazione, da sola, quasi sempre non "rende l'idea". Più criteri di indagine sono usati, in parallelo, e più si fa accurata la comprensione di ciò che state analizzando. Edificio o roccia esso sia. L'importante è non procedere a pallina da flipper (se qualcuno si ricorda ancora il mitico flipper!), mescolando impropriamente i criteri di classificazione. Un esempio concreto, applicato proprio alle rocce descritte in questo capitolo, chiarirà il problema che, periodicamente, manda in crisi nera generazioni di studenti (ma anche semplici appassionati di cose geologiche).

Ricordiamo che sono essenzialmente tre i criteri di classificazione di una roccia sedimentaria (o

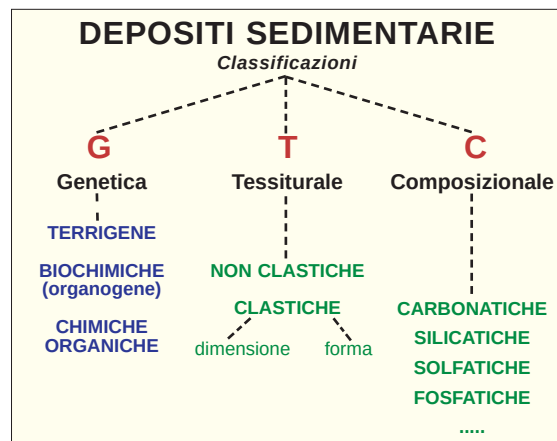


Fig. 37 - Tre modi differenti di classificare i depositi sedimentari: genetico, tessitura, composizionale.

del relativo sedimento): **genetico** (tiene conto del contesto d'origine), **tessitura** (considera le dimensioni delle eventuali particelle e frammenti che la compongono) e **composizionale** (prende in esame la natura chimico-mineralogica del deposito). Ora che alcuni depositi ci sono diventati, in un certo senso, più familiari, - ad esempio quelli che si accumulano in una "scogliera organogena" (Fig. 36) - proviamo a... classificarli. La sola parola ha in sé qualcosa di ripugnante, confessatelo! Molti, per evitare l'amaro calice, affermano ancora che le rocce sono tutte uguali! Noi no, e per dimostrare il contrario useremo, uno dopo l'altro, i tre criteri visti sopra.

Per superare la repulsione verso la classificazione (sempre presente!) tenete conto che essa non è il fine ultimo. È invece una sorta di machete, indispensabile per aprirsi un sentiero verso la mèta, attraverso una fitta jungla impenetrabile.

Ci troviamo catapultati sulla grande barriera corallina australiana. Immersi sott'acqua scendiamo lentamente il pendio della scogliera (Fig. 38). All'improvviso il sacro fuoco della geologia s'im-

padronisce di noi. Non c'importa più nulla di colori, luci e sfavillii della superficie del mare che ci sovrasta come un soffitto lucente, né dei suoi magici riflessi sulle architetture di pietra che si allontanano, né delle centinaia di specie di organismi che ondeggiano intorno a noi. Ci ha colto l'irrefrenabile desiderio (pazzia pura) di classificare il deposito clinostratificato (v. Cap. "Pendii frontali delle scogliere organogene", SF-3d) che sta sotto e intorno a noi.

Cominciamo con l'uso del **criterio genetico**: è un deposito organogeno (o biochimico, che dir si voglia), ossia è formato da resti di organismi biocostruttori che producono "in diretta" e "in loco" il materiale che forma il deposito.

È materiale strappato alla "scogliera biocostruita" dalle onde e dai pesci pappagallo che con il loro rostro continuamente frammentano le impalcature minerali dei coralli alla ricerca delle loro parti organiche per divorarle; i frammenti (in genere granuli e blocchi più o meno grossi) si adagiano alla fronte della porzione biocostruita della "scogliera organogena" e formano vasti ventagli subacquei fatti da strati di sedimenti inclinati e sovrapposti, spessi anche parecchie centinaia di metri (Fig. 38).

Ora passiamo al **criterio tessitura** (granulometrico): lo possiamo fare perché ci accorgiamo che l'accumulo è formato da clasti, ossia da fram-

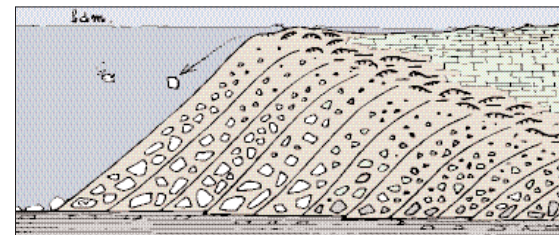


Fig. 38 - Frammenti calcarei ampliano la scarpata di una "scogliera" (v. Cap. "Pendii frontali delle scogliere", SF-3d).

menti e particelle. È dunque un deposito clastico e, per essere più precisi, potremmo definirlo *rudite sabbiosa*, dato che, osservandolo con cura, è composto di frammenti sia superiori a 2 mm (rudite) sia compresi tra 2 mm e 1/16 di mm (sabbia) (v. Cap. “Che caratteri quei... sedimenti”, A11).

Vogliamo andare oltre e applicare anche il **criterio composizionale**: si tratta di un deposito “calcereo”, in quanto formato da CaCO_3 , un sale chiamato carbonato di calcio che gli organismi costruttori come i coralli - ma non solo - sintetizzano dalle acque marine grazie al rapporto simbiotico con una speciale alga, la *Zooxantella* (da soli non sarebbero in grado di portare a termine il processo di sintesi biochimica). Un po' quello che noi facciamo con i fosfati delle ossa (ma senza l'aiuto delle alghe!).

L'utilizzo dei tre criteri di classificazione, uno dopo l'altro, ci ha fornito dati sufficienti per creare una sorta di carta d'identità completa del deposito. È la base di partenza per comprendere la ragione della sua formazione e della sua presenza in quel punto della grande barriera organogena.

Un'analisi del genere è utile soprattutto quando i depositi da valutare fanno parte di successioni rocciose antiche di decine o centinaia di milioni di anni che si cerca di interpretare. Successioni che un tempo erano perfettamente riconoscibili nelle loro geometrie e nei loro caratteri ambientali, ma che oggi appaiono sotto forma di pareti rocciose scavate dai torrenti o dai ghiacci.

Una considerazione a margine. Molti libri di testo scolastici suddividono le rocce sedimentarie in organogene (o biochimiche), clastiche e chimiche.

L'esempio appena proposto mette in evidenza un errore concettuale: una roccia (o un sedimento) organogeno può anche, in certi casi, essere clasti-

co, ossia formato da frammenti e particelle. Ma allora dove sta l'errore? Nel mescolare, in una stessa classificazione, criteri differenti: in questo caso quello genetico con quello tessiturale.

Una classificazione di primo livello impostata correttamente prevede la distinzione in rocce *organogene* (o biochimiche), *terrigena* (NON clastiche!) e *chimiche*. Dove per “terrigena” si intendono rocce (o sedimenti) formate sì da clasti (tutte le rocce terrigena sono ANCHE clastiche) ma erosi o frantati da antiche successioni rocciose sottoposte a smantellamento.

Concludendo, senza andare agli antipodi, se dopo una mareggiata lungo il litorale adriatico osserviamo gli accumuli di infiniti frammenti di gusci presenti lungo la battigia abbiamo di fronte un sedimento clastico... o organogeno? Tutt'e due, perché abbiamo usato due classificazioni differenti che ci hanno fornito informazioni diverse, non mescolabili fra loro, ma che hanno arricchito il grado di informazione.

Di certo quel sedimento sulla battigia non potrà mai essere classificato come... terrigeno! Una roccia (o sedimento) organogeno può dunque, in certi casi, essere anche clastico, ossia formato da frammenti e particelle.

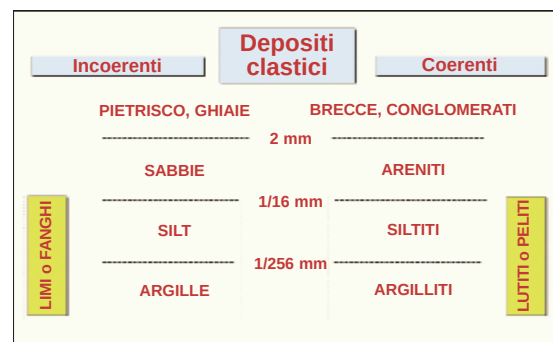


Fig. 39 - Sintesi della tabella di fig. 34: *repetita juvant* (giova sempre ripetere).

12a) Le rocce carbonatiche

Una roccia - e parliamo sempre di rocce sedimentarie - può essere riconosciuta, e quindi classificata, anche solamente in base alla propria composizione. Certamente determinare un tipo di roccia (o di sedimento) unicamente in base al criterio composizionale può risultare molto riduttivo.

Eppure anch'esso è capace di dare una mano significativa nel “fare ordine” tra le decine di tipi di rocce sedimentarie differenti. Se avessi osato scrivere centinaia di rocce mi sarei avvicinato più alla realtà, ma avrei potuto essere accusato di terrorismo psicologico! In fondo, a ben vedere, le litologie principali (quelle più frequenti, nelle quali ci si imbatte durante una camminata in montagna o lungo il greto di un torrente) davvero si riducono a poche decine, forse a una ventina al massimo.

Buona parte di queste, se osservate appunto con approccio esclusivamente composizionale, possono essere riunite in un'unica grande famiglia: quella delle **rocce carbonatiche**, che comprende due grandi capostipiti, calcari (CaCO_3) e dolomie ($\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$) (Figg. 40 e 41).

Il termine “carbonatico” non per tutti è chiaro. Molti lo ritengono attribuibile, ma impropriamente, a quelle rocce formate da abbondante calcio (Ca); forse perché carbonatico inizia... per “ca”!

Nulla di più sbagliato.

Il carbonato è un insieme di atomi (carbonio e ossigeno) legati insieme a formare una molecola (ione) particolare: CO_3^{2-} . I “due meno” sono le valenze libere, caratteristica di ogni ione, come chi ha studiato chimica può facilmente ricordare.

Per capirci meglio è come se in questo caso i “due meno” dello ione carbonato fossero due mani che sporgono dal corpo dello ione alla ricerca di “qualcosa a cui aggrapparsi” per cercare

equilibrio. Lo troveranno in altri ioni, dotati però di valenze positive, cioè di... mani libere, altrettanto protese alla ricerca di equilibrio.

Per lo ione CO_3^{--} il partner più ambito e frequente è l'elemento calcio (Ca) il quale, sotto forma ionica, si presenta come Ca^{++} . Le due valenze positive lo rendono perfetto allo scopo. Dall'unione si genera un composto stabile, il **carbonato di calcio (CaCO_3)**, un sale in cui quattro mani, due destre e due sinistre strettamente saldate tra loro, ne assicurano equilibrio e stabilità.

Nella realtà chimica la metafora delle mani rappresenta carenze o eccessi di elettroni (cariche elettriche dunque) da compensare. Sono condizioni tipiche degli elementi o gruppi di elementi che si presentano in forma ionica.

Naturalmente gli ioni, per essere in grado di interagire fra loro, debbono trovarsi in condizioni di muoversi e intercettarsi, in situazioni di concentrazioni elevate. Tutto questo è possibile nell'acqua. C'è da aggiungere che anche la biosfera ha un ruolo importante e privilegiato nella produzione di *carbonato di calcio* (CaCO_3).

Sono molti tipi di organismi a farsene carico, generalmente rappresentati da invertebrati (molluschi, brachiopodi, echinodermi, celenterati, foraminiferi, alghe, ...) capaci di sintetizzare il carbonato di calcio dalle acque, sviluppando rivestimenti, impalcature scheletriche e gusci, adatti a riparare, ospitare o accogliere le porzioni organiche che crescono e si ampliano congiuntamente alle porzioni mineralizzate.

Al carbonato di calcio siamo arrivati e dal *carbonato di calcio* dobbiamo ripartire. Per i non addetti ai lavori la geologia in generale - e le rocce in particolare - è spesso rappresentata da un insieme di concetti e nozioni dai significati che sfumano uno nell'altro, a tratti sovrapponendosi in modo ambi-

guo, finendo per alimentare una diffusa confusione di fondo.

A conferma di questa realtà devastante è sufficiente affiancare tre termini, che spesso ricorrono in ambito geologico, per scatenare il panico: *carbonato di calcio*, *calcite*, *calcare*. Il primo passo dunque è cercare di fare chiarezza, e questo capitolo è la sede più pertinente, trattando sia di composizione delle rocce, sia di rocce carbonatiche.

Il **carbonato di calcio**, come prima abbiamo visto, è il modo di leggere “a parole” il CaCO_3 , il sale formato dall'elemento calcio in forma ionica (Ca^{++}) combinato saldamente allo ione carbonato (CO_3^{--}). Questo termine è dunque il linguaggio capace di leggere la composizione chimica di un ben definito ammasso roccioso.

Si potrebbe dire che “ CaCO_3 ” sono le note sopra un pentagramma e leggerle come “carbonato di calcio” equivale a solfeggiare.

Fig. 40 - Il massiccio calcareo del Monte Coglians (Friuli Venezia Giulia), di età devoniana.



Fig. 41 - Il massiccio dolomitico del Latemar (Trentino-Alto Adige), di età triassica. (Foto I. Pecile).

Ora tocca alla **calcite**. È un minerale costituito da *carbonato di calcio* puro, capace di assumere la forma di cristalli, da molto piccoli a... molto grandi, da semitrasparenti a bianchi lattei. La calcite, intesa come minerale, è riconoscibile in molti e differenti contesti di formazione. Ad esempio si incontra spesso sotto forma di sottili vene bianche che attraversano le rocce (Fig. 42); sono formate da aggregati di infiniti cristalli capaci di riempire fratture o di rivestire superfici di faglia (v. Cap. “Ma quante belle faglie Madama Dorè”, SD-2b).

Il minerale calcite è riconoscibile anche in molti bioclasti, ossia quei frammenti originati da frantumazione di gusci e impalcature di organismi capaci di fissare il CaCO_3 . Un esempio fra tutti: i cosiddetti “gigli di mare” (scientificamente chiamati *crinoidi*). Sono echinodermi con una sorta di lungo stelo che sorregge un calice dal quale si dipartono numerosi tentacoli (Fig. 43). Oggi, come in passato, lo stelo,

le cui dimensioni sono in genere contenute entro pochi decimetri - ma si conoscono forme fossili in cui raggiungeva quasi 20 m! - è formato da placchette di carbonato di calcio, sovrapposte una alle altre e bucate al centro per far passare la parte vivente dell'organismo, una sorta di lungo nervo. Conosciuti fin dall'Ordoviciano, i crinoidi popolano ancora molti mari, da aperti a profondi.

Ed è proprio lo stelo a rivestire per noi un interesse particolare. Alla morte dell'organismo era la parte che prima di ogni altra si disarticolava diffondendo le proprie infinite placchette sui fondali marini. Quelle placchette sono spesso riconoscibili negli strati rocciosi a distanza anche di centinaia di milioni d'anni dal loro accumulo (Fig. 44). Hanno una particolarità: ognuna è formata da un unico cristallo di calcite!

La calcite è inoltre diffusa in numerose rocce sedimentarie anche sotto forma di *cemento*, ossia quei sali (in questo caso di carbonato di calcio, Fig. 45) che, abbandonati tra granulo e granulo dalle acque che inizialmente circolano nel sedimento, sono in grado di occludere i pori con minuti cristalli biancastri, trasformandolo in roccia (v. Cap. "La cementazione di un sedimento", SF-4d).



Fig. 42 - Una vena di calcite interseca ortogonalmente sottili strati calcarei (grigi) e di selce (più chiari).



Fig. 43 - Fossile di crinoide (giglio di mare), organismo del *phylum* degli echinodermi. È formato da infinite placchette costituite da singoli cristalli di calcite.



Fig. 44 - Strato calcareo (Trias inf.). I frammenti bianchi sono placchette di crinoidi disarticolati durante una tempesta. Ognuna è un cristallo di calcite.

Posso aggiungere che se vi imbattete nel termine *spatite* o *microspatite* (dette anche *sparite*), sappiate che è un altro modo, per i geologi, di indicare i cristalli di calcite pura.

Ecco dunque che il termine *calcite* (o *spatite*; famoso è lo Spato d'Islanda, calcite purissima dal perfetto abito cristallino) appartiene a un linguaggio prettamente mineralogico capace di descrivere il carbonato di calcio quando prende un abito cristallino.

E adesso è la volta del **calcare**. Quando esistono ammassi rocciosi sedimentari che possono

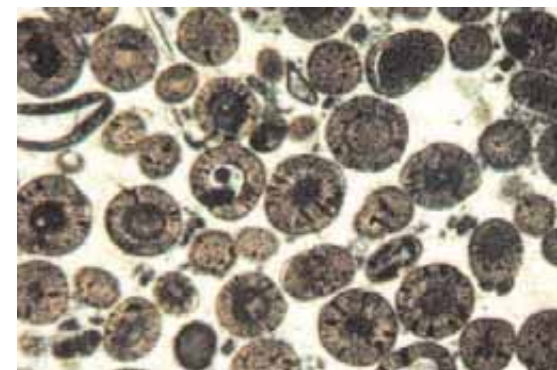


Fig. 45 - Sezione sottile di strato calcareo a ooliti. La massa bianca è cemento spatitico, ossia formato da cristalli visibili (al microscopio) di spatite.



Fig. 46 - Anche qui la massa bianca è formata da cristalli di spatite. Un "cemento" che in questo caso ha riempiti i vuoti delle camere di un guscio di orthoceratide.

essere letti, con linguaggio chimico, come prevalente *carbonato di calcio*, oppure, con linguaggio mineralogico, come *calcite*, allora, con linguaggio geologico, possiamo definirli *calcari*.

Nella grande, immensa famiglia delle rocce calcaree (confidenzialmente: *calcari*) possiamo trovare, a seconda dei contesti di formazione, *calcari* nelle più varie manifestazioni, ma sempre *calcari*.

Avremo allora **calcari organogeni** (formati da resti mineralizzati prodotti da organismi), **calcari alabastrini** (formati per precipitazione chimica

da soluzioni soprassature di carbonato di calcio; sono tipici degli ambienti carsici), **calcarei chimici incrostanti e travertini** (generati per precipitazione da soluzioni soprassature di carbonato di calcio; sono tipici degli ambienti termali e di cascata), **calcarei terrigeni** (formati per accumulo di frammenti riciclati da antiche rocce, anch'esse naturalmente a composizione calcarea), ...

Tra tutti sono i *calcarei organogeni* quelli che, in genere, ci affascina maggiormente (v. Cap. "Pendii frontali delle scogliere", SF-3d). Forse perché, almeno in parte, richiamano ambienti intertropicali, pieni di sole, tranquillità, acque calde e limpide, spiagge bianche. E chissà perché nessuno mette in conto le piogge prolungate e periodiche (lo testimoniano gli isolotti coperti da vegetazione), il mare agitato, i numerosi mesi all'anno di tempo pessimo... Ma tant'è, nell'immaginario collettivo i giorni di bel tempo sono determinanti.

Non sono solo gli organismi di discrete dimensioni ad avere la capacità di produrre rivestimenti o impalcature minerali, come ad esempio gran parte dei molluschi, degli echinodermi o dei celenterati (più conosciuti come coralli).



Fig. 47 - Un classico *calcare organogeno*: un cespo di coralli fossili raccolto, ancora in posizione di crescita, nella successione permo-carbonifera delle Asturie (Spagna N).



Fig. 48 - *Calcare alabastrino* formato in ambiente di grotta per la precipitazione di carbonato di calcio da una soluzione soprassatura (v. Cap. "Acque per sciogliere", SM-2b).



Fig. 49 - *Calcare alabastrino*, varietà di roccia calcarea di uso ornamentale. Si ottiene sezionando e levigando una successione di livelli generati per precipitazione chimica.

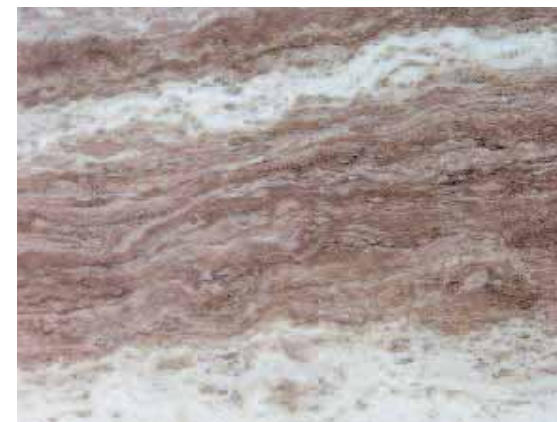


Fig. 50 - *Calcare travertino*, classica roccia di origine chimica abbondante nel Lazio. I caratteri di questo campione (levigato) si addicono a un ambiente termale caldo.

La prerogativa si estende anche a un'enorme varietà di *microrganismi unicellulari* (foraminiferi) i cui gusci, quasi sempre invisibili senza l'aiuto di un microscopio, possono diventare abbondanti al punto tale da costituire, da soli, intere successioni stratificate potenti decine e decine di metri.

Ogni volta che muore un mollusco dotato di guscio e le sue parti molli si decompongono, l'involucro, il guscio, la conchiglia, la sua unica porzione mineralizzata, sopravvive alla distruzione ed entra a far parte del sedimento, la futura roccia. Anche se le correnti marine si impadroniscono di quel guscio, frantumandolo e depositandolo altrove, in un diverso settore di quel contesto marino che ne aveva ospitato lo sviluppo e la crescita, i suoi frammenti diventeranno altrettanti granuli di sabbia calcarea e allo stesso modo formeranno le particelle dei futuri strati sedimentari.

Anche alcuni generi di alghe, vegetali d'acqua sia dolce che salata, hanno - ora come in passato - la possibilità di fissare il *carbonato di calcio* rivestendosi di una sottilissima pellicola minerale. Anche in questo caso alla morte delle alghe sopravvive la loro



Fig. 51 - Anche questa roccia è... un calcare! Un *calcare terrigeno*. Tutti i suoi elementi sono frammenti smantellati da un retrostante rilievo fatto di antichi calcari.

porzione mineralizzata. Si conoscono successioni rocciose calcaree potenti centinaia di metri ed esclusivamente formate tanto da accumuli di gusci, sia microscopici che di grosse dimensioni, quanto da impalcature di coralli e di organismi simili o affini, tutti accomunati dalla capacità di estrarre dalle acque marine gli elementi in esse disciolti (basta leggere l'etichetta di una qualsiasi acqua minerale, la cui salinità è di un ordine di grandezza più bassa di quella marina!) per formare i sali che diventeranno, adeguatamente utilizzati, i loro rivestimenti minerali.

Tutto questo in fondo è più o meno quello che anche il nostro organismo compie ogni giorno ampliando o rinforzando il nostro scheletro, seguendo un codice genetico che informa dove e in che modo bisogna agire. Rivestimenti e impalcature minerali, gusci grandi e piccoli. Gusci così piccoli che mettendone insieme qualche miliardo si potrebbe ottenere solo una minuscola pallina di fango. E nessuno, guardandola, sospetterebbe che per formarla ci sono voluti tanti organismi quanti esseri umani sono attualmente ospitati dal pianeta Terra. Eppure, sedimenti di questo tipo possono formare successioni spesse centinaia di metri!

L'importanza delle alghe

Alghe marine (ma ne esistono anche di acqua dolce), certamente varicolori e rigorosamente molli. A foglia d'insalata o sotto le sembianze di flessuosi rametti colorati. Questa è la concezione che molti si sono fatti sull'aspetto e le caratteristiche delle alghe, piante acquatiche che tra i propri progenitori annoverano generi già diffusi nei mari bassi parecchie centinaia di milioni d'anni or sono. Alghe concepite come organismi a corpo molle, dunque destinate a putrefarsi e a non lasciare tracce dirette della loro esistenza.

Sembrerebbe proprio così, invece in molti casi le testimonianze del passato - i sedimenti trasformati in rocce - ci offrono abbondanti e inconfutabili prove che le alghe, con le loro innumerevoli specie, sono state, e lo sono tuttora, una parte molto attiva nella costruzione di potenti successioni rocciose. Tali prove sono perfettamente conservate in molte successioni rocciose, sia calcaree che dolomitiche.

Le alghe possono sostanzialmente contribuire alla formazione di uno strato in due diversi modi che differiscono tra loro in funzione dei generi e delle specie coinvolte.

Contrariamente a quanto si creda esistono alcuni tipi di alghe che, come fanno i coralli, assimilano dalle acque il carbonato di calcio e se ne servono per costruirsi una sorta di esoscheletro rigido che avvolge e delimita gli individui di una stessa colonia dando origine a cespi di forma irregolare.

In altri casi invece, alcune famiglie di alghe hanno la capacità di sintetizzare o raccogliere sulla propria superficie il carbonato di calcio disciolto nelle acque in cui proliferano. Una tale caratteristica può favorire la formazione di accumuli particolarmente interessanti: gli **oncoidi algali** (da *oncos*=volume, massa) e le **stromatoliti**.

L'elemento base è rappresentato da una infinitesima lamina sub-millimetrica di fango calcareo sintetizzato da un'alga. Decine e decine di lamine concentriche in ogni *oncoide algale*, centinaia o persino migliaia di lamine sovrapposte e affiancate una all'altra nelle *stromatoliti*. Centinaia, migliaia, milioni di alghe che, generazione dopo generazione, proliferano producendo lamine di fango calcareo nelle tranquille zone lagunari e di mare basso, crescendo o accatastandosi una sull'altra, fino a formare potenti cattedrali di roccia.

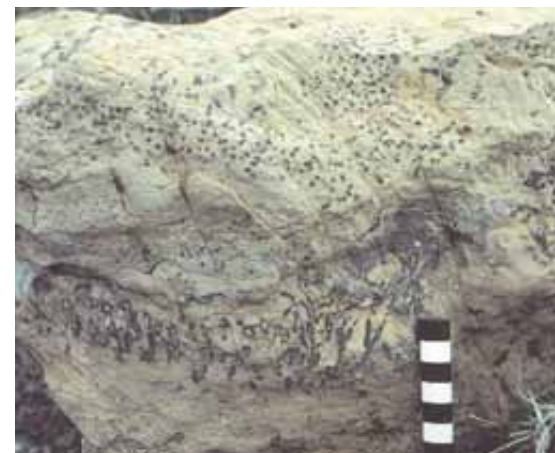


Fig. 52 - Questa è una porzione di uno strato calcareo risalente a 280 milioni di anni fa (Carbonifero sup.). Una fitta serie di tubuli cilindrici - anch'essi di natura calcarea - è disposta regolarmente al centro dello strato, la cui sommità è costellata da tanti piccoli cerchi scuri. Sono le sezioni trasversali degli stessi tubuli che, internamente allo strato, si sviluppano verticalmente. Rappresentano i resti di particolari alghe marine, le *Dasycladacee*, capaci di costruire dei cespi ramificati. Gli interstizi tra i tubuli si riempirono di fanghiglie calcaree e di microscopici frammenti di altri generi di alghe e d'organismi tra i più disparati. In seguito il livello algale, ormai seppellito sotto nuovi sedimenti, si è cementato diventando strato compatto e coerente. Il suo spessore non supera il mezzo metro, ma si estende su un'area di molti chilometri quadrati, lungo il confine italo-austriaco. Inoltre, è il solo livello calcareo della Formazione del Corona, spessa quasi 300 m. Permo-Carbonifero Pontebano, Monte Corona (Pramollo), Alpi Carniche (UD).

Se cerchiamo gli *oncoidi algali* in un affioramento roccioso li possiamo trovare radunati in singoli banchi spessi fino a parecchi metri. Ogni banco può essere formato da milioni di corpuscoli sub-tondeggianti della grandezza di una nocciola fino a quella di una noce o di un pugno (Fig. 54). In ogni oncoide algale possiamo riconoscere un nucleo rigido, spesso costituito da un frammento minerale appartenuto a qualche organismo (gusci interi di piccola taglia o frammenti di gusci maggiori), e un rivestimento algale che lo ricopre, tipicamente organizzato in lamine millimetriche che si dispongono concentricamente attorno a quel frammento che ne costituisce il nucleo. L'ambiente che ospita e favorisce lo sviluppo degli oncoidi algali è quello di mare basso, lagunare, con occasionali pulsazioni di energia sufficienti a consentire periodici limitati spostamenti sul fondale.

Quelle degli oncoidi sono alghe particolari. Non si fissano al fondale fangoso né si attaccano agli eventuali blocchi rigidi di una scogliera corallina o si abbarbicano a tronchi galleggianti. Sono invece alghe che fissano i propri talli e proliferano sopra alle superfici più ampie, meno irregolari, in una parola più invitanti e vivibili, tra quelle presenti nell'ambiente che le ospita. Ogni oncoide poi, aumentando le proprie dimensioni, continua ad essere, a maggior ragione, la sede più idonea e il richiamo preferito per ulteriori generazioni di alghe.

Cercando invece di riconoscere nelle successioni rocciose del passato le *stromatoliti*, intese come livelli di alghe depositi orizzontalmente, affiancate e sovrapposte una alle altre, in sottili pacchetti o potenti insiemi, occorre distinguere le stromatoliti globose da quelle piatte di fondale.

Fig. 53 (sotto) - Oncoidi algali che affiorano lungo il confine italo-austriaco a circa 1800 m di quota. L'ambiente di origine poteva essere un fondale sottomarino le cui acque, profonde qualche decina di metri, periodicamente venivano agitate da onde di tempesta che favorivano lo spostamento per rotolamento degli oncoidi.

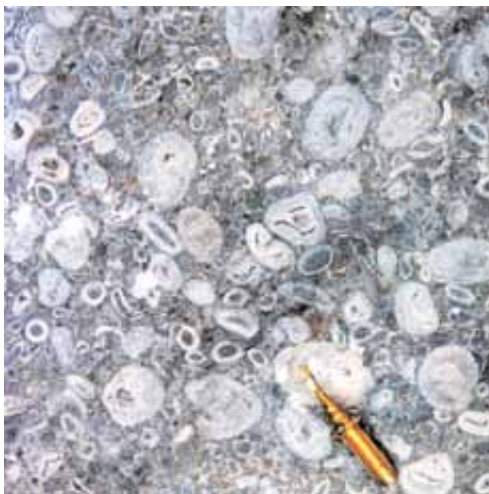


Fig. 54 (sopra) - Ingrandendo un particolare della foto precedente si possono scorgere i nuclei rigidi attorno ai quali hanno cominciato ad attecchire le alghe, avvolgendoli e generando in tal modo gli oncoidi. In questa immagine i nuclei che compaiono sono di due tipi: gusci di *Pseudoschwagerina*, organismi unicellulari del gruppo dei Fusulinidi, caratterizzati da forme tondeggianti (diametro 1 cm), e frammenti calcarei algali rigidi, stretti e allungati.

Le prime danno origine a corpi a forma di fungo, alti oltre un metro e caratteristici di certe zone di laguna bassa, ben ossigenata e protetta, dove numerosi si elevano dai fondali fangosi (Fig. 55).

Le seconde invece, appaiono come livelli sub-centimetrici formati da più lamine



Fig. 55 - Attuali stromatoliti algali, globose, Shark Bay (Australia occidentale). (Foto P. Harrison).

algali sovrapposte; alghe a forma di foglio che si appoggiano sul basso fondale protetto e sono periodicamente ricoperte da sottili depositi fangosi coi quali generano alternanze ben visibili nella successione rocciosa (Fig. 56).

Una caratteristica di questi depositi algali è la loro ampia estensione areale contrapposta al sottile spessore dei singoli livelli. Nel passato si sono sviluppati in mari con acque sottili e condizioni lagunari con fondali fangosi bassi e uniformi, estesi per migliaia di chilometri quadrati.

La nota Dolomia Principale, molto frequente negli affioramenti triassici superiori (Norico, circa 210 milioni di anni fa) di gran parte dell'Europa meridionale, rappresenta concretamente la trasformazione in successione rocciosa compatta di antichi sedimenti per buona parte stromatolitici.



Fig. 56 - In questa successione di sedimenti calcarei di mare basso si riconoscono delle lamine stromatolitiche algali intercalate a semplici fanghiglie calcaree. Le lamine stromatolitiche hanno generali assetti sub-orizzontali ma, osservate in dettaglio, mostrano frequenti irregolarità, simulando inarcamenti, arricciamenti e piccole convoluzioni. Dolomia Principale, Triassico superiore (Norico), strada Bordano-Interneppo (UD), Prealpi Carniche.

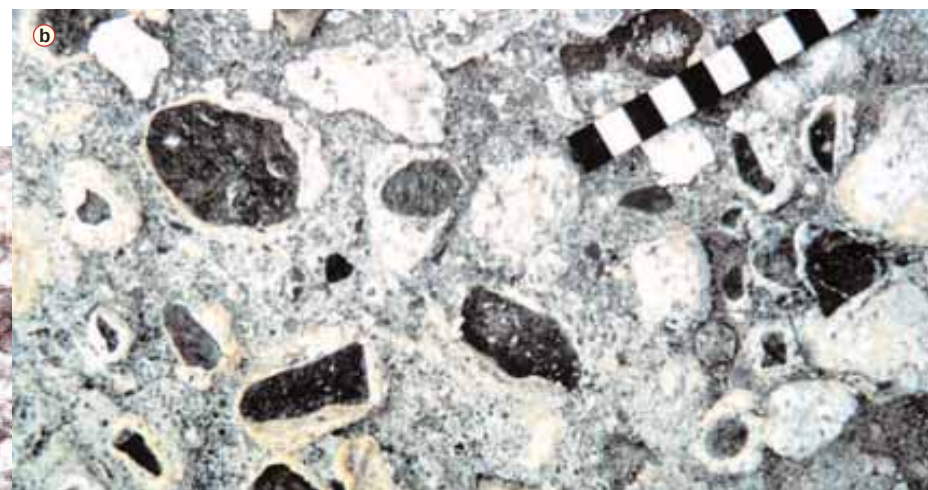


Fig. 57 - Questo è un banco a oncoidi algali (a) dal caratteristico “effetto profiterole”. Affiora lungo la costa settentrionale della Corsica, nel golfo di St. Florent. I ciottoli (1-5 cm) si originavano per erosione dei vicini rilievi metamorfici che, nel Miocene inf. (circa 20 milioni di anni fa), già bordavano un'insenatura marina simile all'attuale. Nelle zone più protette, dove il rotolito dei ciottoli portati dai fiumi in mare diventava occasionale e decisamente... morbido, le alghe ne colonizzavano la superficie rivestendoli in più riprese con sottili pellicole calcaree che finivano per formare un involucro calcareo irregolarmente concentrico. Col passare del tempo nuovi ciottoli erano aggiunti e, accomunati dalla stessa sorte, seppellivano i precedenti. Il nucleo di questi oncoidi (b) non è costituito da gusci di organismi, come nei depositi di Fig. 54, ma da ciottoli ben arrotondati.

A13 - Sabbie e spiagge

Nell'immaginario collettivo, la sabbia è sempre stata direttamente collegata al concetto di spiaggia, tanto da costituire con quest'ultima un'immagine unica e sovrapponibile. La presunta equivalenza tra i due termini porta con sé alcuni possibili errori di valutazione. A volte si è portati a credere che le spiagge possano essere formate solo ed esclusivamente da sabbie (sono frequenti invece anche le spiagge ghiaiose!) oppure che le sabbie si accumulino soltanto lungo le spiagge. Considerando l'ultima delle due affermazioni proviamo a riflettere sull'origine dei sedimenti sabbiosi.

Innanzitutto bisogna ricordare che esistono due distinti gruppi di sabbie.

a) Quelle formate internamente a un bacino marino e dovute ad una elevata produzione di gusci e impalcature scheletriche da parte di organismi capaci di fissare il carbonato di calcio (o altre sostanze minerali) e che i moti ondosi frammentano e rielaborano prima di abbandonare sotto forma di sedimenti; sono queste le *sabbie organogene*, ossia quelle che esistono grazie all'attività di organismi capaci di fissare sostanze minerali per costruire gusci, esoscheletri, impalcature...

b) Quelle generate per erosione e smantellamento di antiche rocce affioranti, che l'alterazione fisico-chimica prima e l'abrasione meccanica poi, hanno ridotto in granuli e particelle; sono queste le *sabbie terrigene*, ossia quelle che si generano per smantellamento di terre emerse.

In entrambi i casi sono classificabili come "sabbie" sulla base della dimensione dei rispettivi granuli (inferiore a 2 mm e superiore ad 1/16 mm) (v. Sez. "Si Forma", SF). È nelle fasce intertropicali che risultano frequenti le sabbie cosiddette organogene, ossia formate da granuli che un tempo

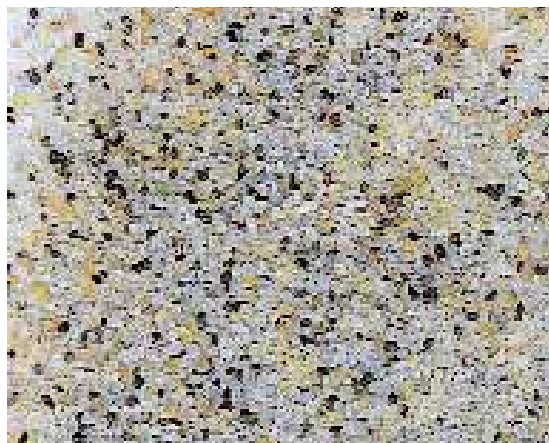


Fig. 58 - Questo sedimento si può definire *sabbia terrigena*. Lo definiamo *sabbia* perché le particelle sono comprese tra 2 mm e 1/16 di mm. Ma lo chiamiamo *sabbia* anche perché è incoerente (non cementato, altrimenti sarebbe un'*arenite*, detta più comunemente "arenaria"). Guardiamo la composizione: la gran parte dei granuli è quarzosa: è dunque verosimile che derivi dall'erosione di lontani massicci magmatici emersi e l'aggettivo *terrigena* riassume il concetto.

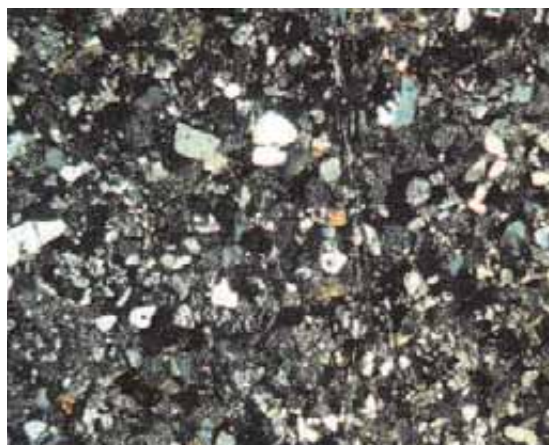


Fig. 59 - *Arenite terrigena* (ingr. x5). Così appare al microscopio una sabbia cementata (arenite). Questa roccia è definita terrigena in quanto formata da elementi che non si generavano nella zona di accumulo, ma vi provenivano per erosione di antichi massicci esterni ad essa. È formata in parte da granuli quarzosi (bianchi o grigi) e da granuli di roccia (frammenti litici). Questo è un deposito che ha circa 300 milioni di anni.

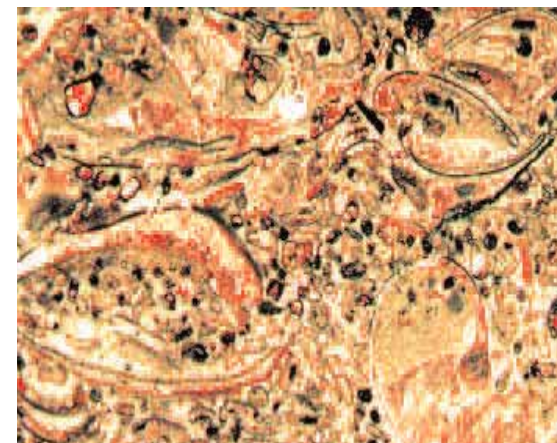


Fig. 60 - *Arenite organogena* (ingr. x20). Si può definire anche come calcarenite, termine che tiene conto non solo della granulometria della roccia ma anche della sua composizione calcarea. È evidente la natura organogena del deposito, formato da frammenti di gusci ed alghe accumulati da onde e correnti marine. Le plaghe bianche che riempiono gli interstizi sono il cosiddetto cemento, che qui è di natura carbonatica.



Fig. 61 - *Sabbia ibrida* (ingr. x2). È definito così un deposito formato da elementi (in questo caso granuli) di natura organogena (i frammenti dei gusci d'organismi) e terrigena (i minuscoli granuli bianchi, quarzosi). Questi ultimi sono legati all'erosione di più antichi massicci rocciosi emersi, esterni alla zona di accumulo. Ribadisco (e concludo) che i sedimenti organogeni sono prodotti "in loco", mentre quelli terrigeni sono "d'importazione".

erano stati parti di gusci o rivestimenti o impalcature scheletriche di organismi invertebrati (molluschi, alghe, celenterati,...).

Le sabbie di questo gruppo (a) si accumulano in gran parte nelle fasce di mare basso e lungo le relative coste. Si generano e si depositano all'interno della stessa zona nella quale si formano.

Le sabbie del secondo gruppo (b) hanno invece la loro origine esternamente alle zone nelle quali si depositano. I granuli delle sabbie terrigene sono in gran parte costituiti da minerali quali quarzo, feldspati e plagioclasti, e inoltre da fram-

menti di roccia (anch'essi della grandezza dei granuli) formati da pezzetti infinitesimi di rocce vulcaniche, frammenti di selce o di rocce metamorfiche o ancora di antiche rocce dolomitiche o calcaree.

I granuli di una sabbia e del suo corrispondente cementato, l'arenite (detta comunemente *arenaria*), sono osservabili con cura solo attraverso l'uso del microscopio (Figg. 59 e 60). I risultati migliori si ottengono sezionando la sabbia cementata con l'uso di un'apposita sega diamantata (v. Cap. "Lo strato è una valigia piena", A10).

Mentre la maggior parte delle sabbie terrigene non riserva particolari soddisfazioni... estetiche a chi ne osserva la composizione e la forma dei singoli granuli al microscopio, lo stesso non si può affermare nel caso di molte delle sabbie organogene (Fig. 62).

In queste ultime si nota la massiccia presenza di frammenti dei più svariati organismi: foraminiferi, alghe, gasteropodi e lamellibranchi, brachiopo-

Fig. 62 - Camminando lungo la riva dei nostri mari è frequente imbattersi in depositi di burrasca accumulati lungo la battigia. Eccone uno, ingrandito 4 volte: come lo classifichereste?



di, echinoidi, briozoi, celenterati, tabulati, e tanti ancora, coerentemente con l'età del deposito, in un eccezionale tripudio di forme.

Le sabbie organogene a composizione calcarea oltre ai frammenti di gusci e di impalcature - i cosiddetti *bioclasti* - possono essere formate da altri costituenti particolari che, per le loro geometrie perfettamente sferiche, sono definiti *ooidi*.

Sono corpuscoli che si generano a profondità massime di pochi metri, in acque calde intertropicali prossime alla linea di costa e agitate dalle correnti di marea.

La perfetta struttura concentrica è dovuta alla deposizione di successive lamine di fango carbonatico (*micrite*), dove ognuna avvolge la precedente.

Il continuo rotolio ne favorisce una omogenea distribuzione. Ogni corpuscolo oolitico ha nel suo centro un nucleo rigido costituito da un frammento di guscio oppure, in altri casi, da un granulo sabbioso portato dal vento (origine eolica), spesso di quarzo, che funge da supporto per lo sviluppo della prima lamina (Fig. 63).

La dimensione dei singoli corpuscoli oolitici può variare da sub-millimetrica fino a raggiungere

diametri di 2 mm. Non esistono ooidi superiori a quest'ultimo valore dato che le correnti di marea, responsabili del loro sviluppo, non riescono a trascinare particelle di diametro maggiore. Gli ooidi che raggiungono questo valore critico subiscono un abbandono forzato sul basso fondale marino.

All'interno delle successioni rocciose gli ooidi si trovano concentrati in livelli o bancate che possono superare il metro di spessore. Una roccia carbonatica oolitica è riconoscibile con il semplice uso della lente (da 8-10 ingrandimenti può già bastare) che mette in evidenza la perfetta sfericità di tutte le particelle che formano questo particolare tipo di sedimento (Fig. 63a).

Ci siamo progressivamente allontanati dall'argomento iniziale, **sabbie e spiagge**, anche se sono state appurate due cose fondamentali: 1) esistono sabbie che si formano semplicemente attraverso il costante accumulo di spoglie di organismi vissuti, morti e rielaborati nel medesimo luogo dalle correnti marine e dai moti ondosi (*sabbie organogene*); 2) esistono sabbie che per generarsi hanno bisogno della presenza, esternamente alla zona ove si depositano, di rocce più antiche emerse e sottoposte ad alterazione ed erosione (*sabbie terrigene*).

Sapendo questo ora possiamo tornare alla spiaggia e guardare, anche solo con l'uso della lente, i suoi granuli di sabbia. Minuti cristalli arrotondati,

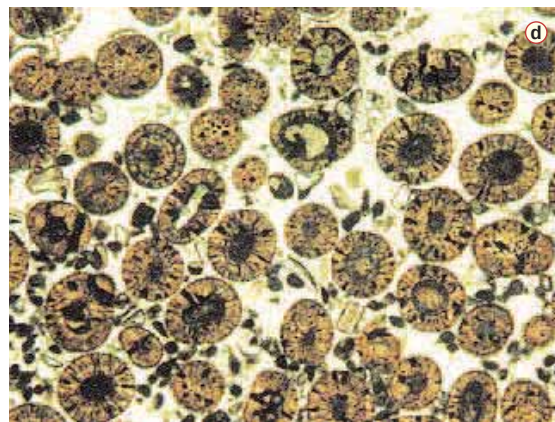
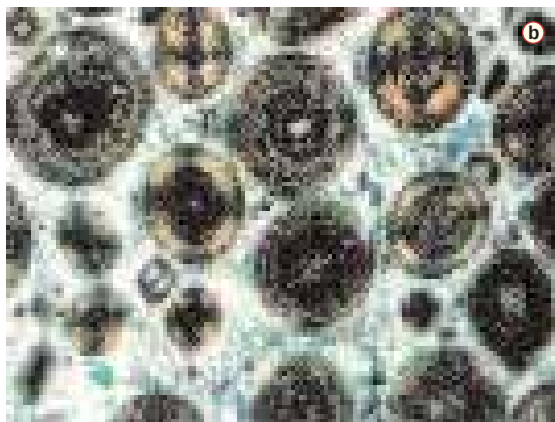
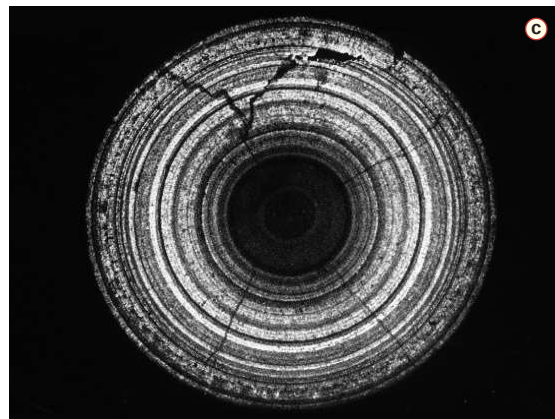


Fig. 63 - Antico calcare (a) formato da un'infinità di corpuscoli sferici. Sono gli *ooidi*, il cui diametro non supera mai i 2 mm. La roccia che formano è detta *oolite* e si genera solo in ambiente lagunare, con flussi e riflussi di marea e acque calde (condizioni che definiremmo tropicali). In (b) la stessa roccia è vista in *sezione sottile* (ingr. x20). In (c) un singolo ootide è stato ingrandito 50 volte (foto F. Ricci Lucchi). Negli ooidi della *sezione sottile* (d) si nota un evanescente andamento concentrico: sono le originarie lamine di fango calcareo (*micrite*) che col tempo, dopo il seppellimento dello strato sotto nuovi sedimenti, hanno subito una ricristallizzazione. Come conseguenza, la micrite che formava le lamine si è riorganizzata in cristalli di calcite (*spatite*) ad andamento radiale.

microscopici foglietti argentati di mica bianca assieme a minuscoli frammenti di roccia opaca grigiastra o scura ci racconterebbero una storia di fiumi che, scendendo dai rilievi, sfociano in mare trasportando e abbandonando nei delta tonnellate giornaliere di granuli asportati alle montagne.

Il moto ondoso e le correnti di marea diventano il veicolo di ridistribuzione delle sabbie dai delta alle coste laterali ad essi. Coste intese non solo come spiagge e battigie ma anche come fasce di mare basso parallele e prospicienti alle linee di riva, spesso estese per chilometri verso il mare aperto e... ricchissime di sabbie che rivestono i fondali.

Al contrario, se osservando i granuli sabbiosi riconoscessimo solo infinitesime schegge di gusci madreperlacei, abbondanza di frammenti calcarei sui quali non è difficile leggere la presenza di microscopiche ornamentazioni quali solchi o creste di indubbia origine organogena, oppure minuscole sferule oolitiche (queste ultime però si formano solo nelle calde acque dei mari intertropicali), ecco che saremmo in grado di dedurre che queste sabbie, diversamente dalle precedenti, non avrebbero potuto avere un'origine esterna al mare basso che abbiamo di fronte. Il mare (e la sua costa) in tal caso diventa al tempo stesso la

causa della loro presenza, il mezzo della loro distribuzione, operata sempre attraverso i moti ondosi e mareali, e il serbatoio del loro definitivo accumulo.

Riassumendo, si può affermare che, osservando di volta in volta il tipo di sabbia che si ferma tra le dita mentre siamo tranquillamente sdraiati sulla spiaggia o chinati sulla battigia, o ancora durante un tuffo in mare a raggiungere i fondali a parecchi metri di profondità, siamo in grado di definire il luogo d'origine di quei granuli.

O si sono formati per erosione di antiche rocce che affiorano esternamente al bacino marino che ora li ospita e in esso sono stati trasportati da torrenti e fiumi, oppure si sono generati in quello stesso mare che abbiamo di fronte o intorno a noi, con il concorso di milioni di organismi appartenenti a specie, generi, famiglie, classi, ordini e *phyla* differenti, ma che in comune hanno la caratteristica di fissare le sostanze minerali (in gran parte carbonato di calcio, ma potrebbe anche trattarsi di silice) disciolte nelle acque, formando gusci e impalcature che le onde e le correnti marine incessantemente rielaborano e ridistribuiscono dai fondali alla battigia, dalle coste alle spiagge emerse.

Non manca, infine, il caso in cui la soluzione sta nel mezzo. Sono le sabbie cosiddette "ibride", ossia formate da cristalli erosi e arrotondati assieme a schegge infinitesime di roccia (granuli terrigeni), mescolati a spoglie di organismi, spesso rappresentate da frammenti di gusci (granuli organogeni).

Nell'insieme esse suggeriscono una miscela di detriti erosi dalle montagne circostanti, portati al mare attraverso le acque fluviali, e lì mescolati con quelli generati direttamente nell'ambiente marino.



Fig. 64 - Lungo le nostre coste temperate le maree non possono produrre ooidi. Si limitano a trasportare avanti e indietro i granuli di sabbia creando piccoli solchi di riflusso mareale. Spiaggia di Viserba (RN).



SF1 - I depositi “questo sì, questo no!”

In questa sezione saranno presi in considerazione i depositi (*sedimenti* e *rocce*) cosiddetti **clastici**. Sono depositi formati grazie all'accumulo di elementi (particelle, granuli, ciottoli, frammenti, blocchi, massi) prodotti nella loro zona di origine e poi rimossi e abbandonati dopo spostamenti - di entità molto variabile - ad opera di acqua, ghiaccio, vento o, semplicemente, della sola forza di gravità.

Si tratta di trasferimenti che a volte possono restare confinati entro le poche decine o centinaia di metri, ma che molte altre volte (e sono la maggioranza) superano le centinaia e, in particolari contesti, le migliaia di chilometri.

Vi ricordo che definire un deposito come clastico significa descriverlo usando le sole dimensioni degli elementi che, in gran numero, lo compongono (v. Cap. “Il top della classificazione”, A12). In questo caso specifico, tra i vari modi di distinguere un deposito, è stato privilegiato il **criterio tessiturale** (v. Fig. 37), applicabile indipendentemente dalla genesi del sedimento o roccia che si intende “battezzare”. Del resto la stessa cosa si verifica se si impiega il criterio compositivo. Sono entrambi criteri che potrebbero essere definiti “trasversali” rispetto a quello genetico.

I depositi clastici sono dunque trasportati e accumulati grazie alla forza di gravità che agisce da sola o in concorso con l'acqua, liquida o solida. Al loro accumulo, in determinati contesti, contribuiscono anche le correnti marine - di varia natura e origine - e, naturalmente, il vento. In questo multiforme scenario è comunque l'acqua la protagonista assoluta, tanto dei trasporti quanto degli accumuli dei sedimenti clastici. Fiumi e mari, dunque.

I fiumi sono flussi d'acqua in perenne movimento. I mari sono masse liquide che, nei livelli

più superficiali, subiscono incessanti oscillazioni e spostamenti dovuti ai moti ondosi, alle correnti di marea, a quelle orientate lungo costa.

Nei fiumi la causa del movimento della massa d'acqua è la pendenza del corso, nei mari la ragione principale è data dai venti di tempesta, dalle maree e, subordinatamente, dalle differenze di temperatura e densità.

Nei flussi fluviali e in quelli di marea si sviluppano correnti capaci di muovere particelle, granuli e, limitatamente agli alvei dei fiumi, anche ciottoli. Invece, lungo la battigia delle basse coste sabbiose una serie di onde causa una trazione alterna, avanti e indietro in sensi opposti, dei granuli del fondale.

Le correnti hanno la capacità di selezionare i granuli dei fondali sulla base del relativo peso, forma e dimensione (“questo sì, questo no”). Sono correnti indicate come trattive in quanto come effetto - proporzionale alla loro energia - selezionano gli elementi, li smistano e li trasferiscono da un posto all'altro, accumulandoli in lamine o strati successivi che si adagiano ognuno sopra o davanti ai precedenti.

Diventa dunque di fondamentale importanza la presenza di un “veicolo” che si faccia carico delle particelle detritiche, trasportandole dal luogo di produzione a quello di accumulo.

Più concretamente il mezzo di trasporto può materializzarsi nell'acqua di un torrente o in quella di un fiume che scende dai rilievi montuosi verso il proprio livello base, quello del mare o di qualche lago intermedio che ne interrompe il corso. Oppure può concretizzarsi sulla cresta di una bocca vulcanica, in un trabocco di gas incandescente più denso dell'aria che, scivolando lungo il versante, trasporta con sé particelle microcristalline e vetrose. O ancora può essere una corrente di

marea che, pur con velocità ridotte, sposta periodicamente grandi masse d'acqua che drenano e trasferiscono da una parte all'altra dei bassi fondali sabbiosi enormi quantità di granuli e particelle fangose.

In altri casi ancora, il mezzo di trasporto può diventare semplicemente il vento che raccoglie le particelle sabbiose smistandole e organizzandole in campi di dune increspate in superficie.

In molti dei casi descritti si assiste allo sviluppo di una corrente, frequentemente rappresentata da acqua che scorre lungo un pendio, o anche da particolari miscele di gas di origine magmatica che si spostano a forti velocità verso le quote inferiori.

Il propellente del veicolo è rappresentato dalla differenza di quota tra la sua posizione iniziale e quella finale (energia potenziale) e la conseguente azione della forza di gravità che innesca il movimento. Negli altri casi (maree, vento) il meccanismo che determina il movimento di un fluido è qualco-

sa che non dipende dalle differenze di quota esistenti e, anzi, può anche agire in contropendenza.

Quando una corrente rallenta, sia essa rappresentata da un corso d'acqua, da un'effusione gassosa, da una marea o da una raffica di vento, perde velocità e con essa cala la capacità di trasporto. Cala soltanto. Diminuisce ma non si annulla istantaneamente.

Tra le miriadi di particelle trasportate, grandi e piccole, dense e leggere, saranno prima abbandonate quelle più grossolane, in quanto non più trascinabili, mentre quelle con dimensioni e/o peso inferiori proseguiranno fino al prossimo ulteriore calo di velocità.

Quanto descritto accade nei fiumi oppure nelle ampie zone di mare basso dominate dai flussi e riflussi di marea o

nei territori esposti alla forza dei venti dominanti; sempre comunque in luoghi dove si concentri un'elevata quantità di particelle detritiche da raccogliere, spostare, mescolare, trascinare, distribuire e organizzare in forme geometriche che nascono, si ingrandiscono, si fondono, migrano e modellano, dando per un momento l'impressione d'essere qualcosa che, al pari degli organismi della biosfera, sprigiona una concreta forza vitale che, silenziosamente, cerca affermazione.



Fig. 65 - Lungo le sponde degli alvei approfonditi dalle erosioni fluviali si può leggere la storia recente dei fiumi e delle loro pianure. Torrente Torre, all'altezza di Udine.

Fig. 66 - La piena del fiume si è ormai esaurita e le acque calanti stanno ora incidendo trasversalmente una delle barre fluviali ghiaiose da poco abbandonate. Il sottile livello di sabbia che ricopre il corpo ghiaioso della barra è l'effetto della diminuita velocità della corrente durante la fase finale della piena. Fiume Tagliamento, tra Pinzano e Spilimbergo (PN).

1a) I riempimenti dei canali fluviali

Un fiume rappresenta una complessa interazione tra i processi erosivi e deposizionali. Fasi di asporto e di accumulo di materiale sciolto si possono alternare nel tempo lungo lo stesso segmento fluviale; oppure, mentre il tratto più a monte può risultare in erosione, in quello più a valle può realizzarsi un accumulo. Si assisterà a fasi di scavo e di riempimento variamente alternate nel tempo e nello spazio. L'erosione produce in questi casi un canale (possono generarsi tanto micro-canalizzazioni di pochi decimetri di profondità, quanto canali incisi per decine e decine di metri ed estesi anche per chilometri) mentre la successiva deposizione di sedimenti sciolti, trasportati e poi abbandonati dalla corrente, forma un insieme di barre sabbiose o ghiaiose che si adagiano sulla superficie d'erosione.

Nel frattempo il canale non avrà cessato d'esistere ma semplicemente si sarà spostato progressivamente di lato, in zone dove fino a quel momento c'era stata solo la piana alluvionale. In quest'ultima gran parte dei depositi sono costituiti da sottili livelli di limo accumulati durante le piene che periodicamente, per brevi intervalli, la sommergono di acque torbide. La barra costituisce il tipico riempimento di un canale, sia esso fluviale sia esso sviluppato nelle piane di marea (canali tidali, scavati e riempiti dai flussi e riflussi mareali).

Morfologicamente un canale è un solco riconosciuto come una depressione erosiva creata da un flusso di corrente. Basta percorrere o anche solo attraversare l'alveo di un fiume al suo sbocco nell'alta pianura per percepirne la forma e comprenderne il significato. Sedimentologicamente, invece, risulta una depressione destinata col tempo a colmarsi attraverso il prevalente apporto di ghiaie e sabbie, organizzate per l'appunto in barre.



Fig. 67 - Micro-canale formatosi alla base di un'ampia superficie erosiva fluviale che si estende per molti km. La profondità del canaletto non supera i 15 cm. Potete notare la decisa erosione che ha inciso e asportato parte delle sottostanti lamine le quali, al momento dell'erosione, si presentavano ancora soffici e non cementate. Il riempimento del canale è formato da ghiaie quarzose in seguito trasformate in tenaci conglomerati. Permo-Carbonifero Pontebano, Gruppo di Pramollo, Monte Corona (Alpi Carniche, UD).

L'incisione erosiva e il suo riempimento costituiranno, all'interno della futura successione rocciosa che li conterrà, la registrazione fossile del passaggio di un corso fluviale.

A volte si tratta di piccoli canali che un affioramento roccioso di medie dimensioni può facilmente contenere e che quindi diventano di facile individuazione.

Altre volte, invece, e si tratta della maggior parte dei casi, quello che si percepisce è solo una piccola porzione della base di un solco erosivo che si può estendere trasversalmente anche per chilometri, come avviene nei canali riempiti da conglomerati quarzosi (Fig. 67) che, antichi di 280 milioni di anni, affiorano nell'ampio settore di Pramollo, a N di Pontebba (UD).

Naturalmente sulla superficie erosiva si appoggia la barra che ne costituisce il riempimento. O meglio una piccola parte di essa, dato che le sue reali dimensioni sono paragonabili a quelle del-

l'incisione che la contiene, raramente visibile, in affioramento, nella sua completa estensione.

Anche in questo caso la natura ci aiuta a comprendere i propri effetti. La base di una superficie erosiva prodotta da una corrente (il cosiddetto "flusso canalizzato"), per ampia e orizzontale che sia, finisce sempre per creare delle micro-erosioni con dimensioni spesso inferiori al metro di ampiezza e colmate da materiale ghiaioso o sabbioso. Queste piccole incisioni basali riescono a metterci sull'avviso, consigliandoci indirettamente di valutare con attenzione tutte le caratteristiche della complessiva superficie erosiva e dei soprastanti depositi.

I depositi che riempiono un canale mostrano inoltre una tendenza verticale ben precisa: presentano sempre una *gradazione diretta*; in altre parole le particelle più grossolane, ciottoli o granuli, si accumulano alla base dello strato, mentre verso l'alto si sedimentano quelle via via più fini.



Fig. 68 - Raro esempio, perfettamente conservato, di micro-canale sinuoso sviluppato alla base di un più ampio canale fluviale. Il riempimento è costituito da ghiaie, successivamente trasformate in conglomerati per progressiva cementazione. La barra graduata che funge da scala, appoggiata sul fondo del micro-canale, è lunga 15 cm. Miocene sup., lungo la strada Pinzano-Clauzetto (PN), località Pozzo del Signore.

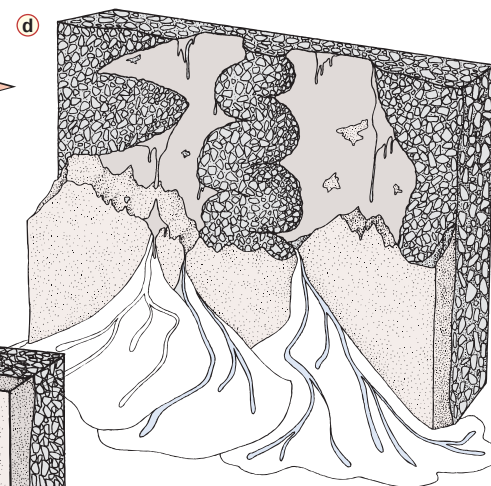
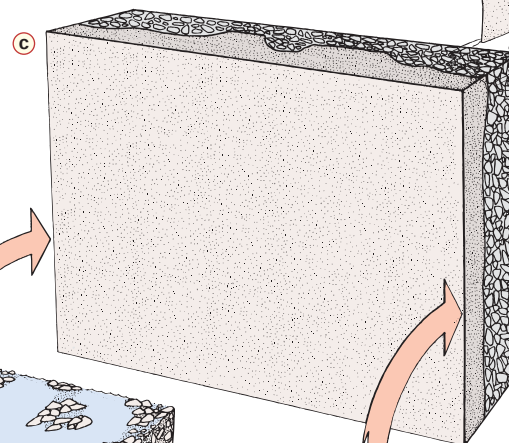
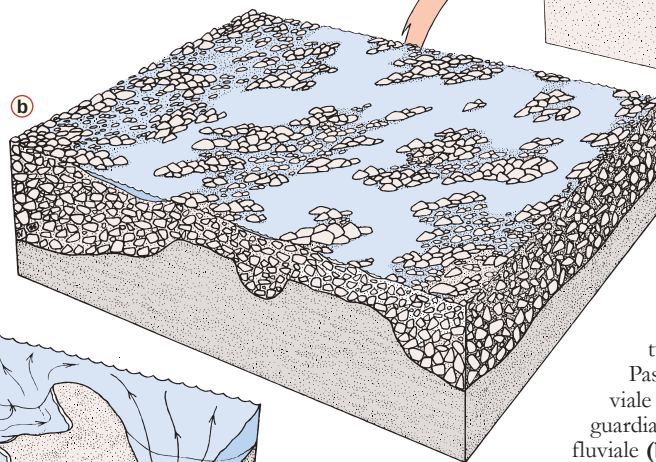
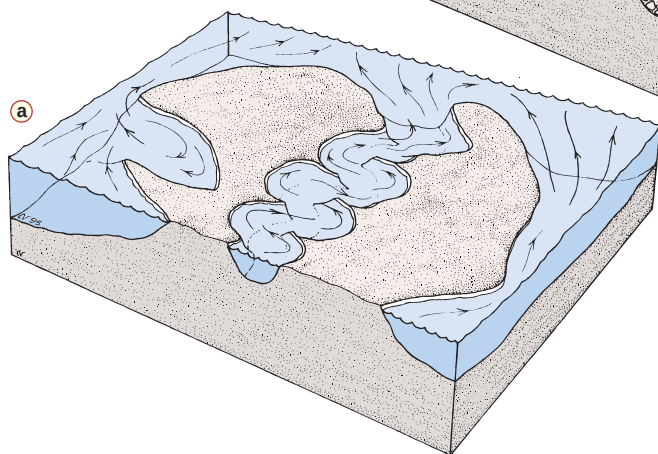


Fig. 69 - La sequenza dei disegni (a-d) illustra lo sviluppo del micro-canale sinuoso di Fig. 68. Il risultato oggi è osservabile... da sotto, dato che i sedimenti, una volta formati, sono stati inclinati dalle compressioni crostali per poi essere consegnati all'erosione recente che ha completato l'opera asportando le sabbie poco o niente cementate e risparmiando invece il tenace conglomerato che ha riempito il micro-canale.

Proviamo a ricostruire l'intera sequenza di eventi. Siamo in un ambiente fluviale: tutto ha inizio con la deposizione di uno strato di sabbia spesso alcuni decimetri. Passa qualche giorno e lo strato di sabbia è inciso dall'arrivo di una lenta corrente fluviale (a) che avanza con una serie di piccoli flussi indipendenti. Sono la probabile avanguardia di un più consistente flusso di piena che da lì a poco riempirà l'alveo. Ecco la piena fluviale (b) che porta con sé un carico di ghiaie che distribuisce sul fondo. Al suo calo scorriamo l'alveo riempito di ghiaie. Hanno rivestito tutto, sia la grande incisione fluviale (della quale non vediamo i limiti laterali), sia i piccoli canalini scavati alla base del grande solco. Con il trascorrere dei milioni di anni sopra questo deposito si accumulano parecchie centinaia di metri di altri depositi, sia fluviali sia deltizi. Le ghiaie intanto hanno subito una cementazione, trasformandosi in conglomerati; le sabbie invece restano ancora sciolte, incoerenti. Molto tempo dopo le compressioni crostali alpine in questa zona sollevano, piegando e rendendo verticali, tutti gli strati della successione (c). Sulla successione sollevata e ormai verticale agisce l'erosione recente. Gli strati sabbiosi poco cementati saranno asportati con facilità, mentre i conglomerati, più resistenti, resteranno in rilievo (d). Questo processo di erosione selettiva oggi ci consente di osservare l'antico micro-canale sinuoso che, grazie proprio alla resistenza del conglomerato, affiora come una sorta di budino appena tolto dallo stampo. Successione miocenica, Manazzons (PN), Prealpi Carniche.

1b) Le pianure, figlie dei fiumi

Il flusso trattivo che più ci è diventato familiare è certamente quello fluviale. È la corrente che più direttamente è possibile osservare e della quale facilmente percepiamo l'energia attraverso le masse di sedimento che è in grado di muovere e trasferire su distanze enormi. Un fiume è, per sua stessa natura, un'entità fisica molto mobile e dinamica.

Attraverso l'attività di un corso d'acqua si realizzano processi quali l'erosione e il deposito che condizionano e impostano l'evoluzione ambientale di ampi territori emersi. Il sistema fluviale, comprensivo sia del corso vero e proprio sia delle zone alluvionali ad esso collegate, si presenta vario e complesso.

Le alterazioni del percorso e del regime idraulico, alle quali può risultare soggetto qualsiasi corso d'acqua con ruolo di principale collettore di un'ampia area di drenaggio, sono regolate da una serie di cause riconducibili ai caratteri geologici del bacino stesso, nonché al clima e all'intervento dell'uomo sul territorio.

I mutamenti climatici realizzatisi durante il Quaternario - ultimi due milioni di anni circa - hanno avuto un ruolo di primaria importanza sull'assetto dell'attuale reticolo idrografico montano, alpino in generale e friulano-carnico in particolare.

Un aspetto che governa l'assetto di un corso d'acqua e ne favorisce i mutamenti e le diversioni dell'alveo è l'intrinseca capacità erosiva e di trasporto. Essa risulta dipendente dalla quantità e distribuzione delle precipitazioni meteoriche, dal tipo di rocce affioranti nel bacino imbrifero, dalla permeabilità del materasso alluvionale in cui scorre il corso, dalle dimensioni dell'alveo stesso e dalle pendenze dei territori attraversati.

Generalmente un fiume non regimato alle nostre latitudini è caratterizzato da:

Fig. 70 - Tracciato del Fiume Tagliamento che all'uscita dal percorso vallivo, appena a valle di Osoppo e Ragnogna, sbocca nell'alta pianura assumendo il caratteristico assetto a canali intrecciati (braided). Nella bassa pianura, tra Latisana e Lignano, è evidente la configurazione meandriforme. La linea tratteggiata delimita la massima estensione meridionale dei depositi, prevalentemente ghiaiosi, dell'alta pianura. Nel tratto appena a valle di Codroipo, in corrispondenza di tale limite si sviluppa, diffuso e spettacolare, il fenomeno delle risorgive. Polle d'acqua purissima che scaturisce copiosa dal poroso sottosuolo alluvionale.

Forni di Sopra

Tolmezzo

F. Fella

Pontebba

F. Tagliamento

Osoppo

Ragnogna

Codroipo

Latisana

Lignano

- 1) forti capacità erosive nel tratto iniziale, ubicato solitamente tra le valli montane dotate di elevati *gradienti morfologici* (pendenze sensibili);
- 2) prevalente trasporto nel segmento intermedio, esteso fino alla zona di sbocco nella pianura;
- 3) abbandono del carico grossolano (ghiaie) nell'alta pianura alluvionale a causa del calo di velocità accusato dalla corrente che scorre su aree a pendenza via via minore e su precedenti alluvioni grossolane altamente permeabili;
- 4) deposizione dei costituenti intermedi e fini (sabbie e limi) nella bassa pianura, in cui il gradiente decresce ulteriormente, e nelle aree di foce dove, se le condizioni lo consentono (assenza di forti escursioni di marea, limitato moto ondoso, consistente apporto solido), si sviluppa un apparato deltizio.

In un tale quadro si comprende come l'evoluzione di un corso d'acqua dipenda da variabili locali ad effetto immediato (da pochi giorni a qualche decina o centinaia di anni) e sia soggetto a radicali trasformazioni attraverso i mutamenti climatici globali e l'evoluzione crostale (movimenti reciproci delle placche e relative interazioni). Questi ultimi richiedono tempi di affermazione molto più dilatati, dalle migliaia al milione di anni.

Accanto a questi parametri nell'ultimo secolo se ne è aggiunto un altro di primaria importanza: l'intervento antropico, i cui riflessi a breve e medio termine non vanno sottovalutati.

Le azioni antropiche sul territorio possono essere classificate come:

- a) *conservative*: tutela ambientale e utilizzo regolamentato delle risorse naturali;
- b) *distruttive*: sfruttamento improprio delle risorse naturali.

Nel primo gruppo sono compresi gli interventi che si propongono di regimare erosioni e deflussi dei corsi d'acqua. Ne fanno parte dunque sia briglie che muri spondali, atti a limitare la caratteristica propensione al dissesto diffusa nei tratti montani a ripida pendenza; argini e pennelli deviatori, concentrati nelle piane alluvionali e predisposti in modo da evitare esondazioni; dighe e sbarramenti di trattenuta, posizionati solitamente nel tratto medio-alto dei corsi e a cui competono caratteri conservativi (salvo rari casi, v. Cap. "La frana del Vajont", SF-2d). Appare chiaro che le opere elencate tendono nel complesso a pro-

teggere l'attuale assetto e sviluppo del reticolo idrografico, tentando di bloccare una naturale evoluzione che non si fa scrupolo di cancellare intere aree abitate con inondazioni, cambiamenti di tragitto dei corsi d'acqua, cedimenti di interi versanti.



Fig. 71 - Il corso del Fiume Tagliamento visto da Monte Prat (Forgaria nel Friuli, UD). È interessante notare il caratteristico corso a canali intrecciati (braided) che interseca e seziona le barre ghiaiose longitudinali. Nella porzione inferiore della foto è ben visibile una barra ghiaiosa colonizzata e resa stabile, per il momento, dalla vegetazione. In questo tratto il Tagliamento scorre lungo le alluvioni ghiaiose grossolane del Campo di Osoppo, piatto settore racchiuso tra il limite esterno dei rilievi prealpini e le cerchia dell'anfiteatro morenico tilaventino.

Al secondo gruppo sono invece essenzialmente collegate le estrazioni di materiali inerti dalle sponde o dagli alvei dei corsi stessi. Tali pratiche di indiscriminato prelievo in un passato molto prossimo hanno condizionato l'approfondimento del profilo di numerosi corsi con innesco, nelle zone a monte, di poderose *erosioni regressive* e conseguenti improvvisi dissesti. Volendo trattare l'argomento proponendo degli esempi concreti non si può non fare riferimento al Fiume Tagliamento. Anzi, questo particolare corso d'acqua che in quasi duecento chilometri esibisce una serie di caratteri molto didattici e perciò facilmente comprensibili, diventa l'occasione per una trattazione di maggior respiro, seppure decisamente sintetica.

Il corso del Fiume Tagliamento, dalle sorgenti, ubicate al Passo della Mauria presso Forni di Sopra in provincia di Udine, alla foce, situata tra Lignano Sabbiadoro e Bibione, segue una precisa traccia impostata ora tra i profondi solchi vallivi carnici ora tra gli imponenti argini artificiali costruiti lungo la pianura friulana. Un percorso

quindi in parte naturale e in parte obbligato per un fiume le cui portate, stagionalmente soggette ad ampie escursioni, costituiscono la sua peculiare e pericolosa caratteristica.

Attualmente il percorso seguito dal Fiume Tagliamento appare fisso e non soggetto a mutamenti. Al contrario, quanto noi osserviamo, è solo un istante, una breve tappa, della sovente imprevedibile evoluzione di un corso d'acqua. Evoluzione che, in accordo con le numerose variabili che la regolano, può esprimersi sia con cambiamenti improvvisi sia attraverso lente e costanti modifiche.

Il Fiume Tagliamento dunque rappresenta, nella molteplicità e varietà dei suoi caratteri, un esempio di corso fluviale tipico delle medie latitudini. Esso concentra nei suoi 177 km, in maniera perfetta e ricca di meravigliosi esempi, una serie di tratti caratterizzati di volta in volta da significative variazioni morfologiche e sedimentarie. Si possono così riconoscere, dalla sorgente alla foce, la zona del bacino montano con l'ampia e articolata rete idrica tributaria, l'esteso tratto a canali intrecciati capa-

ci di divagare attraverso il largo alveo che solca l'alta pianura, il caratteristico andamento meandriforme che, al passaggio tra l'alta e la bassa pianura, si sostituisce ai precedenti canali intrecciati e perdura poi fino alla foce nell'Adriatico, dove prende forma un delta arcuato modellato dall'azione delle onde e delle correnti marine. Nell'alto e medio corso del Tagliamento, accanto ai caratteri tipicamente fluviali, si possono individuare, sviluppate lungo il tragitto stesso, le evidenze di una antica attività del fiume che in passato scorreva per certi tratti in valli ora abbandonate. Oltretutto i caratteristici depositi e le morfologie fluviali della parte montana e pedemontana del corso si sovrappongono e intercalano a quell'insieme di forme e accumuli glaciali che ancora oggi modellano vistosamente gran parte del territorio nord-orientale (v. Cap. "I depositi dei ghiacciai", SF-2e).

La Stretta di Pinzano coincide con il reale sbocco del Fiume Tagliamento nella pianura friulana (Fig. 72). Il suo letto di piena si allarga notevolmente raggiungendo di norma i due chilometri e superando i tre in caso di precipitazioni eccezionali ma non rare. Il corso scorre tra le proprie alluvioni grossolane e durante il regime di magra perde gran parte della portata idrica superficiale che è in parte utilizzata a fini irrigui e industriali e in parte è assorbita dal poroso e consistente materasso alluvionale. Quest'ultima porzione di acque sotterranee fluisce lentamente tra le ghiaie dell'alta pianura alimentando una cospicua falda freatica.

Questo primo e più settentrionale tratto di pianura che si estende a ventaglio verso la Bassa Friulana, ai due lati del Fiume Tagliamento, risulta formato dalla fusione di vari apporti detritici in gran parte contemporanei all'edificazione dell'anfiteatro morenico prima citato. Responsabili di tali apporti sono da considerarsi i torrenti che, uscen-

do dalla grande *lingua glaciale tilaventina*, trascinavano verso la pianura enormi quantità di alluvioni.

Il tratto di corso da Pinzano a Latisana (o più precisamente al meno noto Canussio) è caratterizzato da una configurazione a **canali intrecciati**. Con questo termine si indica la tipica organizzazione che assume il corso di un fiume quando il proprio alveo di magra si frammenta in una fitta serie di canali che confluiscono uno nell'altro.

Col passare del tempo si spostano incidendo e rimodellando i depositi fluviali, dando origine in tal modo a un reticolo di deflusso in continua evoluzione (Fig. 73).

Gli attuali argini, artificiali e naturali, che regolano tra l'altro l'ampiezza massima delle possibili divagazioni laterali del corso, riducono praticamente al minimo le possibilità di ulteriori alimentazioni alluvionali dell'alta pianura. Le migrazioni verso W del corso del Fiume Tagliamento, che hanno contribuito in passato alla distribuzione delle alluvioni nella pianura friulana, sono ormai bloccate dagli argini e l'unico spostamento possibile degli apporti solidi è in senso meridiano, lungo il corso stesso.

I fiumi a canali intrecciati si sviluppano nelle aree di alta pianura, in posizione intermedia tra la fascia pedemontana a gradiente più elevato e quella di bassa pianura, tendenzialmente piatta e ospitante in genere dei canali a elevata sinuosità (meandriciformi). I reticoli prodotti dai canali intrecciati si formano in fiumi con portate variabili nel tempo e lungo percorsi di deflusso con pendenze di qualche grado.

Durante la fase di piena la corrente, che trascina una gran quantità di materiale sul fondo e in sospensione, può perdere localmente *competenza* (la capacità di trasporto di una corrente, funzione della sua velocità) abbandonando lungo l'alveo parte del carico più grossolano, che si organizza in **barre**. Queste ultime hanno dimensioni molto variabili che dipendono da numerosi fattori. Le barre maggiori, generate durante le piene eccezionali, con periodo di ritorno dell'ordine dei 40-50 anni, possono con il tempo essere stabilizzate

dalla vegetazione. Durante la fase di magra le correnti di norma aggirano le barre più rilevate dando origine a isole fluviali delimitate da una serie di canali che si approfondiscono assumendo la caratteristica configurazione intrecciata. Nella letteratura specifica un corso fluviale di questo tipo è definito con il termine inglese *braided*, di significato equivalente.

È interessante osservare l'anatomia delle barre fluviali, in special modo di quelle ghiaiose, andandole a cercare lungo gli alvei dei fiumi e dei torrenti. Oltre alla forma esterna, assimilabile a quella di una lente concavo-convessa a deboli curvature, è spesso possibile trovare esempi di barre successivamente scavate dalle acque. Inoltre, non di rado, le fasi erosive di riequilibrio che hanno propiziato l'infossamento degli alvei nelle loro stesse alluvioni (il processo della "cannibalizzazione" fluviale!) hanno favorito, come diretta conseguenza, l'esposizione di magnifiche sezioni di barre. In esse è



Fig. 72 - Il Fiume Tagliamento esce dalle Prealpi friulane superando la Stretta di Pinzano (PN), sulla destra. I canali intrecciati continueranno a caratterizzare il suo corso nei successivi 36 km.

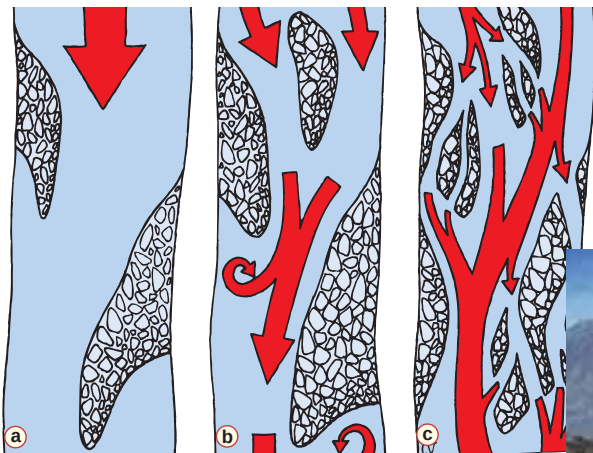


Fig. 73 (sopra) - Caratteri di un corso a canali intrecciati. **a)** La piena fluviale raggiunge l'acme; sul fondo dell'alveo le ghiaie formano accumuli mobili (barre) che si spostano con rapidità. **b)** La piena comincia a calare; la velocità dell'acqua diminuisce, il processo di abbandono dei materiali più grossolani (ghiaie) prosegue e le barre cominciano a stabilizzarsi. **c)** Il livello dell'acqua si abbassa ancora e il fiume si avvia a riprendere il proprio regime di magra; le barre sono destinate a emergere mentre l'acqua forma rivoli che le incidono trasversalmente (cfr. Figg. 65 e 74).

possibile riconoscere il modo in cui, durante la fase calante della piena, si aggregano i sedimenti.

Alla base del deposito, al di sopra della superficie erosiva di fondo canale, si ammassa un primo livello di ciottoli più grossolani: i primi ad essere abbandonati nei punti in cui il flusso d'acqua rallenta maggiormente per qualche causa interna (piccoli vortici, attriti sul fondo, ...). Sopra ad essi vengono ad accumularsi ciottoli e sabbie con elementi dalle dimensioni che si riducono verso l'alto: segno che al progressivo calo di intensità della piena corrisponde un contemporaneo abbandono sul fondo di materiale sciolto non più trasportabile.

In qualche caso è possibile notare, nella porzione inferiore delle barre ghiaiose, una disposizione dei ciottoli in livelli inclinati (circa 30°) nel senso del trasporto della corrente. Di norma comunque

Fig. 74 (sotto) - L'alveo del Fiume Tagliamento nel tratto fra Osoppo e Venzone (UD). Sullo sfondo il Monte Plauris. È ben visibile una barra longitudinale ghiaiosa con la superficie superiore leggermente convessa. È intagliata lungo due lati da altrettanti canali formatisi nella fase di piena calante e che si sono approfonditi durante la magra fluviale. Quando in origine, durante l'ultima piena fluviale, la barra ghiaiosa si è generata, la sua superficie risultava ancora completamente sommersa.



prevale una mancanza di organizzazione interna, se si esclude la generale tendenza alla diminuzione della granulometria verso l'alto. In effetti le barre fluviali prevalentemente ghiaiose sono un tipico deposito di abbandono sul fondo dei materiali trasportati. Quando il carico sabbioso diventa predominante su quello ciottoloso si sviluppano invece complicati treni di dune che durante lo stesso evento di piena si possono incidere e ricoprire a vicenda dando forma a barre che internamente risultano stratificate con geometrie a volte molto complesse.

Anche in simili casi, come in tutti gli esempi di barre che ricoprono in parte o totalmente il fondo del canale nel quale prendono forma, i depositi si appoggiano sopra una superficie di base nettamente erosiva. Le barre fluviali di "abbandono", quelle

Fig. 75 - Fronte di cava per inerti aperto negli anni '80 nel Torrente Torre, alla periferia E di Udine (località Laipacco). Si osserva in dettaglio l'anatomia di una barra ghiaioso-sabbiosa depositata in tempi storici (da parecchi secoli a qualche migliaio di anni fa). Due sono le cose da notare: 1) il calo verso l'alto della dimensione delle particelle (in questo caso ciottoli e granuli), abbandonate man mano che la piena calava e con essa la velocità delle acque e la capacità di trasporto (competenza); 2) le geometrie di questi sedimenti, che si accumulavano assumendo un'inclinazione di riposo (come le ghiaie e sabbie scaricate da un camion!). L'inclinazione delle porzioni ghiaiose (verso sinistra) rivela il verso della originaria corrente fluviale. Non è invece visibile la superficie erosiva di base del canale fluviale.



tendenzialmente ghiaiose, sono dette *longitudinali* dato il loro prevalente sviluppo, con forme strette e allungate, nel senso del flusso della corrente. Tra le barre fluviali quelle pressoché completamente sabbiose sono definite *trasversali* per la loro capacità di spostarsi obliquamente rispetto all'asse principale del canale che le ospita.

Entrambi i tipi, *longitudinale* e *trasversale*, sono comunque riferibili a corsi caratterizzati da bassa sinuosità. Spostandosi verso le fasce di pianura più distale, verso le zone prossime al mare (il livello di base dei fiumi), diminuisce la pendenza del territo-

rio, i corsi d'acqua diventano sinuosi e le sabbie sono ormai quasi l'unico tipo di materiale trasportabile assieme ai limi. Con le mutate caratteristiche del corso le sabbie si organizzano in un tipo di barra completamente diverso dai due precedentemente citati. E questo per un geologo è un bene dato che sulla base dei diversi tipi di barre fluviali può riconoscere, all'interno delle antiche successioni rocciose di ambiente alluvionale, il tipo di pianura e di corsi d'acqua che nel passato solcavano un dato territorio. Se nel precedente tratto (Pinzano-Latisana) avevamo potuto osservare un generale impoverimento idrico del Tagliamento, dovuto alla elevata porosità delle alluvioni sulle quali scorre con evidente carattere di fiume a canali intrecciati (*braided*) e con depositi prevalentemente ghiaiosi (barre longitudinali), ora siamo testimoni della tendenza opposta.

Tra Codroipo e Latisana si incontra la fascia delle cosiddette risorgive, fenomeno naturale tra i più interessanti e spettacolari della Bassa Friulana (ma si estende anche in Veneto e Lombardia) sia per il



Fig. 76 - Forme di questi depositi ghiaiosi sono *forme positive*, ossia dovute ad accumulo. Al calare della piena, alcune settimane prima, queste barre subacquee si sono bloccate nella posizione che avevano raggiunto, "fossilizzandosi".

significato idrologico sia per il particolare ecosistema (vegetazione e fauna) indotto dalla presenza di improvvisi elevati apporti idrici privi di trasporto solido.

La **fascia delle risorgive**, estesa sia in destra che in sinistra Tagliamento, ha il suo limite superiore lungo l'ideale congiungente Pordenone-Codroipo-Palmanova, e tra Codroipo e Palmanova risulta sviluppata l'area di maggiore e più tipico interesse (Fig. 78b).

Geneticamente il fenomeno delle risorgive è collegato ad una salienza della falda freatica che, incontrando il piano campagna, emerge dando luogo ad infrigidimento di vaste aree e a cospicue venute d'acqua concentrate in polle sorgive. La spiegazione di un tale fenomeno va ricercata nella distribuzione e nelle dimensioni dei sedimenti alluvionali della pianura.

Osservando l'andamento della cosiddetta linea delle risorgive si nota una corrispondenza tra questa e il limite meridionale degli ampi conoidi alluvionali che formano l'alta pianura. Mentre quest'ultima è costituita da terreni ghiaiosi a granulometria decrescente verso S, nella bassa pianura predominano i depositi sabbiosi e limosi. Questo è in accordo con la capacità di trasporto solido (dimensioni massime dei detriti trasportati) di un corso d'acqua;



Fig. 77 - Andamento del medio e basso corso del Fiume Tagliamento desunto da fonti storiche relative agli ultimi 150 anni. La sequenza dei vari percorsi, sovrapposti per rendere più evidenti le modificazioni, si basa su varie documentazioni.

a) Seconda metà del 1800: andamento del confine tra Friuli e Veneto, considerando che venne scelto il corso del basso Tagliamento come limite amministrativo e che, una volta fissato, non fu più alterato nonostante il fiume, col passare degli anni, continuasse a modificare il proprio percorso (croccette).

b) 1904: mappa scala 1:75.000 (pallini);

c) 1951: mappa scala 1:50.000, edita nel 1969 ma compilata da cartografie del 1951 (linea tratteggiata);

d) 1968: mappa scala 1:50.000, edita nel 1971 ma basata su cartografie del 1968 (trattini con barbette);

e) 1983: foto da satellite Landsat (linea continua).

Se confrontate il tracciato del 1983 tra Canussio e Latisana con la situazione attuale (su *Google Earth*) scoprirete ulteriori variazioni, ma solo nel tratto alto.

capacità che decresce allontanandosi dalla sorgente verso la foce secondo il proporzionale calo di pendenza del territorio. Ecco quindi che la *linea delle risorgive* (ma meglio sarebbe chiamarla fascia, seppure ristretta) coincide con il limite, sfumato e mai netto, tra le ghiaie e le sabbie, tra l'alta e la bassa pianura.

Mentre per tutta la fascia pedemorenica, compresa tra Pinzano e Codroipo (Canussio) ed estesa in destra e sinistra Tagliamento, il materasso alluvionale è costituito in prevalenza da ciottolame sciolto e si comporta come una spugna assorbendo le acque superficiali, nel settore compreso tra Codroipo

e Latisana, dove le ghiaie cedono il posto alle sabbie, i pori presenti in queste ultime sono insufficienti a contenere l'afflusso idrico, lento ma abbondante, che proviene dall'interno dei depositi ghiaiosi della pianura.

L'acqua percolante in profondità tra ciottolo e ciottolo, tra granulo e granulo, tende allora a emergere non potendo, per le ragioni ora osservate, proseguire nel suo percorso sotterraneo. Di conseguenza si origina una diffusa e capillare rete idrica superficiale, distribuita lungo tutta la bassa pianura.

Anche il Tagliamento, tra Codroipo e Latisana, si arricchisce progressivamente di acque. Il suo corso inoltre passa gradualmente da intrecciato (*braided*) a meandriforme in concomitanza della diminuzione di pendenza del territorio.

Il modello di **corso fluviale meandriforme** si ritrova nelle aree inferiori delle pianure alluvionali e nelle piane costiere e deltizie, e il Fiume Tagliamento, nel suo tratto terminale, ben lo rappresenta. Un fiume meandriforme è caratterizzato da ampie divagazioni del corso che presenta sinuosità accentuate. I meandri (Fig. 79) sono forme mobili lungo le cui sponde esterne e interne si realizza rispettivamente un continuo processo di erosione e di accumulo. Processo che comporta relativamente rapidi e progressivi spostamenti del corso, con esasperazione della sinuosità capace di portare al taglio e conseguente abbandono del meandro stesso, che finisce per essere escluso dal nuovo tragitto della corrente.

Anche il Tagliamento non si sottrae ad una tale evoluzione e la Fig. 77 sottolinea le variazioni del basso corso verificatesi dalla fine del XIX secolo ai giorni nostri.

Può essere didattico e chiarificante osservare un meandro... in azione: è sempre il Fiume Tagliamento ad offrirci questa opportunità e lo fa in cor-



Fig. 78 - La linea delle risorgive è tracciabile in modo pressoché continuo lungo tutta la pianura padana settentrionale e veneto-friulana (a). Nella pianura friulana (b) è sintomatico il brusco aumento dell'idrografia superficiale in corrispondenza del limite tra alta e bassa pianura. Si tratta di acque che nell'alta pianura circolano (con molta lentezza) sotto la superficie, tra i pori delle abbondanti ghiaie, e poi vengono a giorno appena intercettano i limi e le sabbie della bassa pianura, dove la porosità si fa decisamente scarsa.

rispondenza del punto in cui viene attraversato dall'autostrada A4 Torino-Trieste, nei pressi di Latisana. Le migliori osservazioni si compiono proprio transitando sul ponte lungo la corsia che porta verso Mestre. Non è necessario fermarsi (mancano tra l'altro le corsie di emergenza) ma solo rallentare: è sufficiente per potere osservare, verso N, una perfetta ansa di meandro la cui riva esterna, in progressiva erosione per la forza centrifuga impressa al flusso d'acqua, interseca un boschetto. Gli alberi sono abbattuti con pervicacia dal lento migrare della sponda verso l'esterno (Fig. 83). Quest'ultima è alta poco più di un metro dal pelo dell'acqua in regime di morbida e magra ed è incisa in sabbie e limi che sono stati asportati con impressionante regolarità.

Anno dopo anno, transitando lungo il medesimo punto, è stato possibile seguire l'evoluzione del meandro che ha comportato il suo progressivo spostamento verso l'esterno. L'ho tenuto sotto stretta e costante osservazione per trent'anni ed è stato come osservare un film al rallentatore (Fig. 82). Fotogramma dopo fotogramma la sua complessiva migrazione è stata di circa 40 m. Più di mezzo metro all'anno!

Nelle anse dei meandri l'erosione permane attiva anche durante il normale regime di morbida e di magra. Non si dimentichi che le fasce di pianura caratterizzate da fiumi meandriformi hanno portate elevate, seppure più ridotte, anche durante i periodi secchi, a differenza di quanto si verifica nelle alte pianure, normalmente dominate da alluvioni grossolane con elevata porosità in grado di assorbire gran parte delle portate liquide.

I sedimenti sabbiosi e limosi erosi dalla sponda concava di un meandro si depositano nelle sponde convesse dei meandri successivi. Come si amplia l'erosione, così si espande la fascia di deposito. Così finisce per migrare l'intero corso fluviale mantenendo invariata la distanza tra le rive. Mentre la sponda in erosione è verticale, quella opposta presenta una bassa inclinazione (10° - 15°) che si sviluppa pressoché completamente sott'acqua. Questo consente un progressi-

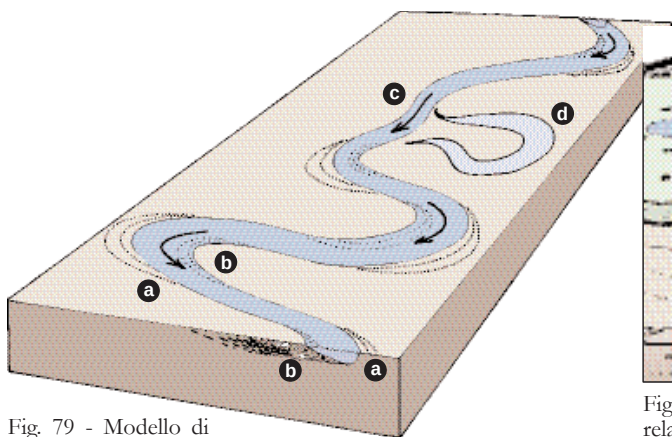


Fig. 79 - Modello di corso meandriforme che evidenzia le zone di erosione (a) e di deposizione (b) attive nelle anse dei singoli meandri. Nelle rive concave si produce erosione, mentre in quelle convesse deposizione. Erosioni esasperate e prolungate comportano un progressivo avvicinamento delle curve fluviali che finiscono per fondersi (c) e “raddrizzare” momentaneamente il corso del fiume. In tal modo interi tratti di alveo (d) sono esclusi dal flusso della corrente e, per questo motivo, sono chiamati “meandri abbandonati”.

vo accumulo di particelle spinte e abbandonate dalla corrente sul piano inclinato della curva interna del meandro.

Col tempo una serie di strati a bassa inclinazione si affiancano uno all'altro, appoggiandosi alla superficie erosiva sul fondo del canale. Il risultato è un corpo prismatico tabulare con stratificazione interna inclinata appoggiata, come in ogni canale che si rispetti, sopra una superficie erosiva. È la barra di meandro (*point bar*), spesso ancora perfettamente riconoscibile nelle antiche successioni rocciose accumulate lungo pianure ormai “estinte” da centinaia di milioni di anni.

Il Fiume Tagliamento, sfociando nel Mare Adriatico settentrionale dopo un percorso di 177 km, dà origine ad un caratteristico delta arcuato simmetrico, le cui ali laterali sono dovute alla dispersione dei sedimenti operata dal moto ondoso marino e dalle correnti lungo costa.

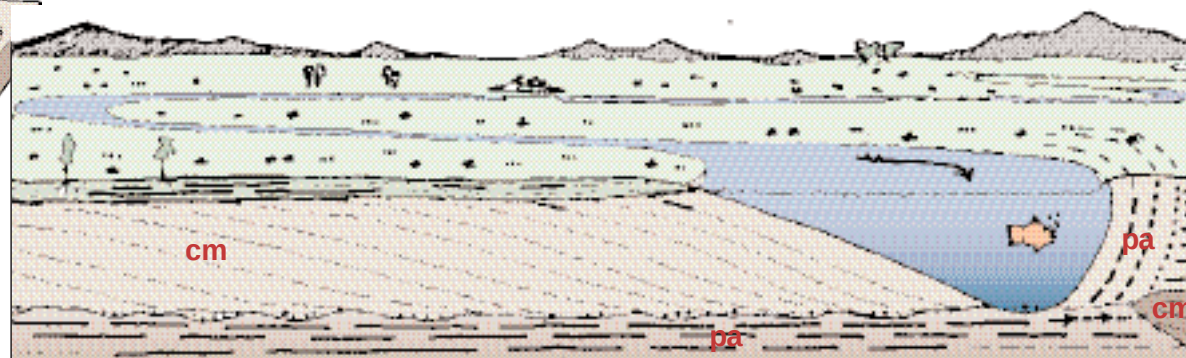


Fig. 80 - Sezionaliamo idealmente, con un taglio verticale, una pianura solcata da un fiume a meandri. Otterremo uno spaccato dei relativi depositi capace di evidenziare alcune caratteristiche strutturali, prima fra queste la peculiare stratificazione obliqua (intorno ai 10° - 15°). **cm** sedimenti di canale a meandri formati da prevalenti sabbie a stratificazione obliqua; si appoggiano a una superficie erosiva di fondo canale. **pa** sedimenti di pianura alluvionale; sono sottili strati fangosi a stratificazione orizzontale depositati in sottili livelli accumulati durante le esondazioni fluviali.

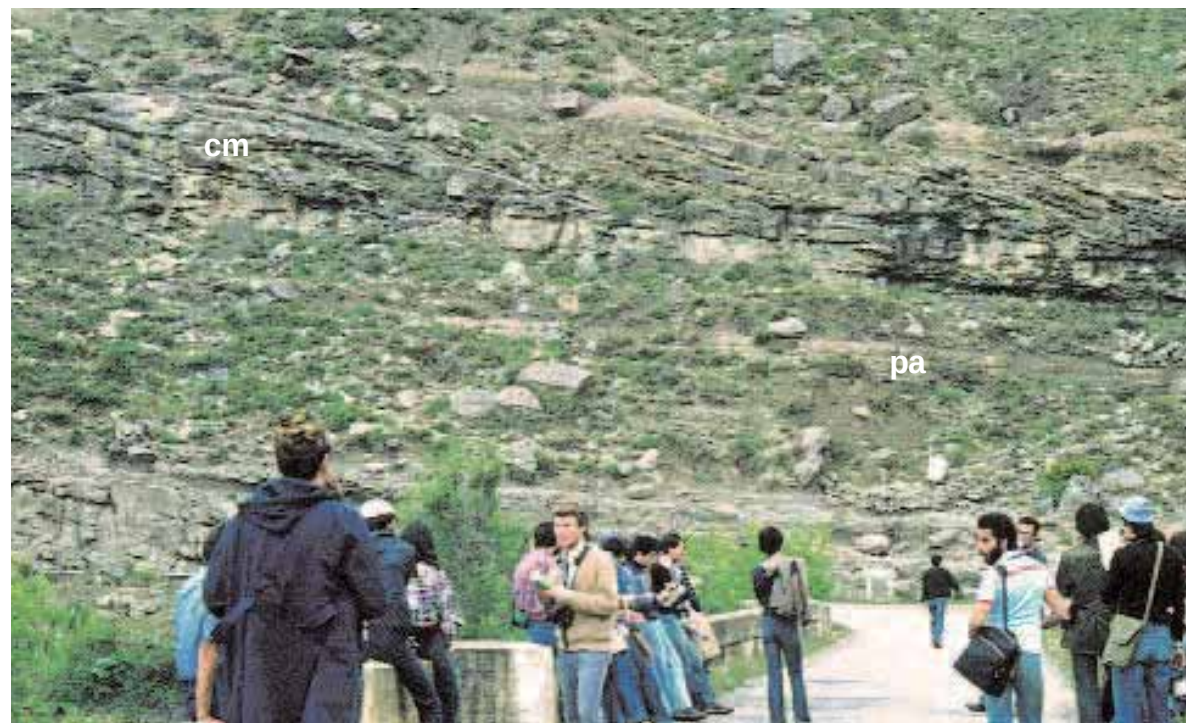


Fig. 81 - Quanto idealmente rappresentato nel disegno precedente trova corrispondenza nella realtà geologica di questo spaccato naturale fotografato nei Pirenei spagnoli, nei pressi di Andorra. L'antica pianura alluvionale (**pa**) solcata da canali a meandri (**cm**) si è formata circa 10 milioni di anni or sono.



Fig. 82 - L'immagine satellitare (da *Google Earth*) sottolinea l'attuale posizione del doppio meandro del Fiume Tagliamento, attraversato dall'Autostrada A4 Torino-Trieste. In tratteggio è segnata la posizione dell'alveo riferita a una trentina di anni fa. Lo spostamento del meandro settentrionale (zona alta della figura) corrisponde a circa 40 metri. Oggi, come si può osservare in Fig. (84), la migrazione del meandro è stata bloccata da una barriera di massi incastrati a secco. La struttura è in grado di proteggere l'ansa sabbiosa evitando ulteriori scalzamenti.



Fig. 83 - Il Fiume Tagliamento ripreso dal ponte sull'autostrada A4 Torino-Trieste (corsia verso Venezia Mestre), nei pressi del casello di Latisana. La fotografia risale al 1994 e documenta la posizione del meandro settentrionale (cfr. Figg. 82 e 84), arretrata di oltre 15 metri rispetto all'attuale alveo.



Fig. 84 - La fotografia è stata scattata nel 2007. Il meandro è ancora il medesimo (cfr. Fig. 83) ma la curvatura dell'ansa si è ulteriormente spinta verso l'esterno. Il piccolo bosco spontaneo sulla sinistra è quanto resta di una vegetazione che, progressivamente, anno dopo anno, è stata vista cedere e sparire trascinata via dalla corrente.

1c) Le increspature di sabbia e le dune

Con particolari velocità della corrente e dell'altezza e periodo delle onde rispetto alla profondità dei fondali, si creano delle turbolenze che generano piccole increspature di sabbia denominate, con termine inglese, **ripple** (pronuncia *rippol*).

Sono minuscoli rilievi alti poco più di un centimetro che con l'aumento della velocità della corrente o delle onde possono raggrupparsi dando origine a piccole dune. A loro volta queste si uniscono in insiemi che danno luogo a estese barre sabbiose subacquee.

Lo stesso fenomeno si verifica quando all'acqua sostituiamo una massa d'aria in movimento. Basti pensare alle dune del deserto, sabbie accumulate e spostate dalla spinta dei venti.

Senza dovere per forza recarsi oltre confine basta scendere in spiaggia (sceglietene una sabbiosa) durante il periodo invernale. La prima cosa che vi colpirà è la mancanza del tipico aspetto a conche e creste, effetto del continuo calpestio estivo.

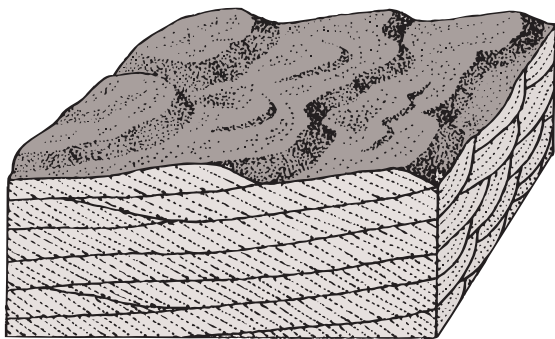


Fig. 85 - Il trasferimento e deposito dei granuli sabbiosi che generano un'increspatura asimmetrica (detta "ripple da corrente") dà origine a particolari geometrie (*strutture sedimentarie*) ben riconoscibili se... apriamo il sedimento. Qui la corrente procedeva verso destra. Confrontate le lamine del sedimento (in tratteggio), inclinate nel senso della corrente, con quelle dello strato di Fig. 25, parte alta.



Fig. 86 - Le increspature di sabbia sono forme di fondo ben riconoscibili e caratteristiche se... viste dall'alto, ossia sviluppate sopra una superficie, come solitamente siamo abituati a percepirle. Ma all'interno di queste caratteristiche forme cosa si sviluppa? Tante lamine che avanzano adagiandosi inclinate una sull'altra nel verso di propagazione della corrente. Queste increspature asimmetriche ("ripple da corrente") sono state prodotte da un flusso di corrente che si spostava verso destra (a). L'asimmetria è tipica delle increspature formate da una massa d'acqua che scorre, non che oscilla soltanto. Il meccanismo di formazione è semplice (b). Sul lato meno ripido dell'increspatura, quello sopracorrente, i granuli sabbiosi vengono trasportati; su quello più ripido, sottocorrente (in ombra nella foto), vengono sistematicamente abbandonati. In questo modo le strutture sabbiose migrano nel senso della corrente anche se, nel treno di creste e solchi, i singoli... vagoni in movimento mantengono sempre le distanze reciproche.

Durante l'inverno la più importante azione di modellamento della superficie della spiaggia è svolta dal vento che muove i granuli organizzandoli in infinite creste parallele (Fig. 87). Sono increspature (*ripple*) molto simili a quelle che siamo abituati a riconoscere sotto le lame d'acqua in lento movimento dei fondali in bassa marea.

Aumentando la velocità del vento o del flusso d'acqua, capaci di trascinare e dare forma alle miriadi di granuli ai quali trasferiscono parte della propria energia, anche gli accumuli che si generano aumentano di dimensione. Mentre alle basse

velocità si potevano formare piccole increspature decimetriche, a più alte velocità e spessori del flusso le forme possono aumentare considerevolmente di volume, trasformandosi in **dune**. Confrontando fra loro le increspature asimmetriche (*ripple*) e le dune, è facile notare che possiedono lo stesso tipo di profilo, anche se sviluppato a scala molto differente.

La loro forma è la medesima perché il meccanismo di trascinamento e quello di abbandono sono gli stessi. Il trascinamento avviene lungo il lato sopra corrente, poco inclinato, e l'abbandono



Fig. 87 - Aspetto abituale di una spiaggia sabbiosa non soggetta a calpestio. Gli effetti di quest'ultimo sono presenti solo sulla porzione inferiore destra dell'immagine. Sono evidenti le increspature (*ripple*), tutte asimmetriche e migranti verso destra. In primo piano si sta formando una piccola duna. Riceve alimentazione continua dai treni di increspature che raggiungono la sua ripida scarpata sottovento e lì scaricano i propri granuli facendola avanzare. Anche la duna migra logicamente nella stessa direzione, verso destra. Se la osserviamo bene (e ogni duna rispetta questa regola) possiamo assimilarla a una gigantesca increspatura asimmetrica. In comune con questa ha tanto la forma quanto il tipo di spostamento. Il flusso che ha prodotto sia la duna sia le increspature di questo esempio è stato il vento. Strutture identiche si formano anche in ambiente subacqueo. In questi casi sono mosse da correnti marine se si tratta di ambiti costieri, ma sono altrettanto frequenti nei contesti fluviali, durante le piene. In questi casi si tratta di sabbie trascinate sul fondo degli alvei durante le piene. Spiaggia di Bianco (RC), Mar Ionio.

no in quello sotto-corrente, ad alto angolo. Le dune delle quali possiamo avere avuto percezione diretta sono quelle formate dal vento. Si ritrovano non solo nei deserti sabbiosi ma anche al margine interno di alcune tra le nostre spiagge: quelle che ancora non fanno parte di zone fagocitate dallo sviluppo turistico.

Le dune, come le increspature (*ripple*), sono forme mobili. Tanto quelle subaeree quanto quelle subacquee. Nelle dune da vento delle nostre latitudini la vegetazione può favorirne la stabilizzazione. Se questo non avviene le dune da vento sono capaci di spostarsi e avanzare moderatamente verso l'entroterra. Essendo apparati di altezza modesta ci penserà la vegetazione già presente sul territorio a fermarne l'avanzamento verso l'interno e, al tempo stesso, il calo dell'intensità del vento via via che ci si allontana dagli spazi aperti della costa (Fig. 90).

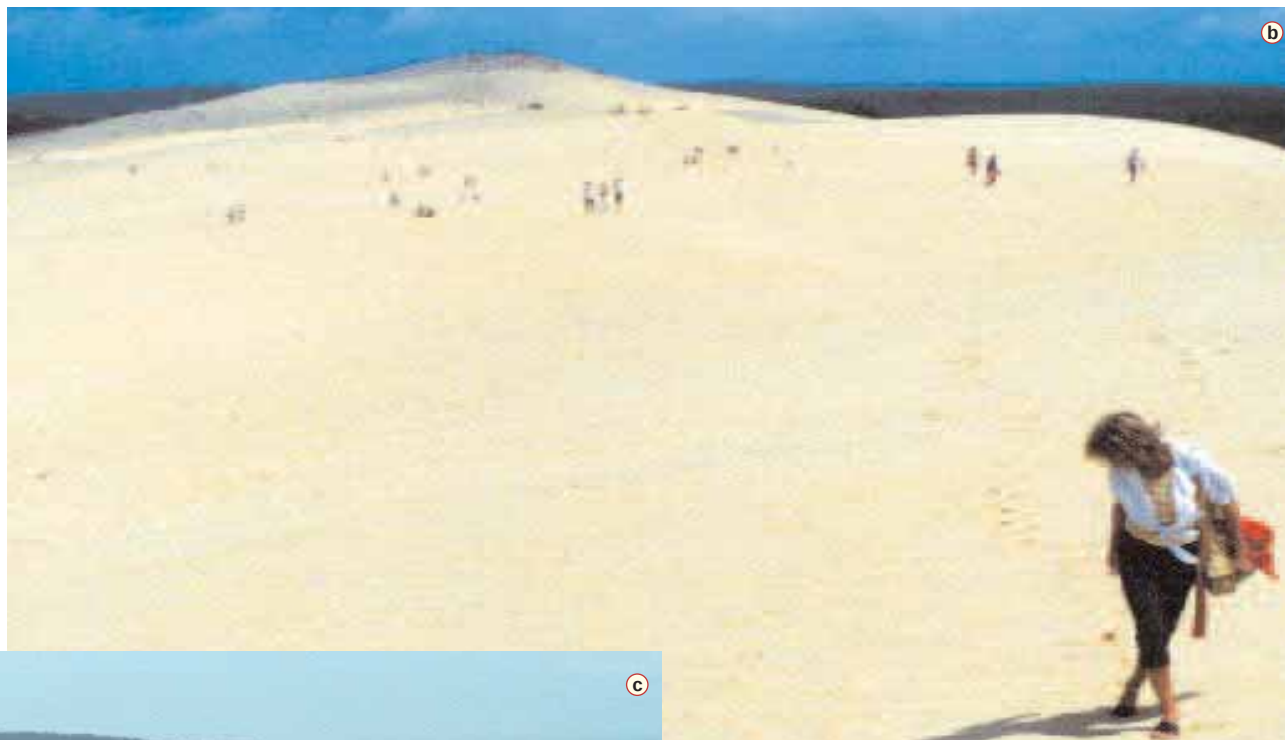


Fig. 89 - Anche queste sono increspature prodotte da onde ("*ripple* da onda"), non da corrente. Lo si deduce dalla loro forma perfettamente simmetrica. Valgono le stesse considerazioni espresse per la Fig. 88, con l'unica differenza che in questo caso il sedimento si è depositato quasi 250 milioni di anni fa! Formazione di Werfen, Membro di Campil (Triassico inf.). Strada Cedarchis-Paularo (UD).



Fig. 88 - Contrariamente a quanto osservato nelle figure precedenti la forma di queste increspature è decisamente simmetrica. Il motivo è da ricercarsi nel tipo di processo che le ha formate o modellate: un treno di onde. In questo caso il movimento dell'acqua è stato prevalentemente oscillatorio e i granuli sono stati sospinti alternativamente avanti e indietro senza che si sia formato un lato di trasferimento e uno di abbandono delle particelle sabbiose. Il sedimento e le strutture sedimentarie raffigurate in questo esempio ("*ripple* da onda") sono attuali e fanno parte di un fondale costiero, profondo pochi decimetri, rimodellato da deboli onde durante una fase di bassa marea.

Fig. 90 - Le dune, come le increspature (*ripple*), possono essere prodotte tanto dall'acqua quanto dal vento. Se pensiamo alle dune da vento - le uniche, in effetti, che riusciamo ad immaginarci con precisione - subito ci appare l'immagine di un deserto. Un classico! Eppure pochi sanno (io stesso l'ho scoperto solo da pochi anni) che per camminare per un'ora di seguito sulla cresta di una duna - la più grande d'Europa - basta raggiungere la Francia meridionale e spostarsi lungo la costa atlantica (a). A circa 30 km da Bordeaux, per la precisione nei pressi della cittadina balneare di Archacon, respirerete la strana sensazione di trovarvi in un deserto... affacciato sul mare! Potrete camminare su una immensa duna costiera generata, e tuttora alimentata, dal vento. E che duna! Lunga più di 3 km e alta 120 m: uno spettacolo unico nel suo genere. È la Duna di Pilat (b). La fotografia qui sotto (c), ripresa da N, ne evidenzia il ripido fianco posteriore, quello sottovento. Lungo ad esso i granuli portati alla sommità della duna sono abbandonati e scivolano, per gravità, alimentando la ripida scarpata (inclinata circa 35°) per la gioia di grandi e piccoli (osservate bene il pendio...). Sulla sinistra si scorge una foresta di pini, letteralmente soffocata dalla sabbia che avanza alla velocità di quasi mezzo metro all'anno.



SF2 - I depositi “tutto in una volta”

Nei precedenti capitoli sono stati presi in considerazione i granuli che si muovono in quanto sollecitati da una corrente. Si è parlato di granuli ma il concetto è estensibile anche ai ciottoli e ad ogni particella sciolta, ossia non cementata ad altre, che si trovi adagiata su una superficie e sia libera di ricevere spinte e sollecitazioni.

Deve dunque esistere una forza “esterna” (la corrente, da acqua o da vento) che li trascina. Al calare di tale forza, proporzionale alla velocità, anche la capacità di trazione diminuisce e una parte dei granuli viene abbandonata dando origine ad un accumulo sotto forma di lamine o strati successivi.

La forza che innesci il movimento dei granuli e li trascina spesso può essere “interna”, da ricercare cioè non nell'intervento di una corrente che giunge dove si trovano i granuli fino a quel momento in quiete, ma nelle caratteristiche di instabilità della stessa massa di particelle sciolte, grandi o piccole esse siano.

In altre parole le particelle in questo caso si metterebbero in moto scivolando lungo un pendio, indifferentemente subacqueo o subaereo, senza l'intervento di nessuna corrente esterna. È semplicemente un cedimento in massa di materiale sciolto, non litificato (fango, sabbia, ghiaia), che si muove sotto l'azione della sola **forza di gravità**.

A volte la causa dello scivolamento è una scossa sismica, altre volte un eccessivo accumulo di particelle sull'orlo di un pendio che nella maggior parte dei casi ha solo pochi gradi di inclinazione. Alla base, comunque, c'è sempre una massa che inizia a muoversi per ragioni di instabilità interna.

La differenza tra i due meccanismi (*trattivo* e *gravitativo*) è che nel primo le correnti selezionano le particelle da trasportare, mentre negli scivolamen-

ti gravitativi si muove l'intera massa detritica che può risultare formata da particelle delle più svariate dimensioni e forme, con granuli, ciottoli e fango (ma anche frammenti, blocchi e macigni) che si muovono contemporaneamente (“tutto in una volta”) e insieme scorrono verso posizioni più depresse (il fondale di un bacino sottomarino, il fondo di una valle, ...) dove possono infine depositarsi in condizioni di maggiore equilibrio.

Quando le particelle si muovono in massa lungo un pendio, a volte si spostano e fluiscono assieme a una certa quantità d'acqua. L'impasto che si genera si mantiene omogeneo mentre si sposta, sia che scorra in superficie (condizioni subaeree) o sott'acqua (condizioni subacquee), e questo può accadere lungo percorsi che, nei casi limite, possono superare anche il migliaio di km.



Fig. 91 - Esempio di flusso turbolento che sta distribuendo in uno specchio d'acqua tranquillo un carico solido formato da particelle limose (silt e argilla). Sono messe in movimento contemporaneamente (un trasporto in massa, quindi) a causa del cedimento di un livello di fango. L'evidente e localizzata torbidità dell'acqua, dovuta al fango messo in sospensione, sottolinea con chiarezza la turbolenza del flusso. L'innescio del flusso torbido in questo caso è il risultato di un disequilibrio prodotto nel fango da un carico improvviso del mio corpo: la massa, con una mossa, ha smosso l'ammasso di massi sul quale i limi erano messi!

Sulla base della densità della massa che si muove si possono distinguere due tipi di fenomeni: le **torbide** (molto diluite e di esclusivo ambiente subacqueo) e le **colate** (molto dense grazie all'elevata percentuale di particelle fini di natura fangosa, capaci di formarsi e scorrere sia sott'acqua sia in superficie). Nelle torbide, durante il movimento verso le profondità del bacino, il flusso è molto turbolento; al contrario nelle colate subaeree, proprio a causa della elevata viscosità dovuta all'abbondanza di fango, il flusso ha poche turbolenze e può dunque essere definito “laminare”.

Dovendo descrivere in maniera semplice ma efficace la differenza tra i due tipi di flusso (*turbolento* e *laminare*) si potrebbero proporre due distinti esempi. Osserviamo, in Piazza San Marco a Venezia (per scegliere un'immagine che è patrimonio comune), uno stormo di colombe che all'improvviso si leva in volo. Li possiamo seguire mentre compiono tutti insieme passaggi radenti, evoluzioni con virate e impennate continue.

Eppure all'interno del gruppo in volo ogni esemplare, di grande o piccola taglia, giovane o adulto, mantiene la medesima posizione reciproca o, al massimo, cambia posto con impercettibili e progressivi spostamenti obliqui. Questo è un evidente flusso laminare, dove ogni particella scorre e si muove su traiettorie che nell'insieme formano un fascio di linee che non si intersecano.

Per comprendere invece la caratteristica di un flusso turbolento basta guardare una colonna di fumo al cui interno i materiali combustibili e i gas, anneriti dalle infinitesime particelle di cenere, visualizzano una complessa serie di movimenti con traiettorie vorticosi e convolute che si intersecano interagendo fra loro. Anche le polveri sollevate e poi diffuse negli strati alti dell'atmosfera dal risucchio prodotto da un'esplosione atomica costitui-

scono un esempio, seppur tragico, di flusso turbolento. Un flusso inizialmente laminare può trasformarsi in turbolento per progressiva diluizione (calo di densità) durante il percorso. Il fumo di una sigaretta appoggiata su un portacenere visualizza molto bene il fenomeno. Basta osservarne le traiettorie, che da serrate e parallele via via si sfrangiano e si invorticano verso l'alto, per comprendere il significato di quanto descritto. La diluizione in questo caso avviene per progressivo mescolamento del flusso di fumo con la massa d'aria nella quale si innalza; mescolamento che è favorito dal rapido raffreddamento del fumo stesso a causa dell'allontanamento progressivo dalle braci della sigaretta.



Fig. 92 - Le forme di queste dense colate fangoso-sabbiose esprimono con particolare efficacia la loro lenta avanzata verso le quote inferiori. Ogni singolo episodio è largo da 10 a 15 cm. La colata che nell'immagine appare più chiara è in lento movimento verso il basso con velocità di un metro al minuto.

2a) Le colate

La colata è caratterizzata da un flusso viscoso nel quale la presenza di abbondante fango dà luogo a un impasto da media ad elevata densità. Anche in questo caso, come per le correnti di torbidità, la forza di gravità trascina verso il basso frammenti e blocchi delle più svariate dimensioni, senza selezione, trattandosi di un processo di scivolamento in massa. La differenza tra torbide e colate sta nella densità dell'impasto.

Nel deposito che deriva dalle colate i frammenti e blocchi si distribuiscono spesso alla rinfusa.



Fig. 93 - Deposito lasciato da una colata di superficie. La sua gradazione è rovescia: i frammenti più grandi sono stati spinti verso l'alto durante il flusso. Questa particolarità è favorita dai piccoli (ma numerosi) urti che i frammenti più grandi subiscono (molto più di quelli di taglia ridotta) durante il flusso laminare che regola il moto interno di una colata. In questo deposito i frammenti sono in contatto reciproco. È probabile che in origine la colata si sia mossa come un impasto unico di ciottoli, acqua e abbondante fango. Dopo l'arresto del sedimento il fango lentamente è fluìo oltre, forse allontanato da piogge battenti. I frammenti rocciosi si sono quindi assestati uno sull'altro nelle posizioni reciproche assunte nella colata. Depositi quaternari continentali, Costa Dorada (Spagna).



Fig. 94 - Il deposito grossolano accumulato sul lato di questo torrente montano è quanto resta di una colata fangosa molto densa che trasportava al suo interno numerosi blocchi rocciosi in una sorta di galleggiamento complessivo. Ma il fango dov'è? Siamo sicuri si trattasse veramente di una colata fangosa?

Quando la colata durante il percorso si è diluita (magari ad opera di una semplice pioggia battente) ha perso la possibilità di trasportare in sospensione il proprio carico di massi e l'ha abbandonato. Il fango misto ad acqua è fluìo oltre, scivolando tra gli interstizi presenti tra un blocco e l'altro.

La piccola scarpata verticale (è alta quasi due metri) è la conseguenza di una fase erosiva successiva alla colata. Ci consente di osservare i sedimenti accumulati nel tempo dal torrente. Anch'essi sono formati da depositi di colata. Lo si può notare sulla base delle dimensioni eterogenee degli elementi. Massi di oltre mezzo metro sono accatastati con ciottolame e sabbie in assetto caotico. Rio Moscardo, Paluzza (UD), Alpi Carniche.



Fig. 95 - Allontanandosi dal Rio Moscardo (UD) ed osservandolo... dall'alto (lo si può fare salendo a Cleulis, paese che gli sta proprio di fronte) ci si rende conto che i depositi in precedenza osservati in dettaglio lungo il suo corso hanno formato, assieme a migliaia di episodi simili accumulati nel corso degli ultimi 18.000 anni, un unico corpo sedimentario a forma di ventaglio: un conoide di deiezione (v. Cap. "Conoidi di deiezione", SF-3b), (da *Google Earth*).

una massa di materiale sciolto molto denso che l'acqua stessa non riesce a diluire durante il suo scivolamento. Basti pensare ai torrenti prima citati nel caso in cui sfocino direttamente in un lago o addirittura in mare.

Colate dense possono anche depositarsi in contesti marini più profondi. Questo accade ad esempio quando franano improvvisamente dei margini sottomarini instabili costituiti da abbondanti fanghi o da materiali fini spappolabili.



Fig. 96 - Percorrendo il conoide del Rio Moscardo (UD) è facile riconoscere i resti delle colate torrentizie. Questa è tra le ultime e risale a poco prima degli anni '80, quando furono intraprese le prime efficaci opere di regimazione del corso che, da allora, non è più esondato (cfr. Fig. 95).

I flussi detritici di questo tipo sono sempre molto densi. Immaginiamo di capovolgere un barattolo di miele o nutella sopra un tavolo in leggera pendenza pieno di briciole, pezzi di pane, frammenti di cioccolato, uva passa, nocciole, ... e avremo l'esatta riproduzione di una colata fangosa che trascina con sé, senza sforzo, i pezzi di roccia grandi e piccoli facendoli galleggiare morbidamente sopra e al proprio interno, per depositarsi poi lungo il tavolo (alveo torrentizio) o sprofondare ancor più giù, oltre l'orlo, sul pavimento (bacino sottomarino).

2b) Le correnti di torbidità

Le **torbiditi** sono strati sabbioso-limosi, originati dalle correnti di torbidità (comunemente definite *torbide*). Sono depositi di acque tranquille, non soggette a moti ondosi che rimescolerebbero l'ordinata distribuzione gradata assunta dalle particelle. Questo tipo di strati si può originare in acque marine profonde, sotto il livello di azione delle onde, ma anche sul fondo di molti laghi le cui acque non sono mai (o solo raramente) agitate, anche a basse profondità.

Una massa di acqua, fango, granuli e frammenti di roccia si mette in movimento lungo un pendio subacqueo spostandosi verso le piane sottomarine. Il fango non è percentualmente abbondante e il flusso è molto diluito. Diluito ma comunque sempre più denso (a causa del materiale che trasporta) della massa d'acqua che lo circonda. La sua maggiore densità lo fa scorrere lungo il pendio subacqueo, rasentando nella sua corsa i fondali del bacino (marino o lacustre) dove



Fig. 97 - Se innessassimo una corrente di torbidità in una grande scatola trasparente riempita d'acqua (simili prodezze sono riproducibili nei modelli ambientali realizzati in alcuni centri di ricerca), la potremmo seguire mentre scorre e si espande sul fondo. Osservata da una delle pareti trasparenti apparirebbe molto simile a questo flusso, paragonabile a quelli che si sviluppano in condizioni di acqua calma, sia nelle profondità sottomarine sia negli ambienti lacustri.

scorre sotto l'effetto della gravità che lo trascina verso le zone più profonde. All'interno del flusso in movimento si sviluppa, fin dall'inizio, una forte turbolenza. Turbolenza paragonabile a quella che si riscontra in una colonna di fumo, con la differenza che in quest'ultimo caso il flusso è diretto verticalmente. La conseguenza più evidente è che, proprio mentre la massa di granuli scorre, le particelle più grosse e pesanti si concentrano in basso mentre le più fini e leggere si smistano occupando livelli via via superiori.

Quando la velocità del flusso progressivamente si esaurisce, e questo avviene quando il pendio sottomarino diventa sempre meno inclinato fino a orizzontale, il materiale trasportato viene abbandonato così come si è smistato durante il movimento, fornendogli una evidente **gradazione** che resterà fissata nel futuro strato come indelebile carattere da tramandare attraverso i successivi milioni di anni.

Gradazioni di questo tipo sono uno dei caratteri di distinzione degli strati torbiditici. Le successioni rocciose formate da una sovrapposizione di torbiditi sono facilmente riconoscibili anche da lontano per le loro geometrie regolari date da infiniti strati perfettamente paralleli (Fig. 98 e 99).

Le più frequenti torbiditi sono quelle marine, depositate in acque profonde al riparo dai rimescolamenti causati dalle onde. Ma, come detto, se ne conoscono anche accumulate sul fondo di grandi e piccoli laghi, seppure con successioni di spessore molto ridotto in confronto a quelle marine. Queste ultime raggiungono comunemente molti chilometri di potenza e possono estendersi su fondali ampi migliaia di chilometri quadrati! I primi studi finalizzati al riconoscimento dei fenomeni di trasporto torbido e dei relativi depositi furono effettuati nel Lago di Ginevra più di un secolo fa.

Fig. 98 - Ecco il classico aspetto di una successione torbiditica: una serie di strati piano-parallelari che spiccano per la loro regolarità. Ogni strato è generato da una singola corrente di torbidità e si è depositato in tempi brevissimi. Un'altra caratteristica degli strati torbiditici è la loro continuità su enormi distanze: da alcune a moltissime centinaia di km. Successione torbiditica di mare profondo (Miocene medio). Appennino tosco-emiliano.



Fig. 99 - Avvicinandosi all'affioramento di Fig. 98 diventano evidenti i livelli torbiditici, quelli sporgenti. Sono formati da antiche sabbie gradate, trasformate in arenarie. Tra uno strato torbiditico e il successivo si intercalano dei livelli grigio chiari, finissimi. Sono livelli fangosi che si depositavano tra una corrente di torbidità e l'altra, durante i lunghi intervalli di calma che potevano durare anche qualche migliaio d'anni. Il loro accumulo avveniva per lentissima decantazione (discesa verticale) di argille miste a infinitesimi gusci calcarei di micro-organismi. Davano luogo a depositi rigorosamente finissimi, in parte argillosi e in parte calcarei: le marne. Non a caso la successione raffigurata è stata denominata Formazione Marnoso-Arenacea (Miocene). Supera, complessivamente, i 3.500 m di spessore. Si estendeva su un territorio largo in origine 40 km e lungo oltre 200 km.

La prima volta invece che si riuscì a ottenere la velocità di una corrente di torbida fu nel 1929: 104 km/h. Può essere interessante capire come. I tecnici dell'impresa statunitense che aveva in gestione i cavi telefonici intercontinentali, collocati in mare, al largo della costa orientale degli USA, e ancorati al fondale a profondità via via crescenti, registrarono l'improvvisa interruzione di migliaia di collegamenti. Mentre si consultavano stupiti un altro blocco di decine di migliaia di utenze si scollò altrettanto improvvisamente. Non era passato un minuto che la stessa cosa si ripeté disattivando un ulteriore enorme blocco di utenze.

La ragione fu scoperta qualche giorno più tardi da un geologo: una massa di granuli si era mossa (corrente di torbidità!) e, scendendo lungo la scarpata continentale verso la piana abissale, aveva tranciato, uno alla volta, in tempi successivi e ravvicinati, i grandi cavi di collegamento telefonico.

La distanza tra i cavi divisa per il tempo di transito e troncamento dei cavi fornì la velocità del flusso. Quel giorno i geologi esultarono, un po' meno i responsabili dell'impresa di telefonia.

Normalmente i granuli che compongono una singola torbidite sottomarina hanno origine in zone emerse e molto distanti da quella di accumulo. Sono il prodotto dello smantellamento di rilievi rocciosi che affiorano all'interno dei continenti o sui margini del bacino marino. Il trasporto lungo torrenti e fiumi contribuisce a frammentare gli iniziali blocchi che raggiungono i grandi delta sotto forma di enormi quantità giornaliere di granuli e fanghi. Parte di essi vengono distribuiti dalle correnti lungo le spiagge adiacenti, parte sono convogliati, per gravità, verso le profondità marine dove si depositano sotto forma di strati torbiditici.

Per comprendere meglio come si generano tali strati tentiamo di immaginare una torbida nel

momento in cui si forma. Un'enorme quantità di granuli si trova appoggiata, instabile e precaria, sulla parte superiore di un pendio che sfuma verso i fondali di un ambiente marino, capace di richiamare i depositi torbiditici.

Ad un tratto gli attriti tra un granulo e l'altro non sono più sufficienti a sostenere l'enorme massa di sabbia accumulata dai fiumi nei delta, sul bordo del catino naturale rappresentato dal bacino marino.



Fig. 100 - Il ventaglio detritico sottomarino del Golfo del Bengala è, nel suo genere, il più esteso al mondo. È formato da sedimenti sabbiosi fini e fangosi che da milioni di anni si accumulano in un ambiente marino profondo, uno sull'altro, sotto forma di infiniti strati torbiditici. Ogni strato è generato da una corrente di torbidità che si espande a ventaglio nelle profondità del golfo, compiendo tragitti sottomarini lunghi moltissime centinaia di km. I granuli e le particelle coinvolti nella sedimentazione provengono dallo smantellamento della catena himalaiana e, prima di "frangere" periodicamente verso il mare profondo, confluiscono tutti nel gigantesco delta del Gange-Brahmaputra.

Basta niente, a volte una scossa sismica o un sovraccarico di materiale, per innescare lo scivolamento. È un po' come quando un camion carico di sabbia comincia a sollevare il cassone. Per qualche secondo sembra non accadere nulla, fino a quando, superato un certo limite, tutto il contenuto prende a scorrere senza più freni verso il basso.

Forse il processo di formazione, scorrimento e deposizione di uno strato torbiditico è più facilmente intuibile immaginando una montagna dopo un'abbondante nevicata primaverile. La calma del paesaggio ovattato dalla neve è squarciata dal boato di una slavina! La massa di neve coinvolta nello scivolamento è immensa. Un piccolo cedimento iniziale ha innescato una reazione a catena che ha interessato l'accumulo nevoso di un intero versante ampio alcuni ettari. Scendendo verso il basso l'ammasso tende ad incanalarsi lungo una delle incisioni naturali della montagna (rii, ripidi torrenti, ...), per poi distribuirsi in un ampio ventaglio bianco, alla base della parete, nel sottostante fondovalle.

In questo esempio basta sostituire alla neve appena caduta i depositi sabbiosi altamente instabili, e all'aria che avvolge l'intero paesaggio una massa d'acqua, ponendo il livello del mare a lambire la sommità dei rilievi innevati. La montagna e la valle dell'esempio saranno dunque dei rilievi sommersi e dei fondali marini. La slavina corrisponde alla torbida sottomarina che disperde il suo deposito nelle zone più profonde del mare in un ampio e sottile ventaglio detritico sabbioso.

Gli strati torbiditici si espandono su superfici estese anche per molte migliaia di chilometri quadrati. Per formare uno strato torbiditico di 10 cm, distribuito su un'area di 1.000 km² (valori che rientrano nella norma), occorre che si metta in movimento un volume di sabbia pari a 100 milioni di metri cubi!

Si è visto come le sabbie e i limi delle regolari successioni torbiditiche possono provenire da scioglimenti periodici di accumuli ancora non consolidati depositi in ampi delta sovralimentati. Un'altra possibilità che dà origine a cospicue risedimentazioni torbiditiche è propiziata da un calo del livello marino (v. Cap. "Livello marino, livello ballerino", A7) e si realizza sempre utilizzando i sedimenti sabbioso-limosi ancora non cementati presenti nei grandi apparati deltizi che sfociano in mare.

A questo proposito consideriamo un delta, esteso per centinaia di chilometri quadrati al confine tra pianura e mare. La sua superficie emerge dalle acque per non più di qualche decimetro, spesso anche meno. Nei grandi delta lo spessore complessivo dei sedimenti accumulati nel tempo supera di norma i numerosi chilometri. Quelli del delta del Mississippi, alimentato ormai da parecchi milioni di anni, raggiungono ad esempio i 15 km!

Ma più che lo spessore verticale nel nostro caso interessa l'estensione in pianta. Cerchiamo di capire perché. Una variazione negativa (abbassamento) del livello del mare, poniamo di 80 metri, raggiungibile nel volgere di poche decine di migliaia di anni, produrrà come logica e diretta conseguenza l'emersione di una fascia di sabbie e limi ampia quanto l'estensione del corpo deltizio. L'abbassamento del livello marino indurrà un ringiovanimento del reticolo fluviale che tenderà ad eliminare l'improvviso dislivello creatosi tra mare e terraferma attraverso una rapida asportazione dei materiali deltizi: gli ultimi 80 m (in verticale) di sedimenti.

La quantità di depositi progressivamente e facilmente erosi (ricordiamo che sono sabbie e limi ancora incoerenti) è proporzionale all'estensione del delta stesso e della retrostante pianura e all'entità del calo del livello marino. I materiali sciolti così mobilizzati dalle acque superficiali (fiumi e torrenti)

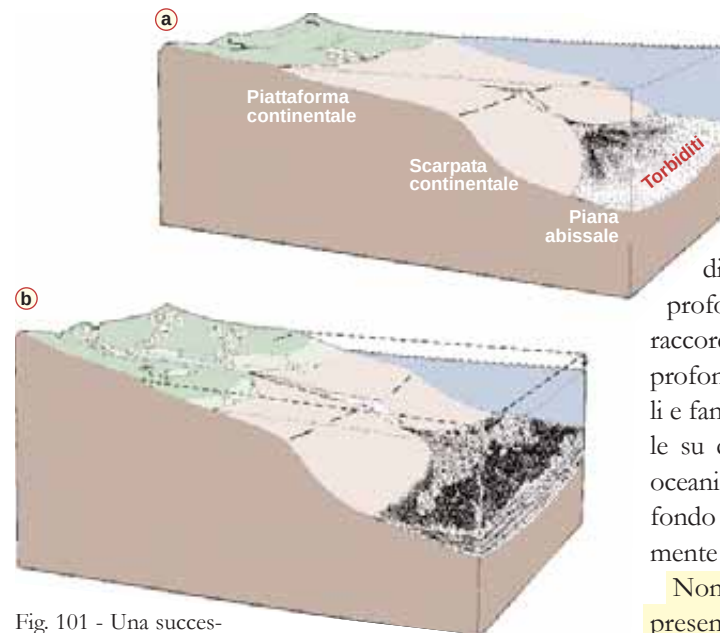


Fig. 101 - Una successione torbiditica si accumula in condizioni subacquee tranquille: sia nei laghi sia nei mari profondi, dove i fondali non sono raggiungibili dai moti ondosi prodotti dalle tempeste (oltre i 200 m di profondità). Non è comunque la profondità il requisito base per la deposizione di una torbida, ma un bacino con acque tranquille. Difatti le prime correnti di torbidità furono studiate nei grandi laghi alpini di Costanza e Ginevra, verso la fine del XIX secolo. In ogni caso il tipico serbatoio delle potentissime successioni torbiditiche (molti km di spessore) restano i bacini marini profondi, sia attuali sia del passato. I disegni mostrano due possibili scenari capaci di formare potenti successioni torbiditiche in ambiente marino profondo. a) Un delta sovralimentato che avanza verso mare finisce per scaricare, oltre la scarpata continentale, i propri detriti sabbiosi e argillosi. È questo il caso dei grandi delta della costa atlantica americana oppure del gigantesco apparato deltizio del Gange-Brahmaputra. Quest'ultimo alimenta il conoide sottomarino più esteso del mondo, quello del Golfo del Bengala (Fig. 100). b) Un calo del livello marino è capace di sviluppare un'erosione accelerata nei depositi deltizi di recente deposizione, ancora non cementati. Le sabbie e i fanghi sono convogliati verso le profondità marine. Durante gli intervalli glaciali le oscillazioni negative del livello del mare (fino a quasi -130 m rispetto al livello attuale) hanno spesso innescato il trasferimento di cospicue quantità di sedimenti deltizi verso gli ambienti marini profondi, il tutto sotto forma di strati torbiditici.

verrà trasportata e abbandonata nuovamente in mare, in posizioni naturalmente più esterne rispetto al precedente delta. Queste zone marine, collocate più al largo delle precedenti, sono caratterizzate da fondali non più tendenzialmente orizzontali (fascia di piattaforma), ma dotati di discrete inclinazioni verso il mare aperto e profondo (fascia di scarpata continentale che si raccorda con le piane sottomarine, decisamente profonde). Ne deriva che i nuovi accumuli di granuli e fango non possono adagiarsi in equilibrio stabile su di essi ma proseguono verso le profondità oceaniche raggiungendo, attraverso le torbide, il fondo del bacino dove si sedimentano definitivamente sotto forma di strati torbiditici (Fig. 101).

Non di rado la base di uno strato torbiditico presenta strane tracce. A volte rettilinee, lunghe da pochi decimetri a parecchie decine di metri, altre volte vagamente fusiformi, sempre parallele tra loro. Sono le cosiddette **impronte di fondo**, così definite perché si formano sulla superficie inferiore degli strati mentre questi ultimi si depositano. Sono classificabili tra le strutture sedimentarie. Interessanti per le loro modalità di formazione, lo sono ancora di più per il significato geologico che rivestono.

Attraverso il loro orientamento è possibile misurare, tramite l'uso di una bussola, la direzione dalla quale proveniva il flusso di corrente. Inutile sottolineare l'importanza di tali dati, necessari se non indispensabili, per tentare di capire le provenienze dei flussi di torbidità e, indirettamente, la forma dell'antico bacino marino che accoglieva i sedimenti, quasi sempre costituiti da sabbie e fanghi. Con l'aiuto di simili indicazioni si ricava anche la posizione delle terre emerse che fornivano i prodotti erosi.

Ma quali sono le impronte di fondo che si presentano con maggiore frequenza alla base degli strati cosiddetti torbiditici? Innanzitutto le **impronte da trascinamento**, riconoscibili per le loro tracce perfettamente rettilinee, quasi sempre estese ben oltre la superficie visibile dello strato. Sono causate da piccoli oggetti (schegge di roccia più grossolane dei granuli che la torbida trascina con sé, o frammenti ossei di piccole dimensioni appartenuti a organismi dotati di scheletri, quali pesci, anfibi, ...) che per la loro dimensione e/o forma sono trascinati sul fondo della torbida in movimento e incidono il sedimento ancora soffice sul quale scorrono.

Si formano così minuti solchi, larghi fino a qualche centimetro e profondi pochi millimetri, che la stessa corrente di torbidità, con il suo carico di infiniti granuli e fango, provvederà a colmare immediatamente dando origine a potenziali future impronte e calchi del riempimento appena avvenuto.

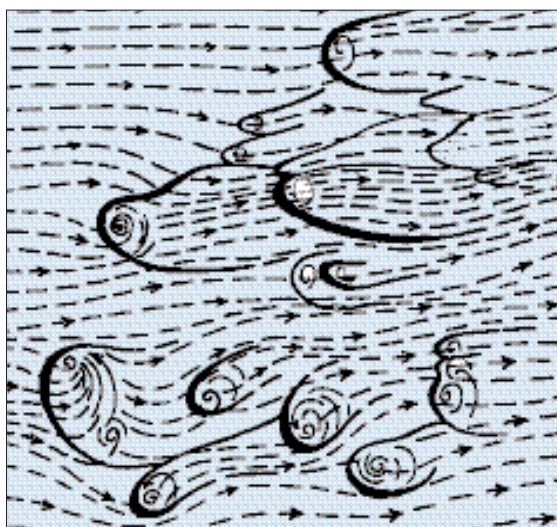


Fig. 102 - Questi sono i vortici che possono formarsi alla base di una corrente di torbidità. Le turbolenze finiscono col produrre delle piccole incisioni sul fondale fangoso sopra al quale si muovono (linee scure sinuose). (Da Rücklin, 1938).

Ancora più comuni sono le impronte dei **vortici da corrente** che, quando presenti, si concentrano numerosi alla base di strati torbiditici. Il nome stesso che si dà a simili strutture indica il tipo di processo attivo in tali casi. Il flusso di torbida può subire locali perturbazioni dovute all'attrito sul fondo. Le perturbazioni generano improvvisi rallentamenti che inducono degli avvitiamenti nel flusso stesso. Il flusso procede per breve tratto con andamento spiralato capace di generare delle caratteristiche erosioni. I micro-vortici che ne derivano scavano il fondo sul quale scorrono (lo strato precedente ancora soffice) dando origine a piccole incisioni coniche e svasate, che il successivo deposito colmerà come un budino fa con i solchi di uno stampo nel quale è posto ad indurire. A budino (e sedimento) consolidato, appariranno perfettamente riprodotte fin le più piccole incisioni e scanalature! Osservando le contro-impronte formate dai



Fig. 104 - Contro-impronte da vortici di flusso presenti alla base di uno strato torbiditico di età miocenica. La corrente fluiva da sinistra verso destra. Formazione Marnoso-Arenacea. Appennino toso-emiliano.

vortici da corrente e immaginando l'invorticamento del flusso che ha prodotto l'improvvisa escavazione (in tal senso la Fig. 102 è chiarificante) risulta immediata la comprensione del verso di provenienza della corrente stessa (Figg. 103 e 104).



Fig. 103 - Contro-impronte da vortici di flusso alla base di uno strato torbiditico. La corrente scorreva verso sinistra. Arenaria del Macigno (Oligocene), Appennino toso-emiliano.

2c) I colossali accumuli di frana sottomarina

Le frane di materiale lapideo - cioè litificato (frane di rocce, dunque) - prendono il nome di *crolli*. Una classificazione basata su altri presupposti potrebbe dividerle in *subaeree* e *subacquee*. Le prime hanno il vantaggio di poter essere osservate nel momento in cui si formano, o perlomeno consentono l'osservazione diretta sia della nicchia di distacco quanto dell'accumulo franoso - ricordiamo a tal proposito la frana della Valtellina, o quella del Vajont, o ancora l'ultimo recente colossale e, diciamo pure, spettacolare seppur tragico cedimento di Maierato (Vibo Valentia) - ma producono degli accumuli destinati il più delle volte a non lasciare traccia nelle future successioni rocciose. Come mai?

Perché eventi di questo tipo si verificano in zone destinate a subire continui sollevamenti ed erosioni che porteranno, in tempi geologicamente molto brevi - da alcune a molte decina di migliaia di anni (un attimo in geologia!) - allo smantellamento erosivo di quei medesimi accumuli franosi.

Al contrario, le frane di materiale roccioso i cui prodotti frantumati riescono a raggiungere i fondali marini, anche solo a medie profondità, hanno la possibilità di restare perfettamente "fossilizzate" a testimonianza dell'avvenuto cedimento. Questo perché gli ambienti marini, e in modo particolare quelli più profondi che meno risentono degli effetti dei moti ondosi, sono "conservativi": i sedimenti, di qualsiasi natura, si accumulano senza subire in seguito erosioni di sorta.

Una occasionale **frana sottomarina** si deposita sotto forma di livello a blocchi che si intercala alla normale sedimentazione del fondale (cfr. Cap. "Una gigantesca scala sottomarina", SD-3b).

Lo strato "più spesso del mondo"

Salendo da Cividale del Friuli (UD) verso San Pietro al Natisone, lungo la valle percorsa dal fiume omonimo, si incontra il paese di Vernasso. Tra le basse montagne che lo incorniciano una è ormai ridotta ad un gigantesco scavo a gradoni. Ogni gradone è alto quasi 10 m e, nell'insieme, formano una parete a sbalzi che misura complessivamente 80 m (Figg. 108 e 112).

La particolarità di tale cava, un tempo coltivata per ricavarne rocce calcaree e marnose da trasformare in cemento, risiede nel fatto che l'intera fascia, incisa e asportata nel corso degli anni da

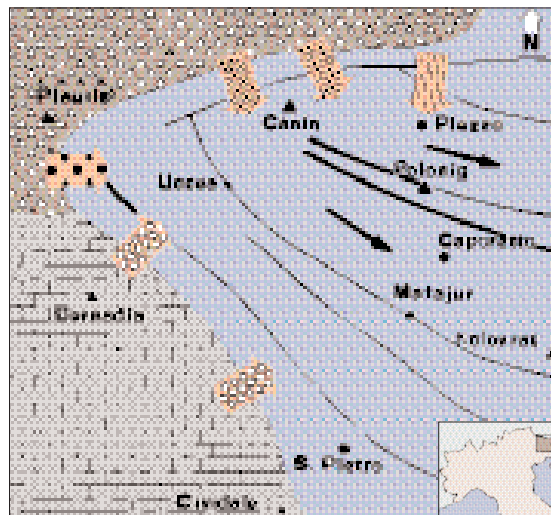


Fig. 105 - Paleogene (circa 50 Ma fa). *Beige con triangoli*: territori emersi sottoposti a erosione; *grigio mattonato*: mari bassi con calcari cretacei di "scogliera organogena"; *azzurro*: fossa sottomarina profonda prodotta da faglie distensive (*linee nere*). Dai gradoni di faglia che frammentavano la scogliera (Fig. 107) si staccavano colossali frane sottomarine (*frece larghe* da SW). La fossa tettonica richiama da NW (*frece larghe* da N) elevate quantità di sabbie e fanghi che, sotto forma di correnti di torbidità, raggiungevano le profondità sottomarine. Oggi la successione paleogenica, con la sua decina di spesse mega-frane sottomarine, affiora ed è visibile a quote di media montagna grazie alle compressioni orogenetiche. (Da Tunis & Venturini S., 1988).

ruspe e da camion, è un unico gigantesco strato depositatosi circa 50 milioni di anni fa.

Siamo abituati ad osservare strati di qualche decimetro di spessore, a volte di qualche metro,

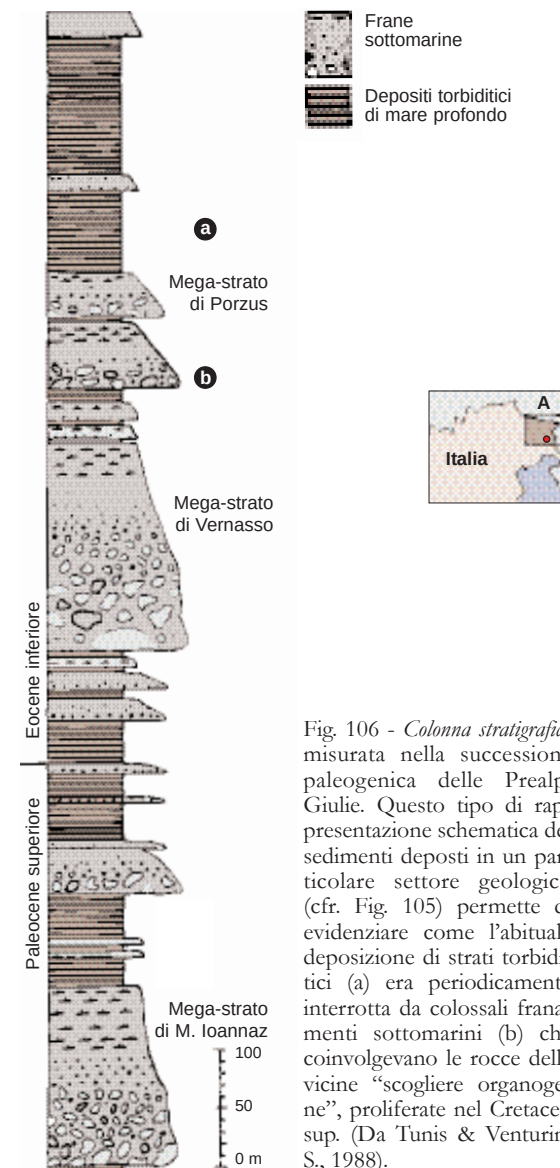


Fig. 106 - Colonna stratigrafica misurata nella successione paleogenica delle Prealpi Giulie. Questo tipo di rappresentazione schematica dei sedimenti depositi in un particolare settore geologico (cfr. Fig. 105) permette di evidenziare come l'abituale deposizione di strati torbiditici (a) era periodicamente interrotta da colossali framenti sottomarini (b) che coinvolgevano le rocce delle vicine "scogliere organogene", proliferate nel Cretaceo sup. (Da Tunis & Venturini S., 1988).

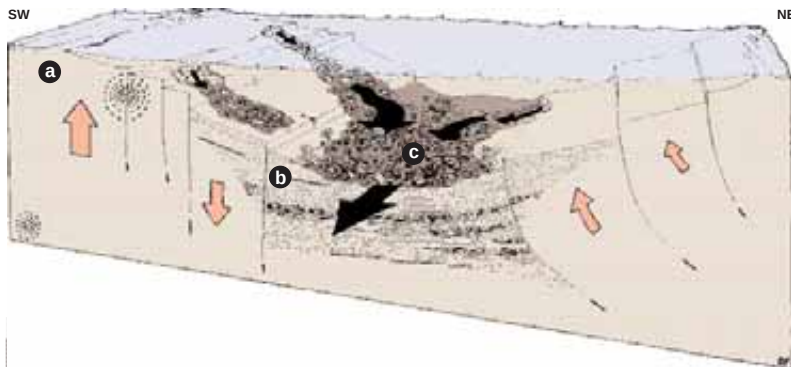


Fig. 107 - Rappresentazione del probabile scenario geologico che ha propiziato e innescato la gigantesca frana sottomarina del mega-strato di Vernasso, che raggiunge spessori di 230 m.

- a) Successione calcarea di "scogliera organogena" (Cretaceo).
- b) Successione torbidity di mare profondo (Paleogene).
- c) Accumuli di frana sottomarina (mega-strati tipo Vernasso, Paleogene).



Fig. 108 - Porzioni media e sommitale del mega-strato di Vernasso. Ha uno spessore massimo di 230 m ed è esposto lungo i gradoni di una cava dismessa dall'Italcementi. Al suo interno si riconoscono numerosi grandi blocchi di materiale stratificato. Sono trucioli della successione torbidity strappati dal fondale durante la discesa del materiale franato (Fig. 109). Le dimensioni dei frammenti (*granulometria*) che formano il deposito diminuiscono verso l'alto. I blocchi decametrici e metrici sono sostituiti da una congerie caotica formata da frammenti calcarei compresi tra 1 e 10 cm. Gli ultimi 20-30 m del colossale accumulo sono infine costituiti da sabbie e poi esclusivamente da fanghiglia cementata (sempre a composizione calcarea).

raramente di potenza maggiore. Sugli Appennini affiora uno strato, esteso sopra una superficie di alcune centinaia di chilometri quadrati e spesso, nel suo punto massimo, 12 metri. È considerato un evento eccezionale, da guardare quasi con rispetto. Qui a Vernasso, in provincia di Udine, è possibile toccare e percorrere in tutto il suo spessore uno strato potente 230 m. Lateralmente inol-

tre è possibile seguirne i caratteri per un fronte di 40 km lungo affioramenti più modesti, sparpagliati tra la fitta vegetazione delle Prealpi Giulie.

Oltretutto è uno strato (o meglio un mega-strato!) molto particolare, di recente elevato al rango di *geosito* con valenza mondiale. Oggi l'ex-cava è di proprietà del Gruppo Geoworld che intende trasformarla in un parco geologico.

Gli elementi del mega-strato di Vernasso sono in gran parte formati da frammenti e blocchi di rocce calcaree compatte, a tratti fossilifere con piante e pesci perfettamente preservati (Figg. 110 e 111), e da brandelli di rocce stratificate, contorte e arricciate in complicate deformazioni. Le loro dimensioni sono per la maggior parte comprese tra il centimetro e 15-20 m di diametro, con tutte le classi dimensionali intermedie. I relativi caratteri possono essere osservati percorrendo i gradoni della cava e le rispettive rampe di collegamento.

Quando ci si trova a passare accanto ad un incidente automobilistico diventa istintivo chiedersi come sia potuto accadere. Lo stesso avviene per un geologo posto di fronte a un affioramento roccioso: si domanderà in che modo s'è potuta formare quella successione di strati e attraverso le osservazioni formulerà delle ipotesi. Altrettanto faranno i curiosi in transito sul luogo dell'incidente: "*Dev'essere stato un testa-coda seguito da una collisione di striscio.*". "*No, perché se così fosse le due macchine ora si troverebbero in una posizione reciproca differente*" e via discorrendo. In entrambi i casi si osservano dei dati e da questi si traggono delle ipotesi. Ipotesi che, per risultare credibili, debbono soddisfare tutti i dati. Un mega-strato come quello di Vernasso interessa e stupisce sia i geologi che i curiosi di cose geologiche. È storia di quasi 50 milioni di anni fa.

Nel settore friulano-sloveno i movimenti crostali dell'epoca stavano generando la catena dinarica. La fascia deformata era (ed è tutt'oggi) orientata in direzione circa NW-SE. A quei tempi si alzava e avanzava lentamente verso SW, accompagnata da poderose scosse sismiche. Davanti alla fronte deformata si generava una fossa marina in rapido abbassamento. Col passare delle centinaia di migliaia di anni l'approfondimento del solco frontale (in geologia si chiama, non a caso, *avanfossa*) si

faceva sempre più sensibile. I suoi limiti corrispondevano a faglie attive estese per centinaia di chilometri che attraversavano territori attualmente denominati Friuli Venezia Giulia, Slovenia e Croazia. La depressione sottomarina, ormai profonda quasi un migliaio di metri, richiamava un'enorme quantità di sedimenti da un territorio emerso, sottoposto allo smantellamento e posizionato verso N e NW. Questi apporti erano rappresentati in gran parte da sabbie, da grossolane a molto fini, e da fanghi. Si immettevano nel trugolo in via di approfondimento scivolandovi da grandi distanze e distribuendosi in modo omogeneo sui suoi estesi fondali.

Un po' come aggiungere un abbondante cucchiaino di zucchero (senza mescolare!) in una tazza di the. Se la tazza fosse trasparente vedremmo lo zucchero scorrere lungo la parete e accumularsi nella zona più depressa, il fondo della tazza. Se quest'ultima fosse stretta e allungata, i granuli di zucchero seguirebbero l'invito a scivolare e distribuirsi pressoché uniformemente lungo la parte più bassa del contenitore.

Nel bacino sottomarino di quasi 50 milioni di anni fa, che a tentare di immaginarselo ricorda un'enorme vasca da bagno larga almeno 40 km, i periodici afflussi di granuli scivolavano da settentrione, distribuendosi ognuno su una superficie di molte centinaia di chilometri quadrati sotto forma di sottili strati, ora di sabbia ora di fango, che il tempo avrebbe lentamente consolidato trasformando in roccia. Una roccia caratteristica formata da alternanze di areniti (originarie sabbie) e di peliti, dette anche lutiti (iniziali fanghi), organizzata in strati torbiditici (v. Cap. "Le correnti di torbidità", SF-2b) spessi da 5 a 20 cm, frequentemente gradati (granuli più grossi alla base dello strato, più fini verso l'alto).

Nella vasca si andavano dunque accumulando quei depositi che un giorno avrebbero permesso

di riconoscere che in quel territorio s'era generata una fossa con una data età, forma e orientamento.

Cosa dunque deve essere successo nelle quiete profondità di quel bacino sottomarino sviluppato in Friuli durante l'Eocene, quasi 50 milioni di anni fa, per determinare il pressoché istantaneo accumulo del mega-strato di Vernasso?



Fig. 109 - Particolare della porzione più grossolana (basale) del mega-strato di Vernasso (UD, ex-cava Italcementi). Si notano numerosi grandi blocchi grigio-scuri stratificati. Sono i trucioli di successione torbiditica piallata dal fondale ed inglobati nella frana sottomarina in movimento. La massa di frammenti minuti, più chiari, è data da blocchi e frammenti calcarei (fino ad 80 cm di diametro) che in origine formavano la "scogliera organogena" (mare basso) coinvolta nel gigantesco crollo sottomarino (cfr. Fig. 107).

Fig. 110 - Fronda di conifera ritrovata nei calcari del Cretaceo presenti come blocchi nel mega-strato di Vernasso.



Accadde all'improvviso. Fu una scossa sismica che sprigionò un'energia almeno cento volte superiore a quella liberata durante i ricorrenti sismi che scuotevano i bordi del bacino.

A ogni scossa il bacino si approfondiva e le sue sponde rettilinee, modellate in rocce calcaree di età di poco anteriore (Cretaceo), si sollevavano di qualche decina di centimetri.

Questa volta il movimento fu molto violento. Sotto, sotto la superficie del mare intendo, tutto era stato tranquillo fino all'attimo prima della scossa. Tutto fluiva con regolare e naturale armonia. Il braccio di mare stretto e profondo nel quale ero nato e cresciuto non aveva ormai quasi segreti per me. Dopo dieci anni potevo affermare con sicurezza di conoscerne ogni aspetto e di capirne il comportamento meglio forse di chiunque altro abitatore. Mi ero fatto l'idea di vivere accanto ad un gigantesco essere di pietra adagiato e in parte ricoperto dall'acqua che mi ospitava. Ogni tanto lo sentivo pulsare. Nelle profondità qualcosa si muoveva.

Era troppo profondo e troppo buio per vedere, ma percepivo lo scivolare e il diffondersi di miriadi di granuli che come giganteschi tappeti si srotolavano verso i piatti fondali, centinaia di metri più in basso. Immense e sottili lingue di sedimento che sentivo svolgersi sotto di me, percependo il rumore quasi di struscio di granuli infinitesimi che si muovevano compatti colonizzando ogni spazio di quelle piane sottomarine. Erano le torbide, mentre io le credevo potenti movimenti di quell'essere immenso accanto e sopra al quale abitavo.

Un giorno mi ero avventurato su, verso i territori di nord-ovest, là dove dicevano che l'acqua finiva. E davvero avevo trovato la terra. Tanta terra soffice e molle di fango e di sabbia, che si infilava sott'acqua. Là, nella zona dei grandi delta, arrivava portata dai fiumi la grande marea di granuli erosi dalle lontane montagne che apparivano come bassi rilievi all'orizzonte. Da lì, dalla parte sommersa di quei poderosi accumuli deltizi, franavano periodicamente le torbide, le magiche lingue di sedimento. Ogni tanto un sordo boato, filtrato dalla massa d'acqua, accompagnava lo scuotimento dell'intero braccio di mare.

L'acqua si increspava, questa volta verso sud-est, e dalle sponde calcaree che in ripidi e stretti gradoni si raccordavano alle profonde piane sottomarine si staccava qualche blocco roccioso che sprofondava nell'oscurità, infossandosi nei sottostanti depositi torbiditici ancora soffici.



Fig. 111 - Pesce clupeomorfo rinvenuto nei calcari del Cretaceo inf. presenti, sotto forma di blocchi, all'interno del mega-strato di Vernasso.

Anche quel mattino una vibrazione impercettibile dell'acqua aveva richiamato la mia curiosa attenzione, attratta da tutto quello che accadeva intorno. Poi, a breve distanza di tempo, c'era stata un'altra scossa, più decisa e prolungata. Il rumore che ne era seguito si era spento come l'eco di un tuono lontano e tutto era tornato all'abituale silenzio. Quel giorno nuotavo rasente la costa, lungo il margine calcareo biancastro del bacino. Là dove l'essere di pietra emergeva immobile, appena fuori dall'acqua. Nuotavo muovendo impercettibilmente la coda e le pinne di squaloide, sorvegliando quanto di quelle aree sommerse consideravo, a torto o a ragione, mia proprietà personale. Poi, di colpo, accadde di nuovo e questa volta fu terrificante. Il boato, pur filtrato dall'enorme quantità di acqua, fu spaventoso. Come sempre improvviso, questa volta il rombo sembrava anche contenere una minaccia le cui conseguenze non avrebbero tardato a manifestarsi.

Non attesi a lungo. Mentre il mare si scomponeva susstultando sotto la spinta delle crescenti vibrazioni, la parete rocciosa calcarea che sott'acqua incombeva a strapiombo sui miei territori sembrò scrollarsi ripetutamente attra-

verso una serie di ravvicinate vibrazioni sismiche. A differenza delle scosse precedenti, quest'ultima pareva interminabile. Per di più l'intensità dell'energia liberata da questo terremoto stava raggiungendo limiti mai percepiti. L'ultima cosa che vidi dalla mia posizione sotto la superficie marina fu un'immensa parete rocciosa che franava in massa verso di me. Mi inabissai velocemente cercando di sfuggire a quei blocchi di calcare che a centinaia, a migliaia, lungo un fronte di parecchi chilometri, crollavano sopra e intorno a me. Fu un evento improvviso, catastrofico e terrificante. Un cedimento colossale!

Blocchi che parevano infiniti, schegge e frammenti calcarei assieme a massi di ogni dimensione scivolarono con fragore risucchiati dalle profondità marine. Riuscii a spostarmi sott'acqua più rapidamente di loro.

Con sordi crepitii si frantumarono sbriciolandosi al rallentatore in una congerie di blocchi. Un intero versante scivolava rombando, incanalandosi verso le profondità marine. Il mare ribolliva nell'accogliere quella fragorosa massa detritica. Il braccio di mare era profondo, stretto e allungato verso sud-est.

Mi inabissai rapido, raggiungendo a debita distanza il fronte dell'enorme frana sottomarina che procedeva ora ad una velocità regolare di una decina di metri al secondo. Ero tanto scosso per quell'imprevista esperienza quanto incuriosito. Riuscivo ora ad osservare la gigantesca lingua detritica procedere sotto di me come un immenso essere strisciante proiettato verso le parti più profonde del bacino.

Nel suo inarrestabile percorso raschiava e spingeva i regolari e ben stratificati depositi torbiditici più recenti, formati da fanghiglie e sabbie ancora molli. Si era così formato un denso impasto viscoso di abbondante fango e sabbia. Al suo interno i massi di calcare della frana "galleggiavano" spostandosi solidalmente sostenuti dall'elevata densità del fango.

Ora, nella penombra sottomarina, percepivo la sagoma scura e incombente della lingua detritica che avanzava cre-

pitando sul fondo. Lungo il percorso, alla densa colata di fango e roccia, ai massi calcarei della falesia subacquea franata, si aggiungevano altri blocchi di natura differente. Erano giganteschi trucioli di sedimenti torbiditici ancora soffici e plastici che la colata sottomarina strappava dai fondali come una gigantesca pialla. Frammenti formati da strati ancora non del tutto consolidati che venivano strappati dal fondo, arricciati, contorti e inglobati nella massa franosa.

L'insieme caotico di massi era franato quasi un'ora prima dalla costa rocciosa. Si era infilato lateralmente nel bacino e ora, dopo un'iniziale rapida virata, stava viaggiando sul fondo dello stesso distribuendo su tutta la sua lunghezza il proprio carico.

La colata di pietre e fanghiglia scivolava sott'acqua senza incontrare ostacoli. La fronte più avanzata era un

muro denso e compatto inclinato di quasi 45° verso la direzione di propagazione. Un muro alto trecento metri (!), tanto misurava lo spessore di quel sedimento caotico che procedeva distribuendosi sui fondali dell'intero bacino.

La sua velocità diminuì progressivamente fino a rallentare quasi del tutto. Infine si bloccò completamente. Dall'attimo del crollo, innescato dal sisma, al momento finale della deposizione sul fondo del bacino poteva essere trascorsa poco più di un'ora. L'accumulo di massi e blocchi si assestò gradualmente, compattandosi, mentre l'acqua in eccesso veniva espulsa dai pori del sedimento. Ora restava solo un'elevata quantità di fango in sospensione nell'acqua.

Le particelle più fini si sarebbero depositate con calma regolare sotto l'azione della forza di gravità. Sarebbero trascorse molte settimane prima che l'acqua del complessivo braccio di mare fosse tornata di nuovo limpida.

Da nord-ovest ripresero, a cadenze più o meno regolari, le correnti di torbida con il loro carico di sabbie e limi da distribuire in strati netti e sottili.

Col tempo ricoprirono il mega-strato incorporandolo nella successione sedimentaria del bacino eocenico italo-sloveno. L'80% del volume dell'intero accumulo si era depositato in tempo brevissimo.

Avevo assistito in diretta alla costruzione di un frammento di storia geologica del bacino sedimentario del quale anch'io potevo essere considerato parte integrante. Per il momento come semplice abitatore. Attualmente come infinitesimo apporto sedimentario con scaglie, denti e frammenti del mio scheletro dispersi in quegli stessi fondali e adagiati per sempre tra due sottili strati di quell'irripetibile istante geologico.



Fig. 112 - Vista panoramica sullo scavo dell'ex-cava Italcementi (Vernasso, UD), oggi di proprietà del Gruppo Geoworld. Una condizione di esposizione veramente eccezionale per il mega-strato di Vernasso, un elemento geologico di importanza europea. Il sito costituisce uno tra i più importanti geositi regionali - con valenza internazionale - che attende solo di essere valorizzato in modo adeguato. L'immagine raffigura la parte più alta del deposito e mette in evidenza (sulla sinistra) il ritorno alla sedimentazione "normale", caratterizzata dai sottili strati torbiditici di mare profondo.

Mega-frane, che passione!

Frane sottomarine colossali si generano comunemente nei contesti più disparati. Sono collegate alla presenza di fondali ripidi e per questo potenzialmente instabili. A volte l'agente scatenante può essere una scossa sismica, ma in molti casi è solo un fenomeno legato a processi di sovraccarico.

Le morfologie acclivi (cioè ripide) sono una frequente caratteristica di molti vulcani, anche sottomarini. Potendo per un istante togliere la massa d'acqua che avvolge e ricopre molti edifici vulcanici di ambiente oceanico (ma con *Google Earth* in molti casi l'effetto è possibile), apparirebbero evidenti le numerose nicchie di cedimento che ne costellano i fianchi sommersi. Un classico esempio capace di rendere evidente il fenomeno è il vulcano Piton de la Fournaise, al largo del Madagascar (Fig. 114).

In altri casi sono invece le faglie attive a generare ripide e instabili scarpate sottomarine, come si verificò, in un lontano passato geologico, nei territori tra le regioni Lombardia, Veneto e Friuli Venezia Giulia (v. Cap. "Una gigantesca scala sottomarina", SD-3b).

In altre circostanze è ancora la presenza di ripide morfologie subacquee a propiziare l'innescò di periodici colossali cedimenti sottomarini. Questo ad esempio è quanto si è verificato (e continuerà periodicamente a verificarsi) al largo della Puglia, di fronte a Bari, in una ripida fascia che raccorda i bassi fondali della piattaforma adriatica centro-settentrionale a quelli, sensibilmente più profondi, della fascia adriatica meridionale.

Non dimentichiamo che, in ognuno di questi casi, l'innescò di una mega-frana ha in sé la capacità di generare episodi di *tsunami* con tragiche ripercussioni lungo i settori costieri.



probabili altre mega-frane. Questa (b) è la porzione prossimale della più estesa tra le mega-frane generatesi intorno a 20.000 anni fa. È ancora ben esposta, ossia non ricoperta da nuovi sedimenti, né rielaborata dalle correnti sottomarine. Si intuisce la sua organizzazione caotica, data da grandi blocchi rocciosi accatastatisi durante il cedimento. L'accumulo si segue in lunghezza per quasi 20 km ed è collocato a ridosso della faglia di Mattinata, sul suo lato settentrionale. (Da Minisini, Trincardi & Ascoli, 2006; immagine ottenuta tramite *side-scan-sonar* dell'Istituto di Scienze del Mare, ISMAR-CNR).

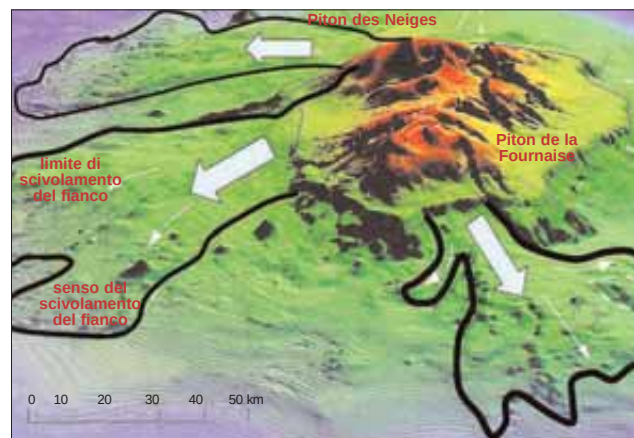


Fig. 114 - Vista in 3D dell'edificio vulcanico del Piton de la Fournaise (Isola di Reunion, Oceano Indiano). La figura mette in evidenza i numerosi giganteschi cedimenti che ne costellano i fianchi. A ogni grande nicchia di frana corrisponde, nelle profondità marine, un relativo accumulo caotico. La ragione dei cedimenti, in questo caso, è da attribuirsi tanto al sovraccarico quanto alle morfologie ripide e instabili create da apporti lavici continui nel tempo. (Da Autore anonimo, modif.).

2d) Gli accumuli delle frane di superficie

Quando frana una successione rocciosa litificata, ossia cementata oltre che dotata di semplice coesione, si genera una congerie di blocchi, gran parte dei quali subisce ulteriori e più minute frammentazioni durante la caduta e il trasferimento rapido verso il basso, alla ricerca di una posizione di maggiore equilibrio.

Dal punto di vista strettamente fisico il franamento si può intendere come la vittoria della *forza di gravità* sugli attriti interni presenti in un ammasso roccioso. Attriti che mostrano valori minimi in corrispondenza dei contatti tra particolari strati a differente litologia e lungo le fratture e le faglie.

Scavare una strada a metà versante, lungo una scarpata rocciosa compatta, non stratificata né fratturata, non implica l'adozione di particolari cautele perché gli attriti interni hanno valori praticamente infiniti se confrontati con l'unica forza che ad essi si potrebbe opporre in condizioni normali: la *forza di gravità*.

Se al massiccio omogeneo sostituiamo una successione stratificata in assetto orizzontale e priva di fratture e faglie, non cambia nulla negli equilibri ai quali è sottoposta la parete rocciosa. Le superfici di debolezza, dove in altre parole l'aderenza interna tra roccia e roccia può farsi più labile (giunti di strato), hanno un orientamento tale che lo sforzo indotto dalla gravità, applicata verticalmente, non induce destabilizzazioni.

Sarebbe come appoggiare sopra un lastrone di ghiaccio orizzontale un cartone e poi sedersi sopra. Anche chiamando amici per aumentare il carico si otterrebbe una condizione di assoluta immobilità ed equilibrio. Al massimo si spezzerebbe il ghiaccio, se sotto c'è l'acqua. La situazione cambierebbe nel caso di una lastra di ghiaccio

dotata di pendenza. Più aumenta l'inclinazione del contatto ghiaccio-cartone e meno amici saranno necessari per sviluppare uno scorrimento del cartone (e del suo carico umano!); diventa intuitivo anche senza dimostrazioni fisico-matematiche.

Nel caso reale di un massiccio roccioso i contatti ghiaccio-cartone sono rappresentati, come visto, dai limiti fra strato e strato. Le condizioni di disequilibrio potranno crearsi specialmente dove si interpongono litologie tendenzialmente più plastiche quali argille, marne, gessi e rocce evaporitiche in genere, o anche livelli meno o scarsamente cementati rispetto alle restanti litologie della successione rocciosa. E, come nell'esempio ghiaccio-cartone, occorrerà che le superfici sede di potenziali movimenti si trovino orientate obliquamente, inclinate verso l'esterno della parete rocciosa.



La frana del Vajont

Era la sera del 9 ottobre 1963 quando accadde. Appresi la tragica notizia dalla radio, la mattina successiva, prima di andare a scuola. Non si parlò d'altro quel giorno. La sera prima si era verificato un evento geologico molto comune e frequente: un franamento. Aveva però causato duemila morti.

Era stato un cedimento di gigantesche proporzioni, come purtroppo è logico che spesso si verifichi nell'evoluzione della superficie terrestre. Intere catene montuose si sollevano e innalzano per chilometri sopra il livello marino e vengono poi spianate dall'erosione. Nel giro di pochi milioni di anni - nulla rispetto agli oltre quattro miliardi e mezzo d'anni di vita del pianeta - l'erosione si sviluppa attraverso infiniti franamenti. Piccoli, come un blocco di roccia che crolla in un torrente da una

Fig. 115 - Le frane di crollo spesso sono innescate da eventi sismici. Il caso raffigurato è quello della frana che, nel maggio del 1976, intercettò la periferia dell'abitato di Bordano (UD). Da notare come l'intero corpo di crollo in questo caso abbia formato un lobo detritico assimilabile a un conoide di versante (v. Cap. "I conoidi di versante", SF). In un tale deposito i blocchi di maggiori dimensioni risultano quelli proiettati verso le zone più avanzate dell'accumulo. Questo in ragione della loro massa maggiore che comporta una maggiore energia cinetica rispetto a quella dei frammenti più fini fermati, al calare progressivo delle proprie dimensioni, in posizioni via via più arretrate. Su tale principio si basano gli studi che, in zone abitate soggette a crolli di blocchi da pareti rocciose instabili, definiscono il limite della zona a rischio. A tal fine sono valutati caratteri e parametri specifici, quali l'altezza dei potenziali punti di distacco, la grandezza massima dei blocchi, la loro resistenza agli urti, la scabrosità e la resistenza del pendio sul quale precipitano e rotolano, ... Tutto questo per ricavare le traiettorie dei blocchi rotolanti, la loro propensione alla frammentazione durante i primi rimbalzi, i punti di arrivo dei blocchi maggiori, ... e trarne infine le dovute indicazioni sulla massima espansione del futuro deposito. Tutto questo attraverso specifici programmi di simulazione sviluppati al calcolatore. (Foto A. Carton).

sponda scalzata alla base dalle acque, o giganteschi, come quello del Vajont, accaduto quasi cinquant'anni fa. Per incuria e fatalità un versante del Monte Toc che sovrasta il lago del Vajont, situato al confine tra le province di Pordenone e Belluno, franò nel sottostante invaso artificiale (Fig. 116).

Fu come mollare un masso in una tinozza colma. L'acqua superò la diga che sbarrava il lago lasciandola intatta come ancora oggi si può osservare (Fig. 117b). Un muro liquido si riversò rapido oltre il baluardo di calcestruzzo, rombando con un rumore che a Longarone, paese situato immediatamente a valle della diga, non erano capaci di comprendere. Né avrebbero potuto mai averne il tempo necessario. Fu un gigantesco artiglio liquido fatto di acqua, fango e ghiaia - quest'ultima

scalzata dal greto del Piave - capace di strappare e divellere ogni cosa, ricoprendo tutto con un silenzioso sigillo di melma.

Un istante dopo, all'infernale crepitio di rocce, alberi e acqua si era sostituito un silenzio ancora più sconvolgente del boato stesso della massa liquida in caduta libera verso il paese. Nel buio esistevano solo i latrati dei cani, immobili ai margini di quello spettrale fotogramma mai più dimenticato.

Quasi vent'anni dopo e quasi in quelle stesse zone, quell'innaturale denso silenzio si sarebbe ripresentato per un interminabile istante, a sottolineare la fine di un nuovo luttuoso evento naturale: la scossa di terremoto del 6 maggio 1976. Un'altra tappa tanto tragica quanto altrettanto logica nell'evoluzione della crosta terrestre.

Oggi la frana del Vajont appare ancora come cinquant'anni fa. La diga è lì, intatta, a sbarrare il gigantesco accumulo di frana preservandolo, per il momento, da successive erosioni. Sul retro dell'enorme diga - quando fu costruita era la seconda per grandezza in Europa - si estende un territorio che offre intatta la dimensione tragica di quello spaventoso evento perfettamente ricostruibile oltre che nei suoi effetti anche nelle cause dell'innescò.

Torniamo per un attimo a quei tragici istanti. Siamo a pochi giorni dal disastro. Il versante roccioso del Monte Toc che guarda verso il Lago del Vajont è una pila di calcari stratificati con inclinazione che li porta ad immergersi - a franappoggio (cioè inclinati nello stesso verso del pendio) - nelle acque del lago. Acque alle quali fu consentito inconsientemente di approssimarsi ai massimi livelli raggiungibili dall'invaso.

Due diversi caratteri presenti nelle rocce del Monte Toc avrebbero potuto, fin dalla progettazione della diga, fare presagire il futuro cedimento del versante. Si sarebbe potuto prevedere l'evento, anche se più difficile sarebbe stato stabilire il momento del cedimento. E fu molto prima di ogni ragionevole dubbio o speranza. Due caratteri, fatalmente riuniti nella stessa successione rocciosa, la sera del 9 ottobre 1963 diventarono due cause determinanti per l'innescò del franamento.

- 1) Gli strati inclinano con pronunciato angolo (45°) verso le acque del lago.
- 2) La potente successione rocciosa, rappresentata da prevalenti calcari compatti organizzati in grosse bancate massicce, non è del tutto omogenea; al suo interno esiste un'intercalazione di marne che raggiunge 60 m di spessore.

È come avere una pila di libri con interposto, a metà della successione, un foglio di carta oleata; il tutto è appoggiato sopra il piano di una scrivania

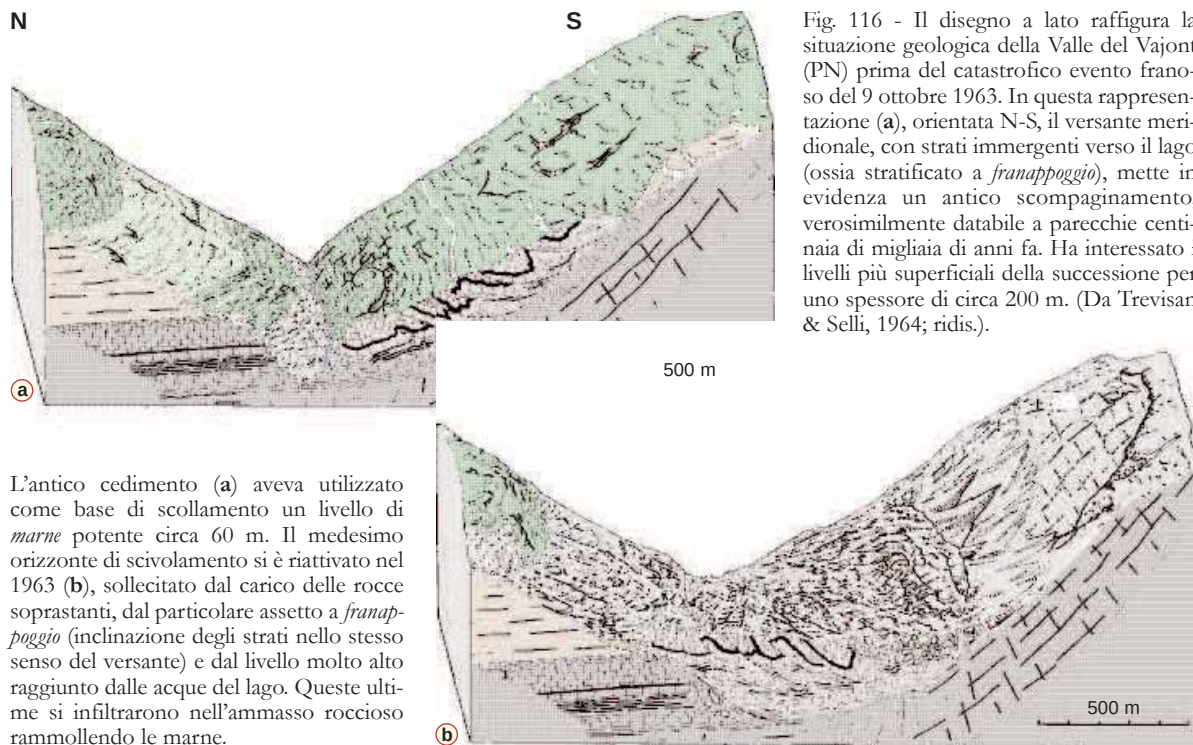


Fig. 116 - Il disegno a lato raffigura la situazione geologica della Valle del Vajont (PN) prima del catastrofico evento franoso del 9 ottobre 1963. In questa rappresentazione (a), orientata N-S, il versante meridionale, con strati immergenti verso il lago (ossia stratificato a *frana-poggio*), mette in evidenza un antico scompaginamento, verosimilmente databile a parecchie centinaia di migliaia di anni fa. Ha interessato i livelli più superficiali della successione per uno spessore di circa 200 m. (Da Trevisan & Selli, 1964; ridis.).

L'antico cedimento (a) aveva utilizzato come base di scollamento un livello di *marne* potente circa 60 m. Il medesimo orizzonte di scivolamento si è riattivato nel 1963 (b), sollecitato dal carico delle rocce soprastanti, dal particolare assetto a *frana-poggio* (inclinazione degli strati nello stesso senso del versante) e dal livello molto alto raggiunto dalle acque del lago. Queste ultime si infiltrarono nell'ammasso roccioso rammollendo le marne.



Fig. 117 - La nicchia della frana del Vajont si estende su un fronte di quasi 2 km. È tragicamente sottolineata dalla mancanza del bosco, franato a valle assieme alle rocce, e dai liscioni di roccia esposta. (Foto I. Pecile).

inclinata. Il foglio, per la sua caratteristica composizione, diventa una superficie di debolezza all'interno della successione di volumi, consentendo lo scivolamento del pacco di libri superiore.

Due elementi di potenziale instabilità ai quali l'incuria umana aggiunge un catalizzatore: l'acqua del lago artificiale. Le rocce descritte, con i loro elementi di debolezza, rappresentano l'intero versante meridionale della valle trasformata in lago.

Le acque di quest'ultimo, lentamente e progressivamente, stanno impregnando le parti sommerse della successione rocciosa, si infiltrano lungo i giunti di strato, risalgono lungo i livelli marnosi che assorbono ammorbidendosi e abbassando gli attriti interni della massa rocciosa incombente. Gli

attriti interni sono in questi casi una sorta di freno a mano tirato. Abbassarli significa allentare quel freno con le logiche conseguenze che ne derivano.

Per il Monte Toc l'innescò del cedimento seguì un meccanismo molto simile e perfettamente intuibile nella sua semplicità. Il freno a mano del massiccio, complice l'acqua di infiltrazione, cominciò ad allentarsi con progressione esponenziale.

Mancano ventiquattr'ore all'evento. Vengono avvertiti i primi scricchiolii nella massa rocciosa. Qualcuno si allarma, ma la reale portata del pericolo è ancora sottovalutata. Si decide di far calare il livello del lago.

È una scelta logica ma richiede tempi di esecuzione molto lunghi. Il livello dell'acqua comincia impercettibilmente a diminuire. Qualche decimetro. Impossibile accele-

Fig. 118 (sotto) - La diga, ancora intatta pur se inutilizzata, ricorda che un tempo alle sue spalle si estendeva il Lago del Vajont. (Foto F. Finocchiaro).



rarne il deflusso. Ormai è troppo tardi per qualsiasi tipo di intervento, ma nessuno ancora comprende che il conto alla rovescia è prossimo alla fine. Manca mezz'ora. È buio sul Monte Toc ora. I crepitii si susseguono più ravvicinati. Localmente si aprono fenditure e piccole voragini. Qualche albero si inclina paurosamente. Non c'è chi possa vederlo. Un minuto soltanto. Gli attriti interni crollano, l'intero versante si mette in movimento. Prima lentamente, tra boati e scricchiolii di rocce che si spezzano, si sfregano una contro l'altra, si sbriciolano lungo la superficie di scivolamento della frana. Poi rapidamente tutto accelera, compresi i secondi che mancano alla fine. Ormai il versante è una massa rocciosa scompagnata che romba verso il lago travolgendo e frantumando nella discesa migliaia di alberi e arbusti. È un tuffo tragico nelle acque nere di un lago che da questo momento in poi risalirà in contropendenza il versante opposto, per quasi 300 m, per poi spingersi con un'impressionante onda d'urto verso ovest, scavalcando la diga e scendendo con un salto di 350 m verso il paese di Longarone. E mentre quest'ultimo con i suoi abitanti viene raggiunto dalla tragica piena, sul retro della diga si assestano i ciclopici blocchi di calcare e marne trascinati dal cedimento. Oltre 250 milioni di metri cubi di roccia si riversano, con un prolungato assordante boato, nelle profondità del lago. L'accumulo di frana, che la stessa diga riparerà da future erosioni, conservandolo a monito e memoria del tragico evento, si presenta caotico e deposto in massa, con particelle, granuli, frammenti e blocchi giganteschi, ancora stratificati, tutti depositati in un unico evento.

Questa volta l'Uomo, nella sua più o meno consapevole incoscienza, ha accelerato un processo distruttivo che la natura aveva già contemplato tra i suoi futuri progetti. Non è cambiato il come, è stato solo spostato il quando. L'Uomo ha solo anticipato di qualche migliaia di anni un evento naturale rendendolo tragicamente luttuoso.

2e) I depositi dei ghiacciai

Non si può osservare un settore qualsiasi del territorio alpino senza sentirsi, almeno per un istante, proiettati indietro nel tempo di qualche migliaio di anni. Non è possibile contemplare la grandiosità di una vallata modellata nella caratteristica forma a U senza che quel gigantesco solco si riempia nuovamente, per un attimo, di ghiacci in lento movimento.

È la forma dunque, indotta da un modellamento particolare, a suggerire la ragione di un simile effetto, sia allo studioso quanto al semplice escursionista curioso di sapere e di conoscere. Concepita la causa, è semplice ricreare mentalmente il paesaggio nel suo aspetto di un tempo e immergersi nel recente passato geologico di quel territorio. Attraverso l'osservazione di un ambiente montano che poche migliaia di anni fa ha ospitato un ghiacciaio, è dunque possibile riconoscere le tracce lasciate dalla relativa **lingua glaciale**, estesa come un lungo nastro che collega i rilievi più elevati, dove si realizzano le più cospicue e prolungate precipitazioni nevose, con le zone pedemontane in cui, all'estremità più avanzata della lingua, la quantità di ghiaccio che affluisce è equivalente a quella che si scioglie.

Mediante l'individuazione di una valle dalla caratteristica sezione a U, modellata in roccia, si possono ricostruire gli antichi percorsi delle lingue glaciali. Attraverso il riconoscimento di altri tipi di morfologie è possibile ritrovare le aree di alta montagna dove il ghiacciaio prendeva origine e forma. Sono queste le cosiddette zone di **circo glaciale**, dove i crinali dei rilievi più elevati individuano enormi conche rocciose dal fondo depresso e aperto verso valle. Spesso è possibile riconoscere più circhi glaciali adiacenti che presentano

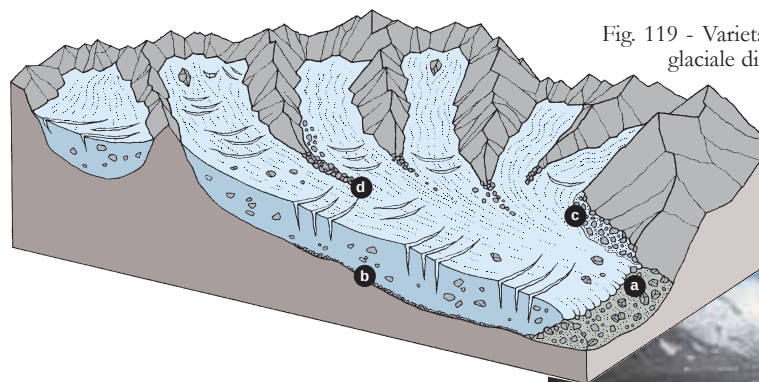


Fig. 119 - Varietà di morene che si accumulano in un contesto glaciale di tipo alpino: a) frontale; b) di fondo; c) laterale; d) di confluenza.

Fig. 120 - Il margine frontale del grande ghiacciaio del Gross Glockner (Austria). Si intuisce la lenta mobilità della massa di ghiaccio che scarica davanti a sé i detriti trasportati sopra e al proprio interno. Andranno a formare il suo arco morenico frontale (foto R. Zucchini).



dei crinali in comune e ampliano in maniera notevole il volume delle zone destinate alla produzione di ghiaccio. Sono zone dove gli abbondanti accumuli nevosi possono raggiungere parecchie centinaia di metri di spessore.

Ne consegue che in tali invasi naturali gli strati di neve più vecchi e profondi tendono progressivamente a comprimersi e schiacciarsi sotto il peso di quelli soprastanti. L'aumento di carico verticale trasforma i semplici cristalli di neve, a struttura porosa colma di aria, in ghiaccio denso e compatto destinato a "fluire" (è il termine più giusto perché si comporta come un fluido molto denso) oltre il circo glaciale per riversarsi nelle valli sottostanti.

Un ghiacciaio, a seconda delle caratteristiche delle rocce che incontra e ricopre lungo il proprio percorso, possiede di volta in volta e di tratto in tratto capacità debolmente erosive, oppure solo di abrasione e levigatura. Quanto basta comunque per conferire a un territorio montano la tipica impronta glaciale. È un'impronta che, solo a fatica

e col passare di molte migliaia di anni, i successivi torrenti che in quelle stesse valli si sostituiranno ai ghiacci riusciranno a confondere e in parte a mascherare (v. Cap. "Le catture fluviali...", SM4).

Al definitivo dissolversi delle lingue glaciali per i progressivi e periodici riscaldamenti climatici, è possibile riconoscere sul territorio non solo le caratteristiche tracce dei modellamenti, ma anche quelle lasciate dagli accumuli abbandonati lungo i percorsi. Questo perché un ghiacciaio non solo erode, scalza, asporta, abrada, liscia, leviga e modella un versante roccioso, ma anche perché, come diretta conseguenza, si fa carico di tutti i frammenti rocciosi che sopra ad esso cadono dalle pareti rocciose che lo limitano.

Frammenti grandi e piccoli, blocchi giganteschi e particelle infinitesime, staccati dalle pareti in roccia e inglobati nella massa di ghiaccio o strisciati sul fondo e tritutati sotto lo sforzo delle enormi pressioni prodotte. Se il flusso di ghiaccio, come un gigantesco nastro trasportatore, raccoglie via via il materiale detritico lungo il proprio percorso,

dovrà anche necessariamente accumularlo nel punto dove il nastro termina: alla fronte della lingua glaciale, corrispondente alla posizione in quel momento più avanzata - ossia più a bassa quota - di tutto il ghiacciaio.

Una lingua glaciale è paragonabile ad una scala mobile che si muove in discesa e viene continuamente caricata a monte di pacchi e pacchetti che inesorabilmente finiscono con l'essere in gran parte abbandonati e accatastati uno sull'altro nell'unica posizione logica: il fondo della scala. È così che quando il fronte glaciale riesce, a motivo di condizioni climatiche stabili, a stazionare lungamente nella stessa posizione, in quel punto si potrà produrre un consistente accumulo di detriti disposti con la caratteristica forma arcuata.



Fig. 121 - Morena di fondo lungo un torrente alpino. È un particolare tipo di deposito in massa che si genera alla base delle coltre glaciali. È prodotto dalla macinazione delle rocce e dei sedimenti sui quali transita il ghiaccio. Spesso sono i blocchi trasportati sul fondo della coltre glaciale a fare da "raschietto". In questo tipo di accumulo non sarà difficile trovare i famosi *ciottoli striati* (Fig. 122). Un simile deposito glaciale si ritrova sia nei fondivalle, sia sui versanti vallivi che un tempo erano coperti da ghiacci in movimento. L'abbandono avviene durante il ritiro della coltre glaciale. Di norma questi depositi sono quasi ovunque coperti da vegetazione, da detriti torrentizi o di versante, oppure sono stati asportati dall'erosione. In questo caso sono state le acque di un torrente, sostituitosi circa 18.000 anni fa alla lingua glaciale che occupava la vallata, a incidere e scoprire il deposito morenico. Questa volta, fortunatamente, siamo arrivati in tempo per vederlo!

Forme moreniche dal volume trascurabile, rispetto ai grandi accumuli frontali, si ritrovano inoltre lungo i lati delle lingue glaciali (*morene laterali*), all'incontro tra due lingue (*morene di confluenza* o *mediane*). Abbondanti e diffuse risultano invece le *morene di fondo* (Fig. 121) che, al ritiro della coltre glaciale, sono abbandonate a tappezzare in modo discontinuo il territorio. Si concentrano sulle sommità ampie e arrotondate dei rilievi e lungo i versanti poco ripidi.

Con un po' di azzardo e molta fantasia un ghiacciaio può essere paragonato... a un vulcano. Tutto può servire per aiutare a comprendere. Così come un vulcano possiede una o più bocche eruttive di produzione del magma dalle quali esce la lava, che si spinge verso le quote inferiori, allo

stesso modo i ghiacciai hanno, sui rilievi più elevati e conformati ad anfiteatro, le loro zone di accumulo nevoso capaci di riversare il materiale in eccesso verso valle.

Naturalmente per i vulcani l'approvvigionamento avviene dall'interno della Terra, dal profondo, mentre per i ghiacciai... dall'alto. Eppure dal momento in cui i due differenti "fluidi", lava e ghiaccio, si vengono a trovare sulla superficie terrestre si comportano in un modo molto simile, dando luogo a forme dinamiche confrontabili: da un lato le colate incandescenti, dall'altro le colate ghiacciate, entrambe caratterizzate da elevata viscosità e velocità di avanzamento tendenzialmente lenta.

In tutti e due i casi si producono lingue strette e allungate formate da materiale che scorre verso il basso guidato dalla forza di gravità. Nelle colate laviche l'arresto è dato dal consolidamento, nelle lingue glaciali, al contrario, è lo scioglimento a fissare il limite della massima espansione.



Fig. 122 - Questo ciottolo, lungo 10 cm, è solcato da numerose micro-incisioni. È definito *ciottolo striato*: i sottili solchi che ne caratterizzano la superficie sono graffi da sfregamento prodotti sul fondo di una lingua glaciale durante il trascinarsi. Il contatto con altri ciottoli o, più spesso, contro il substrato roccioso, avviene sotto l'effetto della pressione della massa di ghiaccio che comunemente raggiunge spessori di parecchie centinaia di metri.

Un anfiteatro morenico da manuale

Nel territorio friulano le testimonianze mute del glacialismo würmiano, l'ultimo e più intenso degli intervalli glaciali quaternari, si stagliano evidenti appena oltre il limite dei rilievi prealpini. Sono i depositi dell'anfiteatro morenico frontale del Fiume Tagliamento, formati da una serie di cerchia moreniche concentriche, paragonabili a quelle degli anfiteatri di Ivrea, dei Laghi Maggiore, di Como e di Garda.

Le morene, con i loro caratteristici accumuli caotici, a blocchi e ciottoli talvolta marcati da evidenti striature, dovute agli sfregamenti prodotti durante il trascinarsi, costituiscono un valido segnale che testimonia la precedente attività di una lingua glaciale.

Tra i vari tipi di morene quelle frontali si accumulano durante un periodo di stazionamento della fronte del ghiacciaio. In queste circostanze la lingua glaciale è in grado di scaricare di fronte a sé la grande massa di detriti che trasporta.

Le posizioni e distribuzioni delle morene frontali attestano le pulsazioni della colossale lingua glaciale tilaventina durante l'ultima fase glaciale. Lingua glaciale che, in base alle localizzazioni degli accumuli morenici laterali, ubicati lungo i versanti della valle, doveva raggiungere i 600 m di spessore a monte di Gemona e tra Tolmezzo e Venzone, e superare di poco i 400 m poco a N dell'abitato di Artegna.

Il vasto anfiteatro morenico (250 km²) sulle cui propaggini meridionali sorgono i centri di San Daniele, Fagagna e Tricesimo (Fig. 123), testimonia solo l'ultima delle quattro grandi espansioni glaciali quaternarie (Würm), essendo stati i precedenti accumuli erosi, rimaneggiati o ricoperti da questi ultimi. Le fasce concentriche di deposito morenico attestano periodi ravvicinati di leggero

riscaldamento del clima e arretramento contenuto della fronte glaciale. Nelle zone montuose di accumulo nivale l'aumento delle temperature medie determinava una diminuzione delle precipitazioni, mentre a valle il punto in cui si realizzava un bilanciamento tra la quantità di ghiaccio che giungeva e quella che fondeva tendeva ad arretrare. Il risultato era il ritiro della lingua glaciale, in attesa di una nuova stabilità climatica capace di favorire un successivo stazionamento.

Sulla seconda cerchia morenica affiorante, interna alla prima, sorgono i paesi di Caporiacco, Colloredo e Treppo Grande. Tra le due cerchie si sono depositati a tratti dei limi nerastri torbosi,

successivi al ritiro del ghiacciaio e contemporanei al deposito del secondo, e più interno, cordone morenico. Questi accumuli torbosi testimoniano la presenza di antichi laghi o stagni formati sul retro delle morene frontali, già disattivate, che fungevano da diga di sbarramento alle acque di fusione che scaturivano dalla parete del ghiacciaio in arretramento. Un'ulteriore serie di rilievi morenici privi di una precisa connessione geometrica, e ubicati nella parte più interna e settentrionale dell'apparato morenico tilaventino (Majano, Zegliacco, Urbignacco di Buia, Sopramonte, Colle Masanet), denuncia ulteriori fasi di pulsazione climatica seguiti da stazionamento della lingua glaciale.

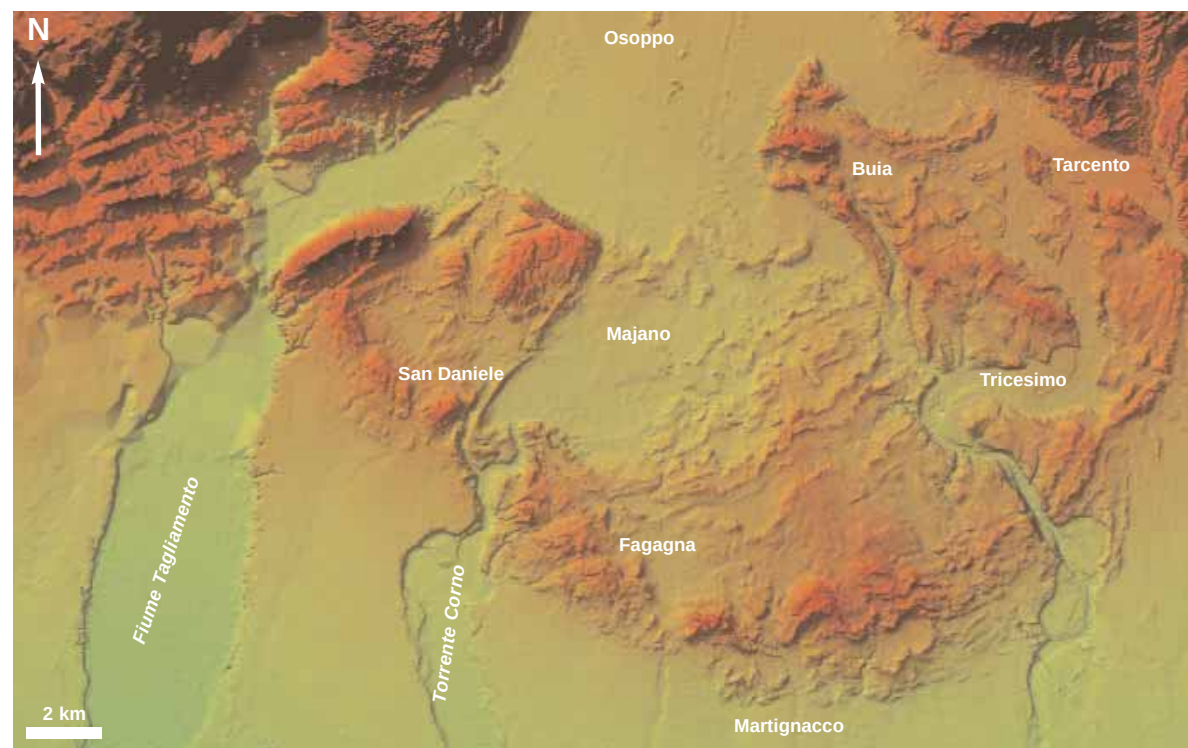


Fig. 123 - DEM (*Digital Elevation Model*) del territorio friulano centrale in grado di evidenziare l'anfiteatro morenico prodotto dalla lingua glaciale del Tagliamento durante la glaciazione würmiana. La cerchia morenica più esterna è la più elevata. Si alza circa 150 m sulla pianura. Scala verticale esagerata di 12 volte. (Da Venturini, Astori & Cisotto, 2004).

Bisogna anche ricordare che i movimenti tettonici di un'area attiva quale il margine prealpino friulano (i violenti sismi recenti lo confermano) possono, seppure limitatamente, condizionare l'evoluzione del paesaggio. L'originaria morfologia dei depositi glaciali, pur non risultando stravolta dai successivi movimenti tettonici, può risulterne in parte modificata lungo certe particolari fasce (Fig. 123) riconoscibili da un occhio esperto.

Alcuni recenti studi riguardanti le cerchia moreniche dell'alta pianura friulana ipotizzano una interessante possibilità basata sul ritrovamento di una elevata quantità di massi erratici di cospicue dimensioni, distribuiti nel sottosuolo tra il paese di Tricesimo, ubicato una decina di km a N di Udine, e Terenzano, posto altrettanti km a S di Udine.

Tali massi - di norma intorno al metro cubo e si situano poco sotto la superficie fino a profondità di 30-35 m al massimo. Questi ritrovamenti sem-

brano compatibili solo con un trasporto di tipo glaciale. Se, al contrario, si provasse a giustificare la presenza dei massi erratici dispersi nel sottosuolo intorno ad Udine (detti anche *trovanti*) come dovuta all'erosione della morena affiorante nei dintorni di Tricesimo e alla ridistribuzione fluviale - in questo caso da parte del Torrente Cormor - dei blocchi presenti al suo interno, questi ultimi avrebbero dovuto disperdersi casualmente nell'alta pianura orientale senza formare fasce a geometrie arcuate e concentriche simili a quelle dei cordoni morenici noti e affioranti.

Le litologie dei *trovanti* rispecchiano naturalmente quelle degli affioramenti della cerchia montuosa alpina e prealpina attraversata dal reticolo vallivo dei Fiumi Tagliamento e Fella e dei rispettivi affluenti. Sono difatti presenti blocchi di conglomerati quaternari dell'area di Venzona e Tolmezzo, massi di Dolomia Principale (Triassico sup.) diffusa lungo le Dolomiti Pesarine, in tutte le



Fig. 125 - Massi erratici glaciali messi in luce alcune decine di anni fa alla periferia di Udine durante gli scavi per l'autostrada A23. Nella letteratura specifica vengono definiti come *trovanti*. Nell'alta pianura friulana blocchi simili, sempre con taglie eccezionali, si trovano in quantità molto elevata. Sono ovunque sepolti (0-35 m) sotto più recenti depositi fluvio-glaciali e fluviali. I massi sono complessivamente distribuiti in fasce concentriche che corrisponderebbero ad altrettanti archi morenici frontali. Il più interno tra essi verrebbe parzialmente a giorno verso settentrione e corrisponderebbe ai rilievi morenici di Pagnacco e Qualso, appena a N di Udine.

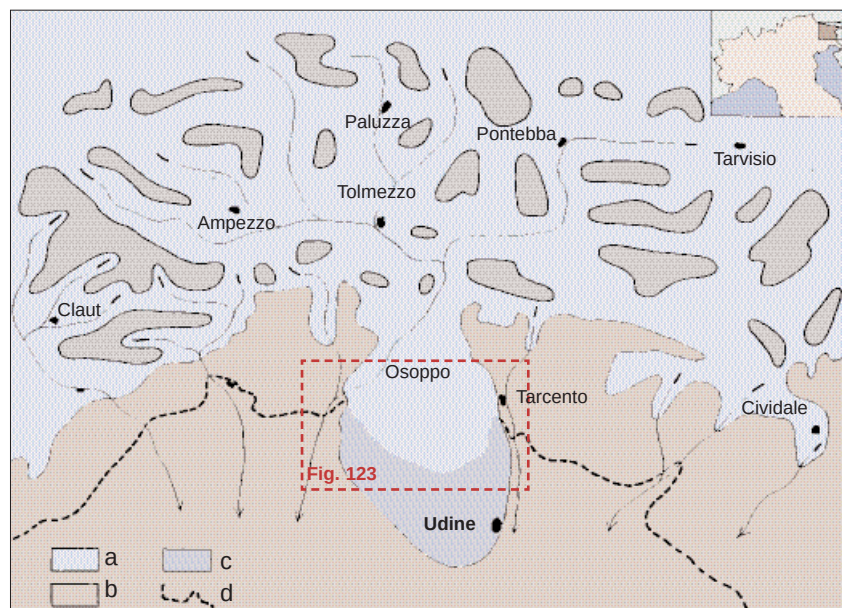


Fig. 124 - Situazione del territorio friulano durante l'espansione glaciale würmiana (da Gortani, 1959; modificato): a) estensione massima dei ghiacciai würmiani nel territorio alpino nord-orientale; b) aree che durante il Würm emergevano dai ghiacci o che (verso S) non sono mai state coperte dalla coltre glaciale; c) accumuli glaciali würmiani (morene frontali) attualmente sepolti a bassa profondità (0-35 m) sotto più recenti depositi fluvio-glaciali e fluviali; d) limite tra i rilievi prealpini non coperti dai ghiacci e la pianura.

Alpi Tolmezzine e in gran parte delle Alpi Giulie, e massi di caratteristiche vulcaniti ladiniche (Triassico medio) affioranti nel settore tarvisiano.

I dati riportati suggeriscono che il poderoso ghiacciaio tilaventino, nel corso della sua ultima e complessa espansione (Würm), non si fermò in corrispondenza della cerchia di Fagagna, San Daniele, Martignacco e Tricesimo, rilievi morenici ritenuti come i più avanzati, ma, in una fase appena precedente, superò Udine fino a raggiungere Basiliano, Campoformido e Terenzano (Fig. 124).

La distribuzione in pianta degli erratici, spesso associati ad abbondante materiale limoso misto a ciottolame disperso in modo caotico, ben rappresenta la possibilità che, oltre la cerchia morenica più meridionale a tutti nota, si estenda, ancor più esternamente ad essa, un'ulteriore serie di cordoni morenici oggi "invisibili". La loro invisibilità è il

risultato di una “sepolatura” ad opera di più recenti sedimenti fluvio-glaciali che, abbondanti e diffusi, avrebbero finito per rivestirli, occultandoli a deboli profondità (0-35 m).

Accettando questa ipotesi, suffragata dal ritrovamento degli erratici e delle morene sepolte, nonché dalla loro distribuzione in fasce concentriche tipiche degli abbandoni glaciali, l'evoluzione del ghiacciaio tilaventino nel Würm dovrebbe essere dunque modificata. Esisterebbero due espansioni distinte del grande ghiacciaio würmiano e non una sola.

Nella prima e più antica, databile in un imprecisato intervallo compreso circa tra 110.000 e 50.000 anni fa, la fronte glaciale, con la sua caratteristica forma arcuata, si sarebbe attestata a ridosso di Udine, accumulando intorno al modesto rilievo del colle del Castello (già allora presente da tempo) la morena più esterna delle tre complessive cerchia deposte in questa fase. Questo deposi-

to, come già osservato, può essere riconosciuto nel sottosuolo a pochi metri di profondità, da Qualso a Udine e più a S, fino a Basiliano.

La successiva e più recente espansione glaciale würmiana, il cui acme è attestato intorno a 20.000 anni fa, avrebbe prodotto tre ulteriori cerchia moreniche, accumulate appena a monte delle precedenti: sono quelle a tutti note in quanto affioranti. Per essere più precisi, si potrebbe aggiungere che alcuni dei colli morenici in posizione esterna (Qualso, Molin Nuovo e Pagnacco) apparterrebbero alla più antica serie di morene “sepolte”. Lo confermerebbe l'alterazione dei relativi depositi, molto più intensa rispetto alle restanti morene affioranti.

A questi colli, locale propaggine affiorante dell'ultima morena “sepolta”, si è poi addossato il grande arco frontale a tutti noto, quello di Fagagna, San Daniele, Martignacco e Tricesimo, nel secondo tempo dell'appassionante film würmiano.

Il colpo di coda dei ghiacciai alpini

Quasi tutti sono a conoscenza che nel settore alpino gli intervalli glaciali, altrimenti definiti come **epoche glaciali**, sono stati almeno quattro. Nella letteratura specifica originaria sono denominati Günz, Mindel, Riss e Würm, dal più antico al più recente, seguendo un ordine alfabetico e utilizzando i nomi di alcuni tra i torrenti che attualmente scorrono, in territorio alpino, in zone che nel passato furono sede di glaciazione.

Pochi però sanno che all'ultima espansione würmiana, conclusasi con il rapido ritiro e la quasi totale scomparsa dei ghiacciai alpini, avvenuta circa 18.000 anni fa, fece seguito, poco più di un migliaio di anni più tardi, un nuovo brusco irrigidimento climatico. Questo intervallo, denominato *tardo-würmiano* o *tardo-glaciale*, fu regolato da un'alternanza di periodi più temperati e più rigidi; durò poche migliaia di anni, concludendosi circa



Fig. 126 - Fronte della lingua glaciale del Ghiacciaio Brouillard (Courmayeur, AO), facente parte dell'apparato glaciale del massiccio del Monte Bianco. Così dovevano apparire durante le fresche estati del tardo-glaciale le vallate alpine carniche e giulie, specialmente quelle esposte a N. Erano percorse da ridotte lingue glaciali (lunghe pochi chilometri) che non scendevano mai sotto i 900-1000 m di quota. Alla loro fronte i detriti scaricati dai ghiacci hanno dato luogo ai caratteristici archi morenici frontali disposti trasversalmente alle vallate montane. (Foto A. Mocchiutti).

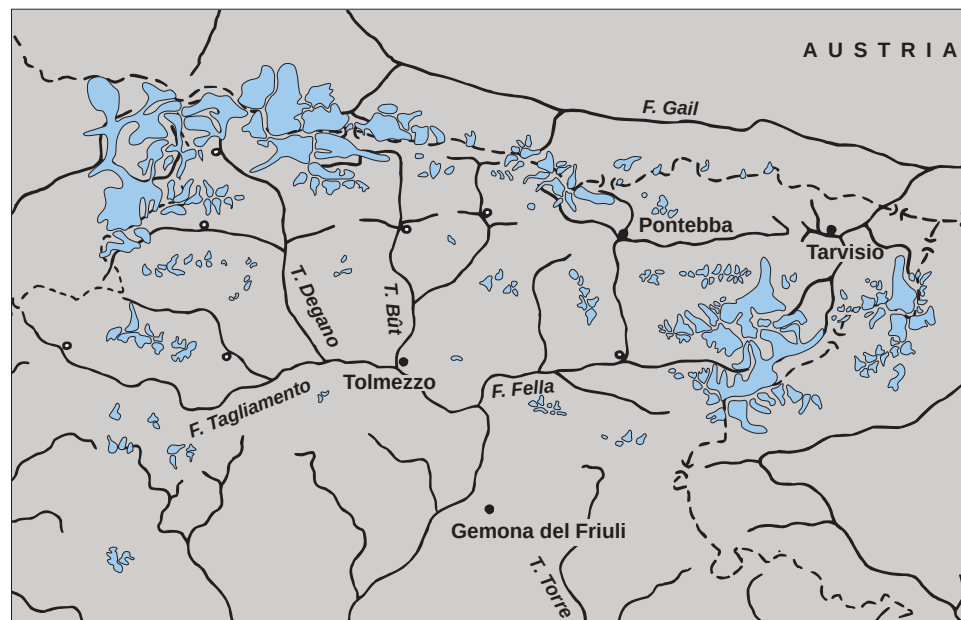


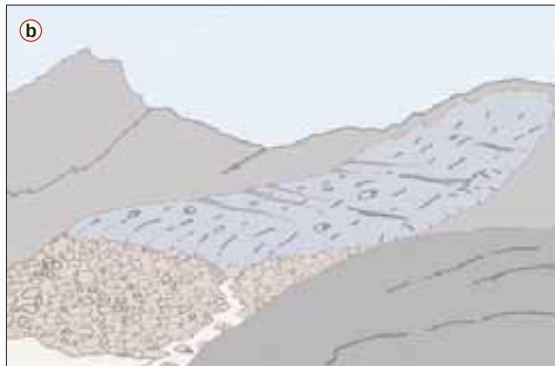
Fig. 127 - La mappa ricostruisce l'estensione dei ridotti nuclei glaciali che, all'inizio dell'intervallo tardo-glaciale würmiano (intorno a 16.000 anni fa), occupavano ancora il territorio alpino nord-orientale. (Da Venturini, 2003).

10.000 anni fa. Anche se dire “glaciale” è una parola un po’ grossa. Il raffreddamento climatico non raggiunse né si avvicinò mai ai livelli würmiani. Fu un susseguirsi di brevi stadi glaciali “moderati”, il successivo sempre meno intenso del precedente. Tant’è che sono riusciti a lasciare sul territorio una serie di morene frontali distribuite a quote via via più alte e sempre più ridotte e modeste man mano che la lingua tardo-glaciale si ritirava e stazionava di nuovo.

Neanche a dirlo, fu il primo impulso (stadio) tardo-glaciale a dare, anche in Friuli, le soddisfa-



Fig. 128 - Le morene frontali dell’intervallo tardo-glaciale würmiano risultano spesso ben individuabili, come in questo caso (a). Altrettanto semplice è ricostruire la posizione della lingua glaciale che l’ha generata (b). Malga Cerchio (q. 1639 m), a N di Pontebba (UD).



zioni maggiori, abbandonando le morene frontali più belle e riconoscibili. Tale primo evento tardo-glaciale coincide con la base del Dryas I. Durò relativamente poco - intorno a un paio di migliaia di anni, forse nemmeno - ma fu sufficiente a formare piccoli e numerosi ghiacciai locali che si limitarono a invadere le vallate sottostanti senza riuscire ad espandersi al di sotto di una certa quota che, per il territorio friulano, si attestò intorno a 800-900 m (Fig. 127).

Poteva apparire come l’inizio di un nuovo intervallo glaciale, anche se troppo pochi erano stati gli anni che lo separavano dalla scomparsa dei ghiacci würmiani. In effetti fu una sorta di semplice *colpo di coda* dell’ultima glaciazione. Nulla di più. Facendo il parallelo con uno sciame sismico potremmo paragonare l’intervallo tardo-glaciale a una modesta scossa di “assestamento”, distinta nel tempo ma ancora collegata al sisma principale, seppure caratterizzata da un’intensità decisamente inferiore.

Un ghiacciaio solitamente modella una valle conformandola a U. Una lingua glaciale di modeste dimensioni che percorre una valle già in precedenza modellata dal transito glaciale non può lasciare tracce erosive riconoscibili. Sarebbe come fare un segno sopra a un muro già imbrattato da decine di altri segni simili.

Quindi le tracce lasciate durante l’intervallo tardo-glaciale non possono essere cercate tra le forme di erosione. Un ghiacciaio però, oltre a modellare e levigare, trasporta un’ingente quantità di detriti rocciosi abbandonandola alla fronte della propria lingua glaciale.

Ecco dove e cosa si potrebbe cercare come indizio, unico ma sicuro, che dopo 15.000 anni ci può ancora raccontare inequivocabilmente come sono andate le cose: il cordone morenico frontale che è



Fig. 129 - Questo è un arco morenico tardo-glaciale. Si è formato circa 16.000 anni fa. La piccola lingua glaciale che l’ha generato proveniva dall’angolo sinistro basso della foto. Stazionava dove ora si trova lo stagno e li scaricava in massa il materiale detritico, essenzialmente minuto, che riceveva dai vicini versanti rocciosi. Una malga sorge presso un’estremità dell’arco morenico che mostra ancora riconoscibile, seppur coperto da un fitto manto erboso, un micro-reticolo idrografico non più attivo. I drenaggi in miniatura si erano formati subito dopo il ritiro della lingua glaciale, quando ancora la copertura vegetale non si era sviluppata. Dal tipo di erosione subita possiamo dedurre che i detriti che formano l’accumulo morenico devono essere fini. I solchi sub-orizzontali che interessano la parte di morena sulla destra dello stagno sono i segni del frequente passaggio delle mucche al pascolo che innescano limitati processi di *soliflusso* (cedimenti del terreno). Malga Agarçit di sopra (q. 1670 m), M. Arvenis (Alpi Carniche, UD).

stato depositato dove la lingua glaciale ha stazionato prima di ritirarsi verso quote più elevate.

Effettivamente, compiendo una simile ricerca sul territorio carnico e su quello tarvisiano (ma in pratica l’analisi può essere estesa a tutto il territorio alpino) si scoprono dei dati veramente interessanti.

Per risolvere un problema, di qualsiasi tipo, bisogna sempre cominciare col porsi le domande giuste e di conseguenza dotarsi degli strumenti ritenuti più adatti al tipo di analisi, adottando le metodologie di ricerca più idonee. Nel presente caso tutto risulta abbastanza semplice.

SF3 - Alcuni strati si depositano inclinati

Se pensiamo ad uno strato roccioso, raffigurandolo nel momento in cui si deposita, viene spontaneo e logico immaginarlo orizzontale. Anche se vi fosse detto che esistono alcuni particolari ambienti, o condizioni fisiche, che producono strati già in origine inclinati, addirittura fino a quasi 40°, fatichereste non poco nel tentativo di scoprire come e dove si verificano simili possibilità.

Cerchiamo di individuarle soffermandoci su alcune condizioni ambientali che producono strati già inclinati nel momento della loro deposizione.



Fig. 130 - I rilievi delle catene montuose sono spesso ammantati da abbondanti detriti. La ragione è da cercarsi innanzi tutto nella intensa fratturazione delle successioni rocciose che, per trovarsi alle attuali quote di montagna, sono state necessariamente sollevate e deformate (v. Sez. “Si Deforma”, SD). A questo si aggiunge la ripidità di molti versanti e l'azione del gelo e disgelo sull'acqua che condensa quotidianamente all'interno di micro-fratture prossime alla superficie esposta della roccia. La conseguenza più evidente è che alla base dei versanti rocciosi si formano caratteristiche fasce di detriti. Tutte visibilmente inclinate.

3a) Conoidi di versante

La gran parte delle pareti rocciose prive di vegetazione, specialmente le più ripide e fratturate, si raccorda al sottostante fondovalle attraverso una fascia di detriti costituiti da pietrisco accumulato attraverso un'infinita serie di piccoli crolli e rotolii. Caratteristica comune di simili depositi è quella di organizzarsi in una successione di strati e banchi a ripida inclinazione (circa 40°, angolo di riposo tipico di tali materiali) che si appoggiano ai versanti rocciosi e da essi traggono continua alimentazione.

L'evoluzione nel tempo di un **conoide detritico** può essere compresa solo quando il deposito viene inciso e scavato in profondità da un corso d'acqua. Ecco che allora lungo l'incisione appariranno tutti gli strati che nel tempo si sono sovrapposti uno all'altro dando luogo all'attuale conoide di detriti.

Toccando uno di quegli strati inclinati che formano la parte interna del deposito ci sembrerà di essere catapultati indietro nel tempo di mille, due-mila, quattromila anni, nel momento in cui quello strato si era appena deposto e costituiva la superficie del conoide detritico, destinata di lì a pochi anni ad essere poi coperta da un simile e successivo livello inclinato, il quale a sua volta sarebbe stato in seguito seppellito da più recenti accumuli... e così via fino ai giorni nostri.

Quella stessa superficie del conoide sulla quale oggi possiamo camminare, arrampicarci, e della quale possiamo osservare la perfetta forma inclinata verso valle, un domani, fra qualche centinaia o migliaia di anni, costituirà uno dei tanti strati ormai sepolti e osservabili solo lungo scavi o incisioni.

Nei singoli strati i frammenti rocciosi di maggiori dimensioni si trovano sempre alle quote più basse in quanto dotati di maggiore energia cinetica (proporzionale alla massa), essendo la gravità l'unica forza che indirettamente determina il trasporto, in questi casi sempre limitato.

Occorre anche sottolineare che in simili accumuli i singoli frammenti presentano una accentuata spigolosità. L'assenza di arrotondamento è la diretta conseguenza del limitato trasporto subito e quindi della mancata abrasione meccanica.

Sedimenti simili sono inoltre molto porosi e la cementazione, che col tempo li consolida, riesce difficilmente ad occludere i vuoti presenti tra un frammento e l'altro.



Fig. 131 - Cratere del Vesuvio (NA, luglio 1984). Interno del cono vulcanico sommitale rivestito da detriti rocciosi. Sono franati a piccoli blocchi e frammenti dalle friabili pareti laviche e dai depositi di ceneri che ne rivestono l'orlo. Gli accumuli sciolti (ossia non cementati) che si espandono verso il fondo della conca sono organizzati in conoidi. In questo caso si distinguono facilmente non solo per la caratteristica forma a ventaglio, ma anche per le differenti dimensioni dei detriti. Il conoide più evidente è l'ampio ventaglio di materiale fine grigiastro (cineriti vulcaniche) per il quale è ben riconoscibile la zona di provenienza, posta alla sommità della parete. La vista frontale fa apparire questo conoide detritico molto inclinato; in realtà la sua superficie sale dal fondo del cratere verso la parete rocciosa con una pendenza regolare, prossima a 35° .

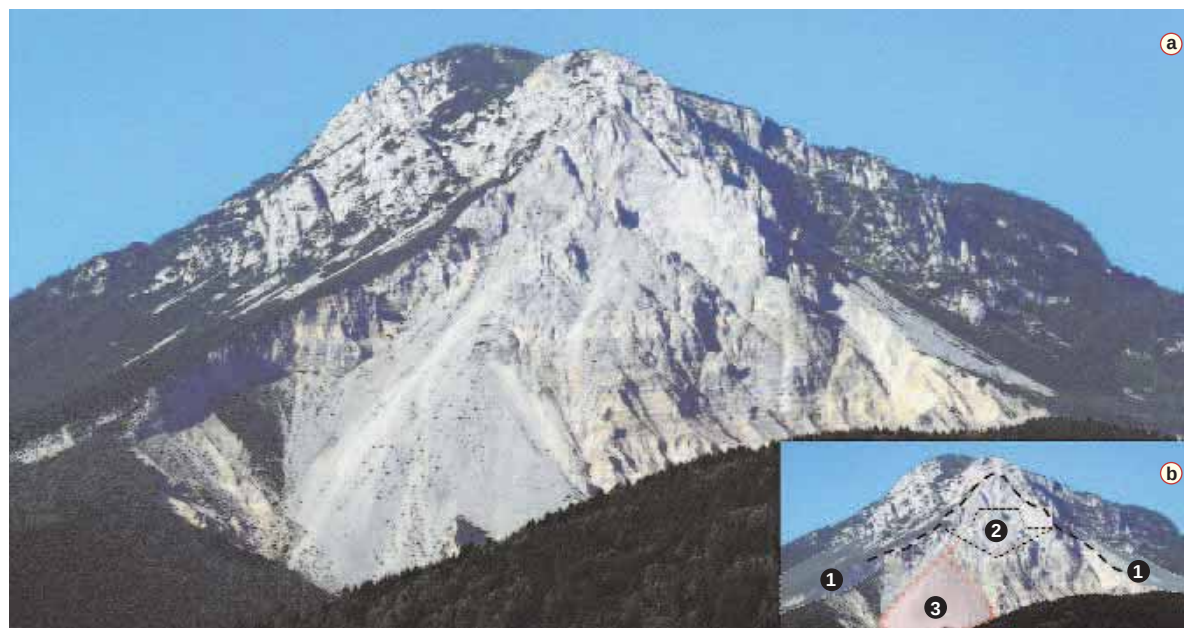
Se appoggiate un pezzo di pane secco sopra un tavolo e cominciate a graffiarne con un coltello la superficie, le briciole e i frammenti che si formano si accumulano con la stessa logica. Su entrambi i depositi, sia quelli rocciosi che quelli “sbriciolosi”, agisce la medesima forza: la gravità. Su entrambi nessun fluido interviene a ridistribuire su più ampie superfici i detriti che in tal modo si accumulano al piede delle rispettive scarpate.

Osservando meglio la base di una parete rocciosa ammantata di detriti, ci si accorge che questi ultimi si distribuiscono con geometrie non sempre identiche. A volte sono riconoscibili degli apparati singoli dalla perfetta forma a semi-cono, con la punta posta alle quote più elevate. Indicano una sorgente di alimentazione detritica ben definita, spesso costituita da un erto canalone soggetto ad incessanti sgretolamenti e frammentazioni che

Fig. 132 - Il nucleo roccioso di questo rilievo alpino è rivestito da due generazioni di detriti di versante. Nella foto piccola (b) sono esemplificate le tappe della sua evoluzione recente, iniziata dopo che i ghiacci würmiani avevano liberato il settore (ultimi 18.000 anni).

I) Il rilievo fratturato scarica detriti in quantità lungo i propri fianchi, al punto da formare una fascia (1) - un tempo continua - di conoidi di versante. II) Improvvisamente si genera una frana la cui nicchia (2) asporta una cospicua fetta del rilievo roccioso e della copertura detritica che lo rivestiva. III) Dalla ripida parete fratturata esposta dalla frana cominciano a staccarsi, periodicamente, frammenti e piccoli blocchi che tuttora alimentano un nuovo conoide detritico (3).

M. Tersadia, Alpi Carniche (UD). Vista da E.



riforniscono il deposito da un punto ben preciso. In altri casi ci si imbatte in pareti solcate da canali i cui rispettivi conoidi detritici si sono a tal punto ampliati sino in parte a sovrapporsi. Si parlerà in tal caso di conoidi detritici coalescenti.

In altre situazioni ancora, si possono formare estese fasce di detriti prive delle caratteristiche forme a ventaglio. La ragione risiede nella distribuzione dell'alimentazione detritica: non più concentrata in punti, ma diffusa lungo tutta la parete rocciosa. Si forma allora una copertura detritica unica, sempre sensibilmente inclinata ma priva di apici ben definiti.

Questo si verifica solitamente alla base di pareti rocciose cataclastiche (cfr. Fig. 210), ossia lungo estesi versanti esposti e fratturati in modo intenso e omogeneo.



Fig. 133 - Conoidi detritici di versante. La loro altezza supera i 15 metri. Da notare l'angolo di riposo assunto dai depositi che, per granulometrie di medie dimensioni, si attesta intorno a 38° . Nella foto si individuano due distinti conoidi. Sono caratterizzati da geometrie identiche ma da differenti punti di alimentazione. I due corpi detritici, procedendo verso le quote inferiori, si fondono in un deposito unico dando luogo alla coalescenza dei due conoidi. Vallone de La Chianevate (Alpi Carniche).



Fig. 134 (sopra) - Questa è la superficie di una potente falda detritica osservata con attenzione da Paolo Del Freo. Da notare la caratteristica inclinazione del deposito e l'assenza di matrice (la porzione fine del sedimento). La già scarsa porzione fine tende a fermarsi nella parte di apice del conoide e a infiltrarsi in profondità - complici le piogge - tra i vuoti esistenti tra un frammento e l'altro dell'accumulo non cementato. Monti Pisani (LU).

Fig. 135 (a sinistra) - Classico conoide di versante. È alimentato unicamente dalla caduta gravitativa dei frammenti di roccia staccati dalla retrostante parete. Il deposito non è distribuito dall'acqua. Tanto in questo esempio, quanto nei giganteschi accumuli di versante capaci di raggiungere altezze di molte centinaia di metri, le regole geometriche, di stabilità, di equilibrio e di distribuzione dei blocchi e frammenti rocciosi (più fini all'apice del conoide e via via più grossolani verso il basso) restano le medesime. Questo deposito è il risultato della disaggregazione di uno degli enormi blocchi che formano l'accumulo di frana del Vajont (v. Figg. 116 e 117): ha dunque meno di cinquant'anni.

3b) Conoidi di deiezione

Vi è mai capitato, oltrepassando Udine e procedendo verso N, di osservare Gemona dall'autostrada che le passa a poca distanza? Il paese risulta costruito sopra un enorme e perfetto ventaglio di detriti distribuiti allo sbocco del Torrente Vegliato nell'ampia valle del Fiume Tagliamento.

Dove esiste un torrente che trasporta una grossa quantità di alluvioni, nel punto in cui confluisce in una valle più ampia e con minore pendenza, le sue acque perdono velocità e abbandonano il carico più grossolano costituito da pietrisco e ciottolame. Più che abbandonarlo lo distribuiscono con perfetta simmetria su tutto lo spazio disponibile in prossimità della confluenza, dando origine a dei ventagli di alluvioni inclinati verso valle.

Questi ventagli di detriti sono definiti **conoidi di deiezione** per la loro caratteristica forma e per la natura dei depositi che li compongono. Si osservano conoidi di questo tipo con raggio di poche centinaia di metri (e più ripide inclinazioni, circa 15°) e altri con raggio di alcuni chilometri. Nei conoidi di deiezione il processo di accumulo prevalente è la colata (v. Cap. "Le colate", SF-2a). Una caratteristica di questi ventagli è l'estrema eterogeneità delle dimensioni dei materiali che li formano: blocchi, spesso superiori al metro cubo, assieme a fanghi, ciottoli e sabbia. Il tutto quasi sempre distribuito in livelli caotici e disorganizzati (tipico delle colate, non badano molto all'ordine...).

Non si confondano i conoidi di deiezione con i conoidi alluvionali s.s. Mentre i primi sono di limitata estensione e si incontrano in contesti che potremmo definire "moderatamente ripidi", i secondi, con raggi di decine di chilometri e inclinazioni molto basse (7-10 x 1000), sono confinati



Fig. 136 - Il conoide di deiezione del Torrente Vegliato sul quale sorge l'abitato di Gemona (UD), completamente ricostruito dopo i disastrosi terremoti del 1976, su quei medesimi siti e con criteri antisismici.

nelle alte pianure (v. Cap. "Le pianure figlie dei fiumi", SF-1b) la cui caratteristica è quella di bordare i rilievi montuosi più esterni di una catena montuosa.

Un'altra sostanziale differenza: nei conoidi alluvionali s.s. non si sviluppano i processi di colata. Trasporto e deposizione si realizzano solo con le correnti trattive - tipiche dei flussi fluviali - capaci di selezionare il sedimento (v. Cap. "I depositi questo sì, questo no", SF1) sulla base delle sue dimensioni. Difatti nei conoidi alluvionali s.s. le taglie dei depositi diventano più fini man mano che ci si allontana dall'apice del conoide procedendo verso il suo limite esterno e più avanzato, la cosiddetta *unglia del conoide*.

Esistono anche conoidi di detriti classificabili come intermedi tra quelli di versante e di deiezione. Tenendo presente che nei primi la distribuzione dei materiali è affidata all'azione della sola forza di gravità (distribuzione secca), mentre in quelli di deiezione si aggiunge quella delle acque superficiali, negli intermedi sono attivi, in tempi e zone differenti, entrambi i meccanismi di distribuzione e accumulo (Fig. 141).

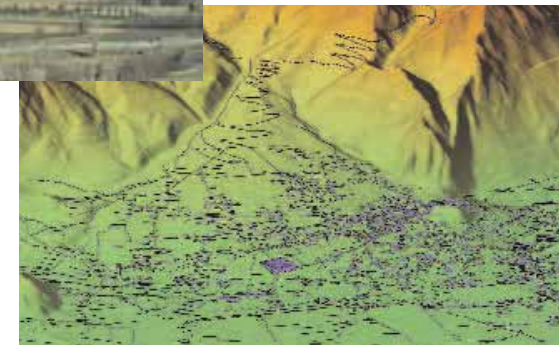


Fig. 137 - Lo stesso conoide qui è rappresentato con un DEM (*Digital Elevation Model*) per evidenziarne le geometrie. (Elaborazione di D. Garuti; dati vettoriali gentilmente concessi dall'Ufficio Cartografico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia).

Nei conoidi intermedi accade che, durante le precipitazioni piovose di forte intensità, negli stretti canali di alimentazione e nelle porzioni sommitali dei conoidi di versante l'afflusso improvviso d'acqua sia così elevato da saturare tutti i pori del sedimento sciolto già accumulato per gravità durante i periodi secchi.

La saturazione "alleggerisce" il sedimento e, data la sua inclinazione (circa 40°), può renderlo instabile mettendolo in rapido movimento. Flussi d'acqua e pietrisco possono essere visti scendere lungo il conoide, per poi frenare e bloccarsi quando l'acqua che sostiene i detriti in movimento è assorbita dalla sottostante porosa e ampia massa detritica più grossolana delle zone inferiori.



Fig. 138 (a sinistra) - Spettacolare esempio di conoide di deiezione sviluppato lungo la valle del F. Gail, in Carinzia (Austria). Il volume dell'accumulo detritico nel fondovalle e il volume del settore eroso nel retrostante rilievo (Reisskofel) sono del medesimo ordine di grandezza. Da tempo il conoide non è più alimentato in virtù delle intense regimazioni idraulico-forestali. Lo si deduce dall'abbondante vegetazione che ne riveste le parti apicali ed intermedie e, nella fascia inferiore, dall'uso agricolo intensivo del territorio. Sul conoide di deiezione inoltre sorgono i paesi di Gundersheim e di Reisach.



Fig. 139 - Questo conoide ha vissuto tempi migliori. Quello stesso torrente che l'ha costruito oggi lo sta (in parte) smantellando. Si è scavato una larga e profonda trincea tra le ghiaie e il pietrisco delle colate d'un tempo (v. Cap. "I terrazzi fluviali", SM-2a).



Fig. 141 - Può accadere che i depositi di conoide detritico, in occasioni di forti e concentrate piogge, siano mobilizzati e parzialmente ridistribuiti dall'acqua. Ne derivano degli apparati *border line*, intermedi tra i conoidi di versante e quelli di deiezione (a e b).



Elaborazione (a) di D. Garuti; dati vettoriali gentilmente concessi dall'Ufficio Cartografico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia).

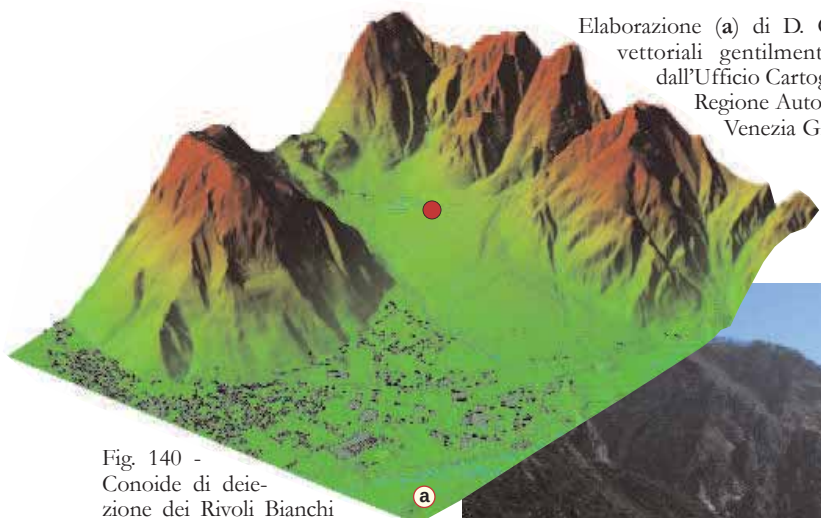


Fig. 140 - Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo (UD). Fino alla fine degli anni '70 l'assenza di regimazioni idrauliche consentiva ai periodici apporti di distribuirsi su una superficie molto estesa. Nel suo genere questo conoide era il secondo più vasto in Europa. Oggi tutti gli apporti alluvionali sono guidati e spostati verso le aree interne (b), lontano dal fondovalle del Tagliamento (Foto M. Solari).

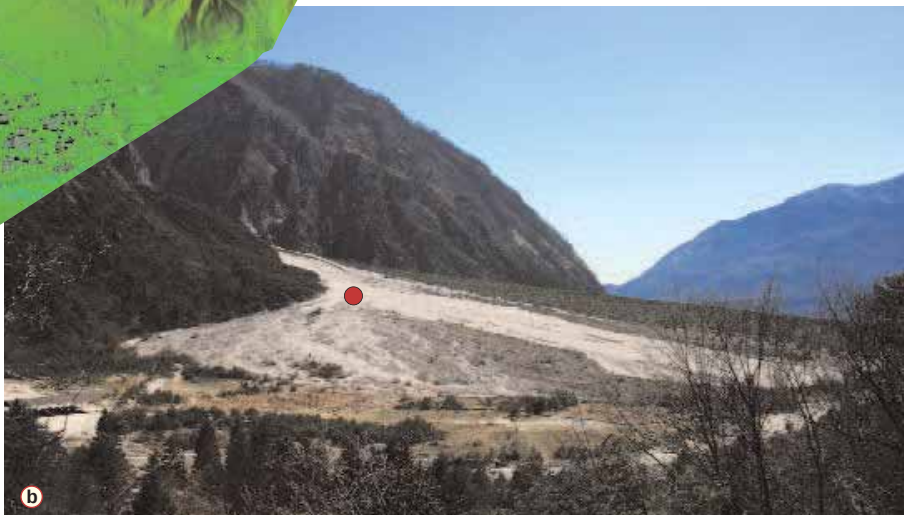




Fig. 142 - Questo laghetto, situato a quasi 2000 m di altitudine, è di origine glaciale. La sua forma è visibilmente condizionata da un piccolo conoide di deiezione che passa a delta lacustre immettendosi nelle acque del lago. La semplice osservazione di quest'immagine porta a comprendere molte cose sull'evoluzione di questa zona che fino a circa 15.000 anni fa risultava ancora coperta dai ghiacci. Proviamo a dedurle insieme.

Innanzitutto il delta-conoide è più recente di 15.000 anni, dato che non sarebbe sopravvissuto alle erosioni glaciali (dette *esarazioni*). Il fatto che sia completamente rivestito d'erba indica che attualmente non è più attivo. Guardando meglio i particolari di questo paesaggio montano si nota che il piccolo conoide risulta solcato da un rio che, seppure modesto, ne ha inciso superficialmente i depositi. Inoltre, in corrispondenza del suo sbocco nel lago, ha preso origine un microscopico delta ghiaioso (privo di vegetazione!). È insignificante come estensione ma molto importante per quanto ci comunica.

Da tutte queste osservazioni si possono dedurre, nell'ordine, le seguenti tappe evolutive.

- 1) Nella conca modellata in contropendenza si formò un laghetto. La sua superficie doveva essere quasi doppia rispetto all'attuale!
- 2) Le piogge presero a sgretolare i ripidi versanti rocciosi - per il momento ancora privi di copertura vegetale - e perciò facile preda dell'erosione. I detriti smantellati si depositarono poco più a valle, sul fondo della conca lacustre, producendo un piccolo delta-conoide. Per un certo tempo il deposito continuò ad ampliarsi finendo col raggiungere il centro del laghetto.
- 3) La fase di espansione del delta-conoide alla fine fu interrotta dalla stabilizzazione naturale della conca, progressivamente coperta da un manto erboso che ne inibì l'erosione. Era finita la fase di accumulo e costruzione. Di lì a poco sarebbe iniziata quella di erosione e scavo (seppur limitato, viste le proporzioni ridotte di tutto l'insieme).
- 4) In assenza di trasporto di nuovo materiale il piccolo rio ha cominciato ad incidere, per ora blandamente, i suoi stessi depositi. Questo effetto si produce in modo naturale e tende a riportare il profilo del corso verso una curva altimetrica più dolce e regolare (v. Cap. "I terrazzi fluviali", SM). La blanda fase erosiva prosegue tuttora. Lo testimonia la formazione del micro-delta ghiaioso appoggiato, come una piccola propaggine, al delta-conoide. Lago Dimon (UD), Alpi Carniche.

3c) Delta lacustri e marini

L'esempio riportato nella Fig. 143, riguarda un affioramento delle Prealpi Carniche che nel suo genere può essere considerato da manuale.

Nei pressi del paese di Meduno (PN), in un non meglio precisabile momento geologico (mancano i fossili per stabilirlo e indagini di altra natura non hanno avuto buon esito), un presunto sbarramento morenico aveva creato un lago esteso qualche decina di chilometri quadrati. In gran parte coincideva con l'attuale Lago di Tramonti.

Da monte arrivava un torrente che portava nel lago una elevata quantità di ghiaie. Questo deposito grossolano, riversandosi dalle acque vorticosi del torrente alle acque tranquille del lago, subiva una sorta di frenata improvvisa perdendo la capacità di disperdersi sui fondali lacustri. L'effetto faceva sì che i sedimenti ghiaiosi, buttandosi nel lago, si "appoggiassero" obliquamente, gli uni sugli altri, i successivi sui precedenti - come i carichi di ghiaia scaricati dal cassone di un camion - mantenendo un alto angolo di inclinazione (*angolo di riposo*).

L'avanzamento di un delta in un lago provoca il progressivo spostamento della linea di riva verso il centro del lago stesso. Un delta di tale tipo col tempo potrà interrare il lago colmandolo di detriti e decretandone di fatto l'estinzione. Al suo posto si sarà formata un'ampia spianata ghiaiosa, attraversata dal letto di quel fiume o torrente che fino a poco tempo prima alimentava il delta.

È frequente imbattersi in laghetti di media estensione, spesso artificiali, altre volte dovuti a sbarramenti morenici o determinati da improvvise gigantesche frane, incastonati nelle strette vallate alpine e prealpine. Laghetti attuali per i quali è facile osservare il torrente e il relativo alveo, il delta ghiaioso o

sabbioso con le strette spiagge che si immergono nello specchio d'acqua appena increspato, lì dove le acque limpide del torrente si riversano in quelle del lago. Difficilmente però avremo modo di osservare con attenzione quegli stessi laghi durante un forte temporale o quando le prolungate e battenti piogge stagionali gonfiano i torrenti rendendone le acque vorticosi e impressionanti.

Acque scure di sabbia e fanghi in sospensione, mentre sul fondo vengono trascinati a migliaia i ciottoli, convogliati in massa verso il lago e lì riversati nelle sue profondità. Al ritorno del sereno un'impercettibile variazione nel paesaggio: il leggerissimo spostamento della riva deltizia - mezzo metro o anche meno - verso il centro del lago.

Ciò che potremo osservare sarà comunque sempre e solo un unico evento, l'ultimo in ordine di tempo, collegato alla forte piena fluviale. In questo caso, nell'esempio riportato, uno strato di ghiaie fluviali depositato dal fiume in piena si trasforma lateralmente in uno strato di ghiaie deltizie che dalla riva si immerge verso il fondo del lago con inclinazioni intorno a 30° (angolo di riposo dei materiali grossolani sciolti accumulati sott'acqua) il quale, a sua volta, passa a un sottile livello di sabbie e limi che si distribuisce con uniformità sul fondo del lago stesso. Tutto questo, diversificato nei vari ambienti (fiume, delta e fondo lago), è dunque l'effetto di un unico evento di piena.

Il fascino della geologia consiste anche nella possibilità di percepire concretamente il fluire del tempo attraverso la sovrapposizione di successivi strati. Ognuno di essi costituisce un evento collocabile in un preciso momento temporale.

L'esame della Fig. 143 consente di percepire l'evoluzione temporale dell'antico lago di Ponte Racli, situato presso Meduno (PN) a ridosso della diga sul Torrente Meduna, osservando il progres-

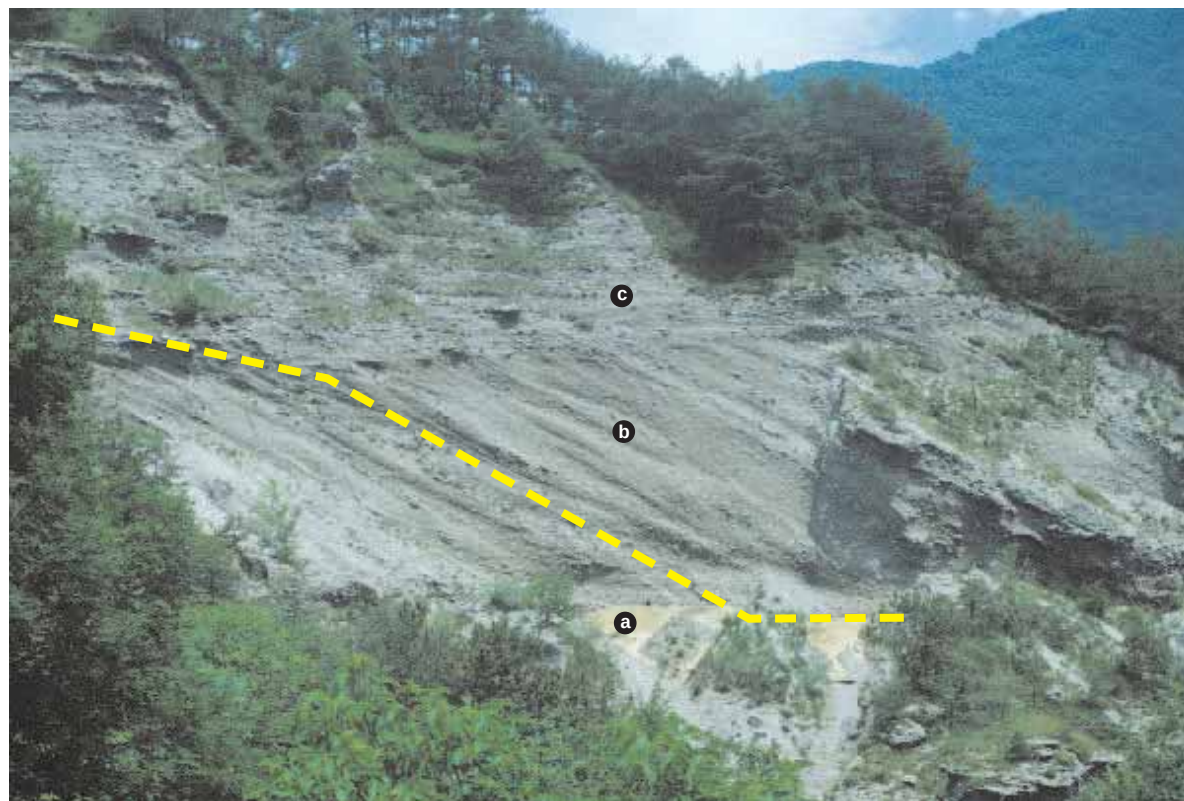


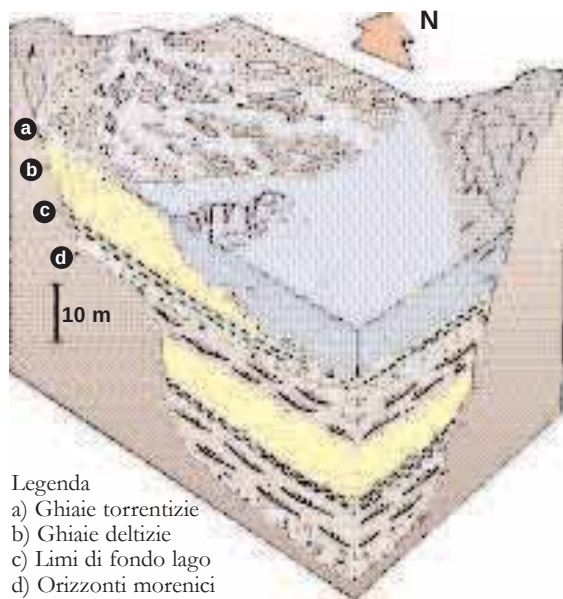
Fig. 143 - Se potessimo prosciugare il Lago Dimon (Fig. 142) e poi scavare una profonda trincea nei depositi del delta-conoide, otterremmo qualcosa che somiglia molto ai depositi di questa foto. Dotati di una muta subacquea proviamo a immergerci nel punto più profondo del lago. All'inizio cammineremo sopra una fanghiglia depositata in fitte lamine orizzontali (a). Sono le particelle limose trasportate al lago dal rio e decantate nelle zone più distanti dal delta. Spostandoci ora verso il delta sommergeremo per intercettarne la scarpata subacquea ghiaiosa, inclinata circa 30° (b). Risalendola a fatica, emergeremo infine sulla riva del delta-conoide. Da lì in poi potremmo proseguire all'asciutto lungo le ghiaie (oggi coperte da erba) del conoide di deiezione inclinate di alcuni gradi (c).

I tre tipi di deposito descritti si ritrovano anche nell'affioramento di questa foto. La linea gialla in tratteggio ne facilita la lettura. Rappresenta nient'altro che il profilo subacqueo (c-conoide di deiezione) e quello subacqueo (b-scarpata del delta lacustre + a-fondo del lago) tracciabile anche nei depositi del Lago Dimon dall'apice del conoide al fondo del lago. Linee di questo tipo se ne potrebbero disegnare a decine lungo l'affioramento di questa foto. Tutte posizionate prima o dopo rispetto a quella già indicata. Ognuna rappresenterebbe un momento dell'evoluzione di un delta-conoide che, progressivamente, ad ogni successivo apporto, tendeva a spostarsi in avanti, costruendo col tempo un deposito eterogeneo solo apparentemente indecifrabile. Un deposito di cui ora, nell'esempio della foto, siamo in grado di osservare l'anatomia, in quanto sezionato dall'erosione recente.

I tre tipi differenti di sedimento, valutati sulla base delle loro strutture e tessiture (la composizione in questo caso risulta ininfluyente), corrispondono a tre diversi processi di deposizione:

- c) *trasporto da corrente fluviale e abbandono per calo di competenza* (ghiaie in livelli mal distinguibili, inclinati di qualche grado verso la direzione di trasporto);
- b) *abbandono gravitativo subacqueo* (ghiaie sabbiose in strati paralleli dotati di sensibile inclinazione, la cosiddetta *clinostratificazione*);
- a) *decantazione* (fanghi in lamine orizzontali piano-parallele);

Successione quaternaria di Ponte Racli, Valle del T. Meduna (PN), Prealpi Carniche.



Legenda

- a) Ghiaie torrentizie
- b) Ghiaie deltizie
- c) Limi di fondo lago
- d) Orizzonti morenici

Fig. 144 - La ricostruzione tridimensionale (*block diagram*) propone uno spaccato della Valle del T. Meduna (PN, Prealpi Carniche) così come doveva apparire nel momento in cui si stava formando la successione di Ponte Racli, di età non precisabile (Pleistocene inf.). Il profondo solco vallivo è rivestito da una successione fluvio-deltizio-lacustre, con intercalati orizzonti a grandi blocchi arrotondati, interpretati come accumuli morenici. L'affioramento è raggiungibile (ne vale davvero la pena!) percorrendo una strada secondaria che dall'abitato di Navarons (PN) prosegue verso N fermandosi a poche centinaia di metri dallo spettacolare spaccato naturale visibile in Fig. 143. Da lì un sentiero conduce quasi alla base della parete in conglomerato, percorribile (con attenzione) lungo tutta la sua estensione. (Da Venturini, 1985).

sivo avanzamento obliquo dei sedimenti ghiaiosi deltizi.

Si è sottolineato come un corso d'acqua quasi sempre selezioni i materiali che trasporta sulla base delle loro caratteristiche fisiche (forma, peso specifico,...) e della velocità del proprio flusso. In altre parole l'effetto che ne risulta è che, osservando l'alveo di un torrente di media montagna che sbocca nell'alta pianura trasformandosi in un corso di tutto rispetto, proteso verso il mare,

notiamo un progressivo e regolare calo delle dimensioni delle particelle (ciottoli e granuli) che abbandona. Significa che quel corso d'acqua allontanandosi dalle valli montane e avvicinandosi al mare scorre su territori sempre meno pendenti e di conseguenza le sue acque perdono velocità.

Ma si è appena visto che per un flusso perdere velocità significa perdere anche parte della sua *capacità di trasporto*, la cosiddetta *competenza*.

Ecco che allora ogni progressivo calo di velocità della corrente si materializza attraverso un "effetto abbandono": sono di volta in volta scaricate e abbandonate le particelle che fino a quel punto erano state trascinate a fatica sul fondo, e così di seguito fino a giungere nelle zone di foce deltizia

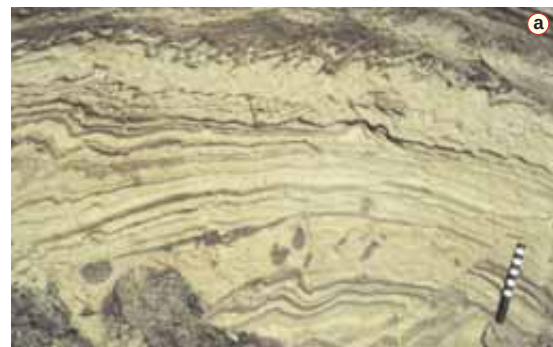
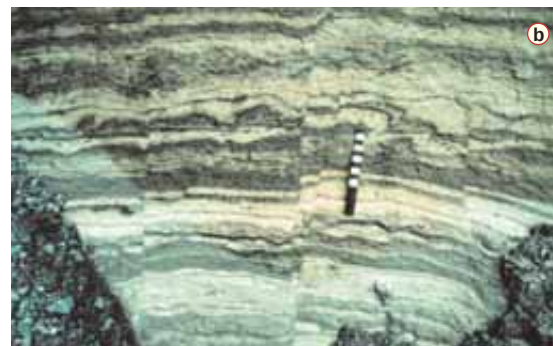


Fig. 145 - Particolari dei depositi limosi di fondo lago (c in Figg. 143 e 144, deformati (a) e visibilmente dislocati da una faglia (b).



dove sabbie medio-fini e limi tendono solitamente ad essere le uniche particelle ancora trasportate, essendo tutto il carico più grossolano, dai ciottoli ai granuli delle sabbie più grosse, già stato abbandonato a monte. Questo accade nel caso che la linea di costa, e con essa di conseguenza anche il delta marino, siano posizionati a una distanza dai primi rilievi montuosi di almeno 30-50 km. Se, al contrario, la linea di riva si trova a poca distanza dai rilievi, ecco che il fiume possiede una pendenza ancora elevata e i depositi del delta stesso hanno un'alta percentuale di ghiaie e sabbie grossolane. Attualmente è questo il caso delle tipiche fiumare calabre.

Per ritrovare dei depositi di tale tipo senza spostarsi dai luoghi che spesso in questo testo sono serviti da esempi reali, ci si può recare nella zona di Castelnuovo del Friuli, a NW di Pinzano al Tagliamento (PN), dove è possibile toccare con mano dei depositi deltizi ghiaiosi (Fig. 146) sedimentati circa 10 milioni di anni fa, nel Tortoniano (Miocene). Il delta sfociava in mare a breve distanza dai rilievi di allora, in parte già coincidenti con quelli odierni, pur possedendo altezze inferiori.

Lateralmente alle ghiaie sabbiose, che avanzavano con strati inclinati verso il fondo marino posto una decina di metri più in basso rispetto alla piana deltizia e alla linea di riva, si possono ancora ritrovare i resti degli antichi abitatori di quei fondali, nel punto in cui il mare stesso ridistribuiva, con le onde e le correnti, parte delle sabbie e dei fanghi portati dal delta.

Gusci di *Ostrea crassissima* spuntano, ancora perfettamente conservati, dai fanghi lagunari di allora, ancora oggi privi di cementazione (Fig. 146c). Raccontano storie di una decina di milioni d'anni fa, quando il mare lambiva la zona di Meduno, Castelnuovo, Pinzano, Susans e Osoppo, poche decine di chilometri a NW di Udine.

Fig. 146 - Castelnuovo del Friuli (PN), Località Oltrerugo, Prealpi Carniche. La successione dei tipi di roccia (e sedimento) di questo peculiare sito (a) può essere così sinteticamente descritta: una potente lente di conglomerati (originario deposito ghiaioso) compresa tra sabbie, alla base, e limi al tetto. Una sorta di *sandwich* sedimentario dove i conglomerati stanno al centro. A questo punto sarà proprio la lettura sedimentologica di questo particolare *sandwich* a riconsegnarci intatto il paesaggio che circa 10 milioni di anni fa caratterizzava questa zona e, con essa, la fascia friulana centrale, tra Ragogna e Maniago. Il primo oggetto di osservazione è proprio la porzione inferiore della successione, la prima ad essersi deposta. È formata da quasi 5 m di sabbie i cui granuli, guardati con una semplice lente, si rivelano i frammenti di antiche rocce, erosi e poi depositati dalle acque di superficie. Un sedimento *terrigeno*, dunque. La composizione dei granuli sabbiosi è quasi esclusivamente carbonatica. Significa che derivano dallo smantellamento di antichi massicci calcarei e dolomitici (sono entrambe rocce carbonatiche!).

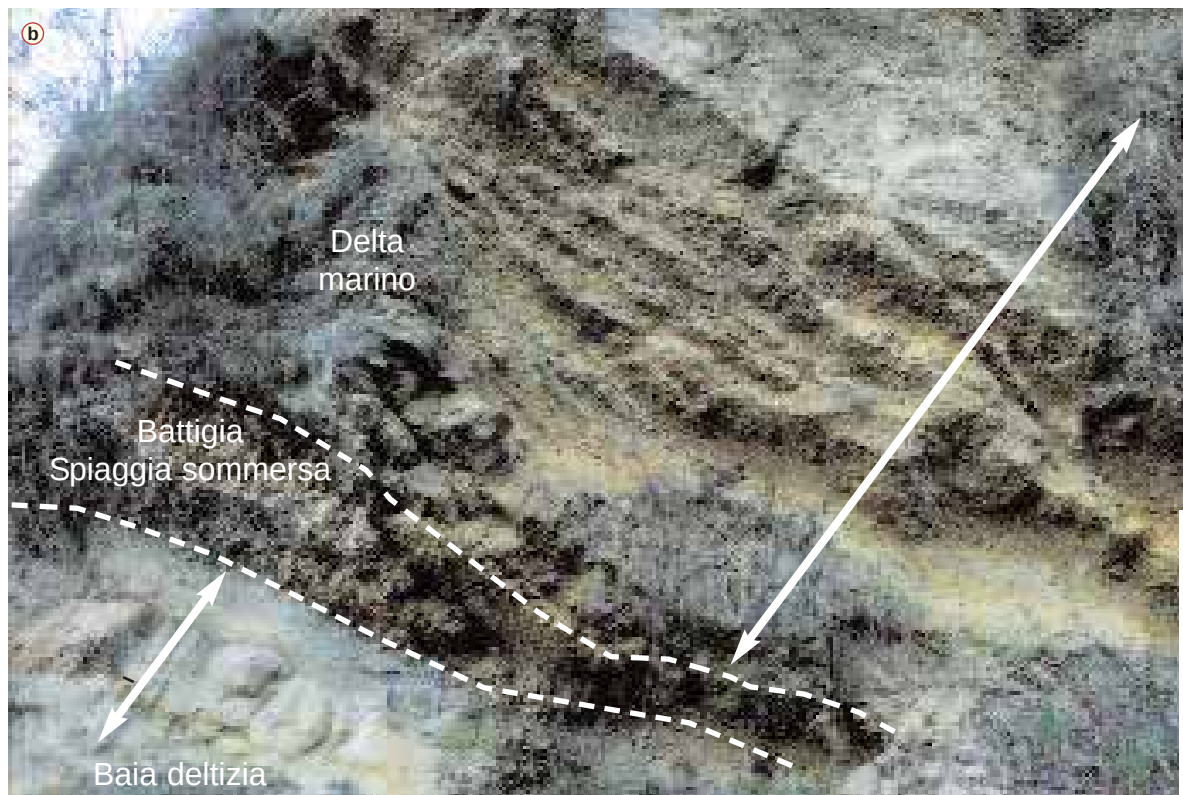
Questo tipo di rilievi doveva dunque essere presente, già nel Miocene medio-sup., a monte dell'area di Oltrerugo. In quest'ultima i granuli sabbiosi, dopo un trasporto più o meno lungo, erano abbandonati a formare la successione stratificata inferiore. Nel Miocene medio-sup., a causa della convergenza crostale tra Africa ed Europa, cominciavano a sollevarsi le Prealpi Carniche. È sufficiente per capire che i granuli di Oltrerugo erano i primi prodotti dello smantellamento dei neonati rilievi, naturalmente ancora modesti rispetto agli attuali. Sotto forma di granuli, ma anche di fanghi e di ghiaie, i prodotti dell'erosione erano trasportati verso S da torrenti e fiumi. Intorno a

10 milioni di anni fa li abbandonavano nelle zone pianeggianti, lì dove le deformazioni alpine non si erano ancora propagate.

È già qualcosa, ma non basta. È indispensabile ora capire il tipo di ambiente in cui i granuli sabbiosi erano abbandonati. A una più attenta osservazione non sfugge la presenza, tra le sabbie, di sottili intercalazioni brune, spesse da un millimetro a mezzo centimetro. Ognuna è formata da argilla alla quale si aggiunge una miriade di frammenti vegetali, tanto numerosi quanto infinitesimi. Simili accumuli sono il prodotto della macerazione di resti di tronchi e fronde portati verso mare da fiumi in piena e poi spiaggiati nelle acque basse, quasi stagnanti, delle baie deltizie. Sabbie e argille - che in origine, prima delle compressioni alpine, si stratificavano orizzontali - erano dunque abbandonate in una tranquilla baia deltizia dove, oltre alle sabbie, si accumulava periodicamente lo sfasciume vegetale. Con tutta probabilità in questa fase la zona di Oltrerugo era laterale rispetto ai rami fluviali del delta e isolata dal mare aperto tramite un cordone litorale.

Ma la decifrazione delle informazioni archiviate nella successione rocciosa è solo all'inizio. Sopra alle sabbie inizia improvvisamente, con un contatto netto, un potente orizzonte di conglomerati (circa 10 m di spessore). Osserviamolo attentamente. Non sfuggirà la presenza, proprio alla base, di una modesta - ma significativa! - lente di conglomerato (mezzo metro) diverso dal restante deposito. Quali sono le differenze? Innanzi tutto è più grossolano, poi è anche "ben cernito", in altre parole non ha sabbia tra i ciottoli, è





cioè “ben lavato”. Questo può solo significare che nel luogo dove si depositava c’era un’energia capace di ripulire il sedimento dalle particelle più fini. Questo accade solitamente nei depositi di battigia o di spiaggia sommersa. L’accumulo di questa lente di conglomerato (originarie ghiaie) in questo punto della successione testimonia due fatti: a) lateralmente a questa zona i fiumi, con i loro delta, portavano ghiaie direttamente in mare; b) il livello del mare si stava progressivamente alzando: solo così il deposito avrebbe potuto essere abbandonato lì dove ora lo vediamo.

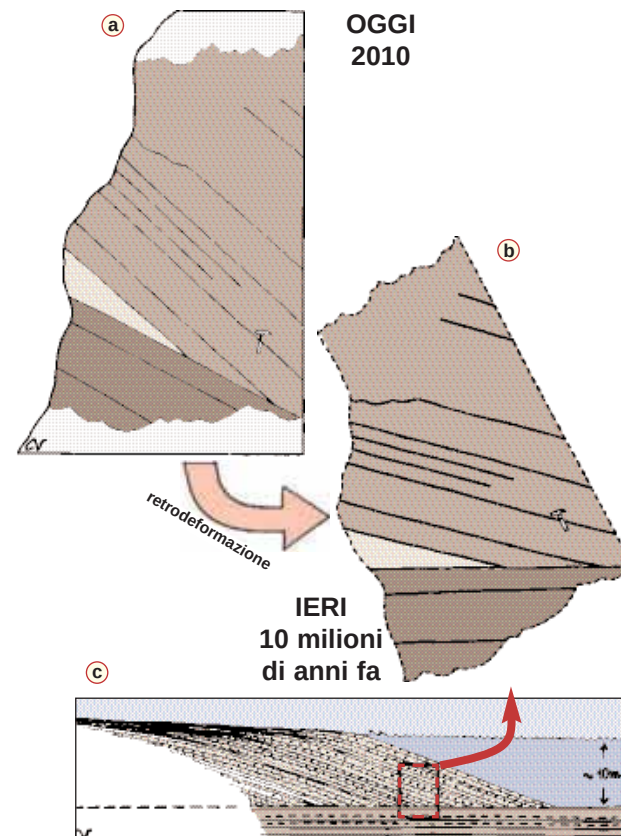
Quest’interpretazione è confermata da quello che accadde più tardi, puntualmente registrato nella successione rocciosa (b). Questa volta sono i restanti conglomerati a fornirci la risposta. Se li osservate attentamente vi accorgerete che ogni loro strato si appoggia sulle sabbie inferiori. Sono tutti strati che si formavano inclinati all’origine (ossia *clinostratificati*). Inoltre se dal più antico (quello appoggiato al deposito di spiaggia) salite con lo sguardo verso i più recenti (alla sommità del cocuzzolo), potete notare che la dimensione dei ciottoli aumenta progressivamente. Entrambi questi caratteri sono tipici di un delta che avanza in acque tranquille, spostando in avanti la propria linea di riva. Ci resta solo la possibilità di capire cosa accadde in seguito. Basta aggirare la parete in conglomerato e salire verso la sommità del cocuzzolo. I conglomerati deltizi improvvisamente finiscono e sono coperti da abbondanti limi e sabbie. Al loro interno non è raro trovare esemplari di *Ostrea crassissima*, tipici molluschi dei fondali lagunari (c). Il territorio si era trasformato in una tranquilla laguna a esclusiva sedimentazione fine. Quasi certamente con la complicità di un nuovo, rapido quanto limitato sollevamento (pochi metri) del livello marino. Ricapitolando, il sito di Oltrerugo, attraverso i suoi sedimenti e rocce, accumulati una decina di milioni di anni fa, racconta di un iniziale ambiente di baia deltizia che è stato in seguito sommerso dal mare. Mare che, all’inizio del proprio innalzamento, ha raccolto e accumulato un esiguo spessore di ghiaie abbandonandole lungo la riva. Quando di lì a poco il sollevamento del mare è terminato e il suo livello si è stabilizzato, gli apporti fluviali hanno costruito un delta che nel tempo ha preso ad avanzare muovendosi verso la zona di Oltrerugo. Nel sito è visibile l’accumulo ghiaioso-sabbioso di uno dei suoi rami deltizi. È possibile persino stimare di quanti metri il livello marino si sia alzato. Per ottenere il dato è sufficiente misurare l’altezza dei depositi inclinati del delta: una decina di metri.

Fig 147 - Se si ruota solidalmente la successione di Oltrerugo (PN) fino a riportare orizzontali i depositi sabbiosi inferiori (baia deltizia), i conglomerati deltizi (depositi già inclinati all’origine) torneranno al loro assetto originario. Con questa operazione si nota che gli strati deltizi appena depositi, nel Miocene sup. (Tortoniano), inclinavano circa verso oriente. Questa era dunque la direzione di avanzamento di questo segmento del grande delta miocenico. Data la provenienza degli apporti deltizi dai quadranti occidentali, il paleo-solco fluviale più probabile che alimentava il delta di Oltrerugo doveva essere quello del T. Meduna. Il suo solco vallivo nel Miocene medio-sup. cominciava già a diventare evidente grazie al sollevamento delle Prealpi Carniche e al conseguente approfondimento dell’incisione fluviale.

a) Attuali geometrie dell’affioramento.

b) Rotazione che riporta gli strati nella loro originaria posizione di accumulo.

c) Posizione dell’affioramento di Oltrerugo nell’ambito del corpo deltizio di età miocenica.



3d) Pendii frontali delle “scogliere organogene”

Un altro esempio di strati che si originano inclinati si ritrova nei depositi cosiddetti di “scogliera organogena” (Fig. 148).

Anche in questo caso la loro caratteristica inclinazione diventa percepibile in modo chiaro solo in depositi accumulati da tempo, consolidati, poi emersi e infine parzialmente erosi. Sono tra i più spettacolari in quanto costituiscono intere pareti rocciose o completi versanti montuosi perfettamente esposti e affioranti.

La porzione a stratificazione obliqua è il fronte esterno della scogliera stessa: quel pendio subacqueo che raccorda il fondo del mare con la porzio-

ne di scogliera vera e propria, generata da organismi costruttori (i coralli in senso lato, ma non solo loro). Il fronte esterno della scogliera, inclinato verso il mare aperto, è costituito dai frammenti strappati dalla porzione massiccia biocostruita e caduti per gravità verso il fondo (fig. 149).

Frammenti, da grossolani a molto fini, che la forza delle onde di tempesta e i divoratori di biocostruttori producono incessantemente, trasformando parte della scogliera massiccia in detriti che scivolano verso le profondità marine stratificandosi obliquamente.

Al fronte del margine biocostruito della scogliera, nello spazio antistante ad essa, verso l'oceano, i frammenti si accumulano per gravità nelle profondità marine, dando luogo a gigantesche

falde detritiche che ricordano gli estesi conoidi di versante coalescenti. In certi casi la differenza di altezza tra la porzione vivente della scogliera, posta a livello del mare, e la base del fronte esterno a strati inclinati, può superare i 1000 m!

Ecco dunque un ulteriore esempio di stratificazione che già all'origine si genera inclinata. È quella presentata dalle “scogliere organogene”. Non da tutto il corpo della scogliera ma solo da quella porzione, la più esterna e protesa verso il mare più aperto e profondo, che si accresce attraverso la lenta ma costante e continua caduta gravitativa di frammenti grandi e piccoli staccati dal *margine biocostruito*. Frammenti che scivolano verso il fondale sottomarino adagiandosi in strati inclinati e appoggiati obliquamente, ognuno sopra il

Fig. 148 - Barriera corallina sub-anulare (*platform reef* della Grande Barriera australiana) che ben rappresenta la successione tipica dei classici ambienti di “scogliera organogena”. Procedendo dal mare aperto (vertice sinistro basso) verso l'isolotto sabbioso colonizzato dalla vegetazione, si intercetta la zona dei frangenti. La schiuma ci indica la *zona biocostruita* della scogliera. Lì proliferano le comunità di organismi forniti di impalcature minerali massicce o incrostanti capaci di opporre resistenza alla forza delle onde. Questa fascia, bloccando l'energia del moto ondoso, favorisce la protezione e la sopravvivenza del retrostante ambiente: quello lagunare, caldo e tranquillo. Sul retro della stretta barriera biocostruita spicca una prima fascia sabbiosa. I granuli che la formano sono frammenti di gusci e porzioni infinitesime di impalcature scheletriche staccate dalla barriera stessa. Queste sabbie giacciono a profondità minime tra i livelli dell'alta e della bassa marea e sono rimaneggiate dalle occasionali tempeste che riescono a scaricare oltre la barriera biocostruita solo una piccola parte della propria energia. Procedendo oltre, il colore biancastro delle sabbie calcaree cede il posto al celeste. Le acque si fanno leggermente più profonde. Si entra nella tipica laguna, dove il sedimento più abbondante è il fango carbonatico, la cosiddetta *micrite*. Nelle lagune attuali è prodotta in massima parte dal disfacimento e polverizzazione dei rivestimenti minerali propri di alcune specie di alghe (ad es. *Halimeda*). Infine, l'isolotto stabilizzato dalle piante, sulla destra della foto, è un accumulo di sabbie calcaree rielaborate dal vento e dalle onde. Essendo rivestito di vegetazione - cresciuta con semi portati sia dal vento sia via mare - possiede una propria falda di acqua dolce, alimentata dalle periodiche piogge tropicali. (Foto G.B. Vai).



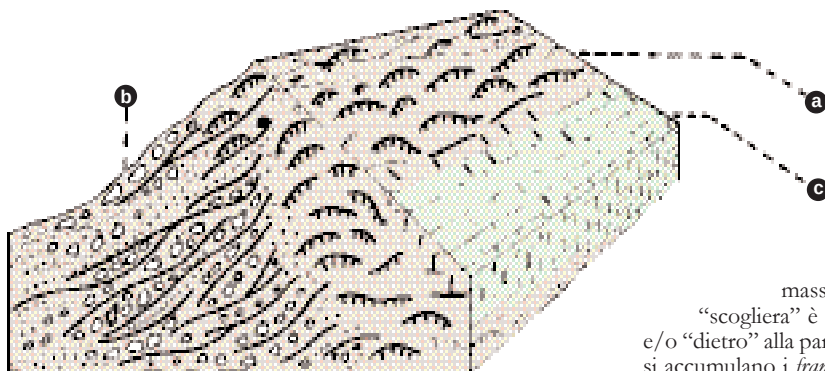


Fig. 149 - Una “scogliera organogena” è un volume di sedimenti (trasformati o trasformabili in rocce) generato dal contributo di infinite generazioni di organismi costruttori e/o di organismi incrostanti. Entrambi variano a seconda dei tempi geologici e del clima (celenterati, tabulati, stromatopori, alghe, spugne, briozoi,... certi generi di alghe e foraminiferi, ...). In questo spaccato ideale si osservano i tre differenti tipi di deposito che, congiuntamente, formano l'ossatura di una “scogliera”.

a) La *porzione biocostruita*, massiccia e non stratificata. È il più importante dei tre depositi, ma anche il meno consistente. In genere la

massa più estesa del corpo di “scogliera” è ciò che si sviluppa “davanti” e/o “dietro” alla parte biocostruita. b) “Davanti” si accumulano i *frammenti e blocchi del pendio*, staccati dalla porzione biocostruita e depositi per gravità in strati inclinati. c) “Dietro” si sviluppano prevalenti *fanghi lagunari*, a stratificazione orizzontale.

precedente. Una sorta di enormi conoidi di versante ma in questo caso... sottomarini, e dotati di un'area sorgente di detrito che non diminuisce col tempo ma anzi è in perenne, rapida e vivace espansione!

La porzione biocostruita di una classica scogliera intertropicale ha una velocità di sviluppo molto rapida perché rigogliosa è la crescita e la proliferazione dei suoi organismi costruttori. Si è visto che il livello marino è soggetto a periodiche fluttuazioni, sia positive che negative. È interessante osservare la risposta delle scogliere a tali cambiamenti tenendo presenti le necessità che gran parte degli organismi costruttori possiede: acque limpide, ossigenate e soprattutto con elevato irraggiamento solare.

Se il livello del mare si mantiene stabile, come in Fig. 151a, la fascia massiccia dei **biocostruttori** (a) non può che dar sfogo alla propria esuberanza espandendosi orizzontalmente e spostando rapidamente verso l'esterno i depositi brecciati a stratificazione obliqua (b). In questo caso i sedimenti lagunari avranno ovviamente degli spessori esigui.

Nell'esempio di Fig. 151b invece, il livello marino ha continuato ad innalzarsi con lenta regolarità. Lo si può dedurre osservando lo spostamento

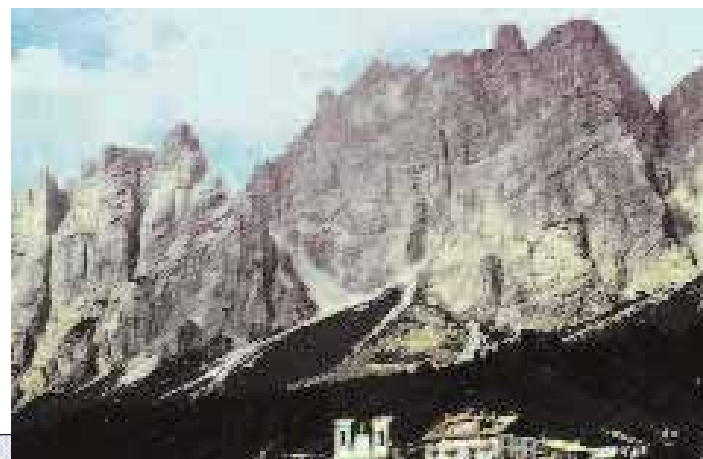


Fig. 150 - Gli strati inclinati di questa foto rappresentano un antico pendio frontale di “scogliera” (230 Ma fa), formato da frammenti e blocchi accumulati davanti alla porzione biocostruita. Dolomiti ampezzane.

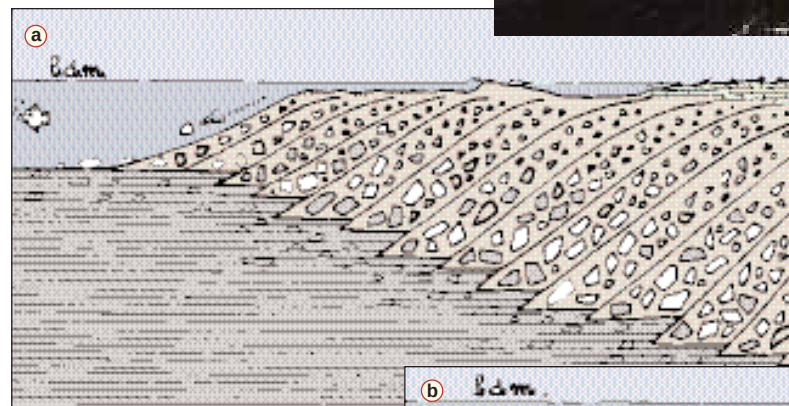


Fig. 151 - Dalle geometrie delle antiche “scogliere” si traggono interessanti deduzioni. In (a) gli scarsi spessori dei depositi lagunari indicano che il livello del mare si manteneva stabile, e che, oltre la “scogliera”, in mare aperto, si accumulava (rigato fitto) molto sedimento. La profondità marina (ma non il suo livello!) di conseguenza calava nel tempo. In (b) la sedimentazione in mare aperto era invece scarsa (rigato fitto) ma il livello del mare... continuava a salire: difatti nella laguna lo spessore dei depositi è consistente.

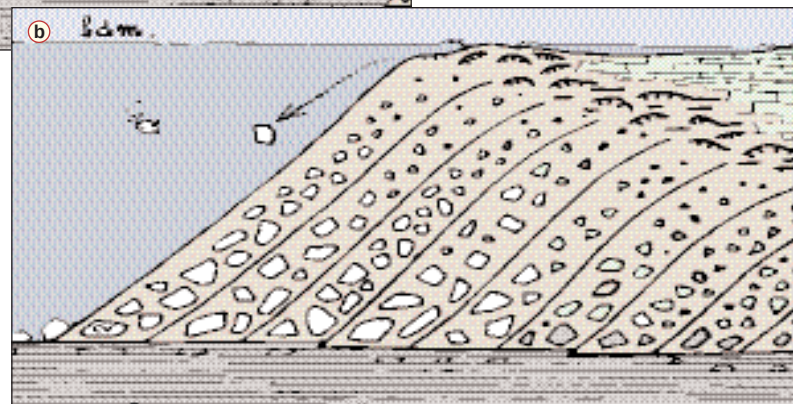


Fig. 152 - Nel rilievo della foto, raffrontato col disegno della Fig. 153a, si individuano due differenti corpi massicci calcareo-dolomitici (con stratificazione evanescente, obliterata dalla dolomitizzazione). Sono separati da una sottile fascia (10 m) di sedimenti ben stratificati sui quali ha attecchito l'erba (in nero nel disegno). Il corpo calcareo-dolomitico superiore sfuma verso sinistra in una serie di strati ben percepibili. Sono inclinati (circa 20°) rispetto ai depositi rivestiti d'erba (in nero), ai quali si appoggiano. Le rocce sono in gran parte dei depositi di "scogliera". Ad esclusione degli strati coperti dall'erba, depositati in mare aperto.

Ci siamo imbattuti in una antica "scogliera" di età triassica. Anzi, due! Sono separate da un episodio significativo (gli strati "in nero") che ci racconta la morte della "scogliera" inferiore a causa di un mare basso trasformatosi rapidamente in mare aperto. Si trattò di un rapido sollevamento del livello marino? O forse di un abbassamento repentino del territorio dove viveva la "scogliera"? In entrambi i casi il risultato è il medesimo: un *annegamento* degli organismi biocostruttori e... addio "scogliera" inferiore. Gartnerkofel (Carinzia, Alpi Carniche).

tanto verticale quanto laterale della fascia massiccia biocostruita (a) necessario per mantenersi sempre alle basse profondità necessarie alla vita. In questo caso anche gli spessori dei depositi lagunari suggeriscono una crescita durante una fase di lento approfondimento marino.

Se la velocità di innalzamento relativo del livello del mare è molto rapida la pur elevata proliferazione degli organismi costruttori può non riuscire a compensarla e questo di fatto decreta l'estinzione della scogliera per "annegamento". Equivarrebbe al tentativo mancato di prendere un autobus al volo mentre sta già partendo e accelerando. Dopo la prima decina di metri in rapida corsa se l'autobus non rallenta si è costretti a desistere, proprio come le scogliere quando si estinguono per annegamento.

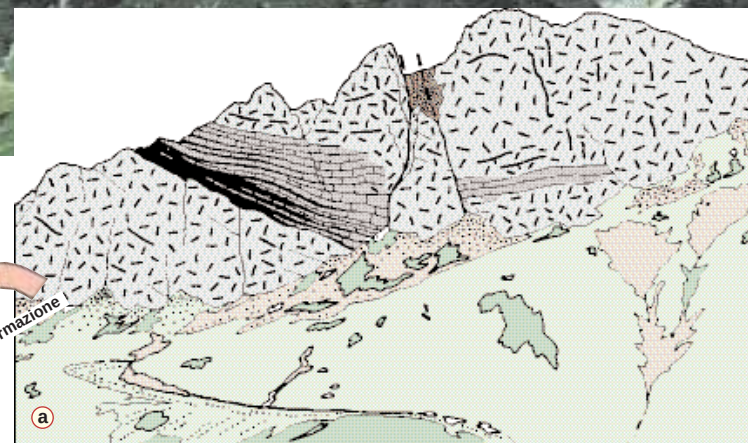
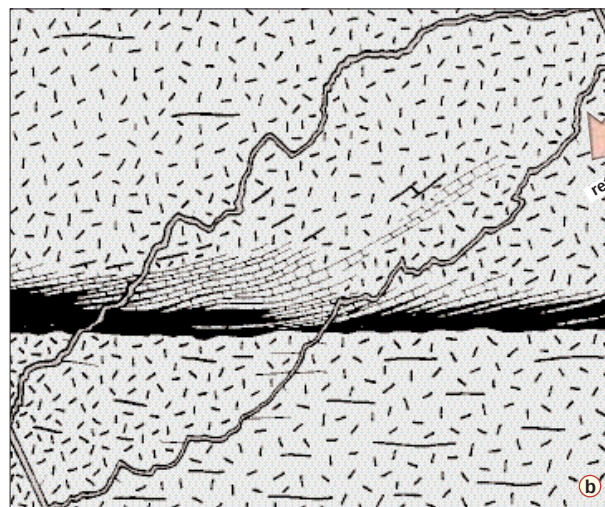


Fig. 153 - Il disegno a lato riporta la successione rocciosa del Gartnerkofel nella sua iniziale posizione, quella triassica (b). Lo fa tenendo conto che gli strati di mare aperto (in nero), depositati in mare più profondo davanti alla "scogliera", erano in origine orizzontali. Tutto il rilievo è stato dunque ruotato solidamente, in senso antiorario, per sottrarre gli effetti tettonici che, in tempi successivi, l'avevano inclinato di circa 30° (verso S). La riga doppia riprende il profilo attuale della porzione rocciosa (cfr. disegno a), superiormente modellata dalle recenti erosioni e inferiormente coperta dai detriti di versante.



Fig. 154 - Così appare la comunità vivente di una “scogliera” attuale, l’artefice della *porzione biocostruita*. Anche nel passato geologico, seppure con organismi differenti, molti dei quali da tempo estinti, la magia trasmessa dai colori e dalle forme era certamente la stessa (foto da Wikimedia).

SF4 - Da sedimento sciolto a roccia cementata

Fino ad ora sono stati descritti sedimenti che subiscono trascinamenti, che scivolano lungo pendii, che si accumulano in particolari condizioni e sotto l'azione di determinati processi fisici.

Col tempo quegli stessi sedimenti subiscono la compattazione dovuta al carico esercitato dai successivi soprastanti accumuli; possono poi intervenire i cosiddetti *processi diagenetici* che portano i depositi a trasformarsi da sciolti in cementati.



Fig. 155 - Colate di fango sovrapposte nel tempo e nello spazio. Anche quelle essiccate e indurite da giorni sono da considerarsi ancora sedimenti, e non rocce. Basterebbe immergerne un frammento in un po' d'acqua per accorgersi che... è ancora limo.



Fig. 156 - Vulcanello di fango in località Salse di Nirano (Appennino modenese), non distante da Maranello (MO). La zona è diventata Riserva Naturale della Regione Emilia Romagna e protegge le cosiddette "salse", una serie di coni argillosi alti da pochi decimetri a quasi una decina di metri. Alla loro formazione concorre, da millenni, l'effusione in superficie di acque clorurato-sodiche miste ad abbondante fango, anidride carbonica e manifestazioni di idrocarburi, in gran parte gassosi (metano). L'apparato raffigurato ha un diametro, alla sommità del cono, di circa 60 cm.



Fig. 157 - Il fango appena deposto ha conservato la memoria di un attraversamento che, oltre a imprimere precise e riconoscibili impronte (succedeva lo stesso con le zampe dei dinosauri!), ha prodotto un rigonfiamento causato dalla pressione da carico. Indizi come questo sono capaci di tramandare attraverso il tempo non solo l'informazione del passaggio di un organismo, ma anche il suo peso, la relativa postura, raccontando anche se stava correndo, saltando, fuggendo, inseguendo... Il fango (limo) nei giorni successivi si è essiccato, contraendosi e dando origine al reticolo di fratture che, in quanto successivo alle orme, le attraversa e seziona.

Nel sedimento, tra la fase di deposizione e quella di cementazione, si possono generare alcune modifiche: piccole deformazioni e rielaborazioni più o meno diffuse, dovute all'azione di organismi o favorite da successivi carichi di nuovi sedimenti; compattazione e riduzione di spessori con fuoriuscite di acqua accumulata in eccesso tra granulo e granulo al momento della deposizione; scivolamenti che inducono contorsioni, convoluzioni e lacerazioni nelle lamine dei depositi; essiccamenti o dilatazioni che scollano le lamine più superficiali dei sedimenti limosi, e così di seguito.

Il sedimento è destinato a registrare queste modifiche e spesso a tramandarle intatte.



Fig. 158 - Orme di mammiferi impresse nei sedimenti fluviali di età tardo miocenica (poco più di 5 Ma fa). La superficie interessata dai reperti è di circa 100 m². Sono almeno cinque le piste riconoscibili alle quali si associano alcune impronte isolate. L'insieme dei dati ha suggerito una sequenza di transiti successivi. Iniziarono tre equidi quando il sedimento era ancora molle. Poi, sopra un sedimento più asciutto e compatto, transitò un bovide e, per ultimo, un rinoceronte. Affiorano alla sommità meridionale del Colle di Osoppo (UD). Costituiscono un reperto di eccezionale rilevanza scientifica essendo rarissimi i ritrovamenti, a livello europeo, di impronte fossili di mammiferi cenozoici. Tutto il Colle è stato elevato al rango di geosito di rilevanza internazionale.

4a) Sedimenti calpestati e divorati

Dopo l'accumulo un sedimento può subire l'azione congiunta degli organismi che, a seconda dell'ambiente di formazione, lo calpestano, lo perlustrano, lo divorano e, se questo accade, infine lo espellono. Tutto questo lascia negli strati dei segni specifici, ben riconoscibili e interpretabili anche a distanza di centinaia di milioni di anni dalla loro formazione.

Sono segni che raccontano indirettamente le caratteristiche degli organismi che li hanno prodotti, fornendo indicazioni sulla loro natura, sulle relative dimensioni, sulla loro andatura e postura,



Fig. 159 - Queste orme particolari fanno parte del sito a impronte del Colle di Osoppo (UD). Sono le impronte lasciate rispettivamente dalla zampa di bovide o di cervide (a) e dalla zampa posteriore di una forma arcaica di rinoceronte (b). La barretta misura 15 cm.





Fig. 160 - Affascinante pista di limivoro (letteralmente “divoratore di fango”) del Permiano inf. Fu fotografata nel 1960 da Raimondo Selli, geologo dell’ateneo bolognese e allievo di Michele Gortani. Ad essi si devono le indagini geologiche più accurate ed innovative condotte nell’area carnica tra gli anni ‘20 e ‘60. I loro studi gettarono le basi della moderna cartografia e dell’analisi stratigrafica delle Alpi orientali. Ripiani di Lanza (Alpi Carniche, UD).



Fig. 161 - In questo esempio, nonostante siano trascorsi quasi 290 milioni di anni (Carbonifero sup.), sono ancora perfettamente riconoscibili i numerosi passaggi dei vermi limivori che, esplorando il sedimento alla ricerca di cibo, si muovevano orizzontalmente, pochi centimetri sotto la superficie del fondale marino. Gli organismi vermiformi procedevano all’interno del sedimento fine sabbioso divorandolo, per poi espellerlo dopo averne drenato le microscopiche particelle organiche che utilizzavano come nutrimento. Il risultato è stata questa particolare spaghetтата che ancora oggi sembra appena scolata! Pramollo (Alpi Carniche, UD).

sulle abitudini alimentari e anche su alcune caratteristiche dell’ambiente che li ospitava.

Esiste una materia specifica, l’**icnologia** (*ichnos* =orma, traccia) che studia appunto le **tracce fossili** lasciate dagli organismi. Da qualunque organismo: dal tirannosauro ai minuscoli limivori (letteralmente “divoratori di fango” che, antesignani dei moderni lombrichi o delle arenicole marine, esploravano il sedimento alla ricerca di cibo), al trilobite o alla stella di mare che semplicemente stazionavano sopra un fondale fangoso in attesa di prede o in semplice riposo, lasciando ognuno la propria caratteristica impronta.

Riconoscere una traccia significa individuare, in mancanza di resti diretti, gli organismi che abitavano un dato ambiente nel momento in cui gli strati che contengono le impronte si erano appena depositi ed erano ancora soffici e non cementati. Questo risulta oltremodo utile anche per definire il tipo di ambiente - continentale o marino - e spesso avere, come in quest’ultimo caso, delle indicazioni sulla originaria profondità dei fondali.

E poi le tracce fanno spesso sognare e immaginare molto più dei fossili stessi. Forse perché i fossili rappresentano qualcosa di statico, di fermo, di morto. Non dimentichiamo che sono sempre resti lasciati da... cadaveri, se si escludono le exuvie o i denti espulsi e cambiati prima della morte dell’organismo!

Al contrario le impronte di un rettile, le tracce meandranti elaborate da un limivoro alla ricerca di cibo o la pista di un *Limulus* che raschia il fondo con le sue minuscole appendici mentre col *telson* (coda) striscia il fondale lasciando un solco nel fango,... evocano immagini dinamiche, di movimento, di vita, con un impatto emotivo che, a volte, può togliere letteralmente il respiro.



Fig. 162 - Traccia fossile denominata *Zoophicos*. È una *bioturbazione* compiuta da un sottile organismo vermiforme che esplorava con sistematicità il sedimento soffice. Procedeva con una serie di successivi e ravvicinati scavi ricurvi aventi la zona di origine in comune. Un tale tipo di *bioturbazione* è caratteristico di ambienti marini che cominciano ad essere tendenzialmente profondi (>200 m). Pramollo (Alpi Carniche, UD).



Fig. 163 - Questa splendida *bioturbazione* è stata ritrovata in sedimenti di mare basso, al tetto di un livello rimaneggiato dalle onde di tempesta. Risale a 290 milioni di anni fa (Carbonifero sup.). Il piccolo organismo vermiforme che l’ha generata si infossava e percorreva il sedimento sabbioso divorandolo ed espellendolo, ma soprattutto esplorandolo sempre con lo stesso metodico percorso, come dimostrano le numerose tracce, tutte geometricamente identiche a questa e tutte al tetto di strati di tempesta. La traccia fossile, mai stata segnalata prima né ancora studiata, è stata denominata, in modo informale (nomen nudum), *Spiralilia elegans*. M. Auernig, Pramollo (Alpi Carniche, UD).



Fig. 164 - Contro-impronte (l'equivalente di un *calco*) di rettili erbivori rinvenute negli strati di ambiente fluvio-deltizio di età triassica medio-sup. della Catena Cantabrica (Spagna N). Le orme dell'esemplare di taglia maggiore raggiungono i 20 cm.



Fig. 165 - Contro-impronte (*calco*) di stelleroidi presenti in un livello sabbioso, di età triassica inf., rimaneggiato dalle onde di tempesta. Con ogni probabilità fu la stessa tempesta a causare la moria degli organismi. Le esili tracce sub-parallele sono l'effetto del trascinamento finale degli organismi sul fondale. Sauris (Alpi Carniche, UD).

4b) Le contorsioni delle lamine (deformazioni precoci)

Quando i sedimenti depositati sono costituiti da frammenti molto piccoli (sabbie finissime con granuli prossimi a 1/16 di millimetro o addirittura fanghiglie, caratterizzate da particelle con dimensioni inferiori a questo valore) e sono stati accumulati sotto forma di numerose sottili lamine successive, in certe particolari condizioni possono subire delle deformazioni appena dopo la loro deposizione.

Deposizione che in genere si è realizzata su fondali marini o lacustri, ma anche in pianure periodicamente inondate dalle esondazioni fluviali.

Tali deformazioni possono svilupparsi quando tra le particelle del sedimento si è generato un certo grado di coesione che consente alle lamine di inarcarsi, torcersi oppure ondularsi senza che il sedimento stesso si disgreghi in una massa di infinitesimi elementi che si sbriciolano invece di modellarsi.

Per sviluppare una precoce coesione il sedimento non deve essere grossolano. Per rendercene conto proviamo a modellare una scultura con fango e sabbia umidi e tentiamo di fare lo stesso con un mucchio di ghiaino bagnato. Non serve commentare i due risultati.

Vedremo, qui di seguito, le prerogative mostrate da lamine e strati di originari sedimenti fini che, quando vengono sottoposti a spinte, trazioni o carichi, sono stati capaci di modellarsi, producendo caratteristiche geometrie in grado di suggerire le ragioni di innesco.

Si tratta di sedimenti con un buon grado di coesione ma, naturalmente, non ancora cementati (v. Cap. "La cementazione di un sedimento", SF-4d).

Per espulsione d'acqua

I depositi che conservano le tipiche tracce di espulsione d'acqua hanno la caratteristica di essersi accumulati molto rapidamente. Sono depositi fatti di granuli fini, a miliardi, uno accanto e sopra l'altro, distribuiti in sottili lamine.

Fra i granuli, pur se a contatto tra loro, esistono dei minuscoli spazi riempiti inizialmente d'acqua. Spesso succede che un nuovo deposito si sovrapponga rapidamente al primo. L'effetto sarà quello di una pressa calata sopra una spugna intrisa d'acqua. Dalle lamine del primo strato l'acqua comincerà a tentare di sfuggire verso l'alto, sottoposta com'è a una forte pressione da carico. Le lamine, nei loro punti più deboli, si spezzeranno e l'acqua di gran parte dello strato sarà richiamata verso l'alto, attraverso i punti di rottura (Fig. 166).

L'aspetto più affascinante è l'effetto che ne deriva: presso i punti di fuoriuscita dell'acqua le lamine si arricciano e contorcono senza distruggersi, assumendo delle geometrie decisamente artistiche.

Per carico

In un ambiente naturale i sedimenti appena depositi, specialmente quelli più fini (fanghi), quando risultano ricoperti da accumuli più grossolani (sabbie o ghiaie) possono subire delle pressioni verticali. Il risultato si traduce in un improvviso carico che deforma i sedimenti che lo subiscono (Fig. 167).

Più è consistente il nuovo accumulo, sia come grossezza degli elementi sia come spessore, e più veloce è stata la sua deposizione, maggiore sarà la probabilità che le sottostanti lamine subiscano qualche tipo di deformazione. In genere, una caratteristica dei fanghi, sedimenti costituiti da particelle molto fini, è quella di comportarsi in modo plastico se sottoposti a sollecitazioni. Se schiacciamo dei



Fig. 166 - Gli inarcamenti delle lamine di questo strato sono dovuti a espulsioni d'acqua che il sedimento, ancora soffice, aveva trattenuto al momento della sua deposizione. La "spremitura" dell'acqua in eccesso è stata causata dal peso dello strato successivo. Il tutto accadde all'interno di un fondale marino poco profondo nel Carbonifero sup. (280 Ma fa). M. Corona (Alpi Carniche).

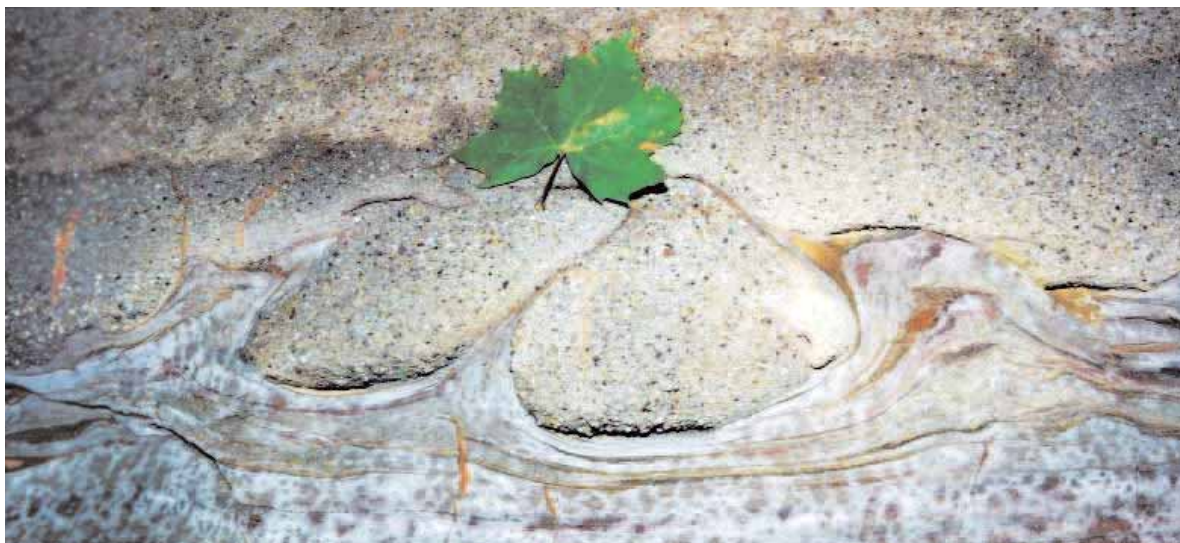


Fig. 167 - Strutture da carico a "fiamme e lobi", di età oligocenica. Sono l'effetto del carico verticale prodotto da un sedimento sabbioso grossolano depositatosi in modo rapido sopra a sottili lamine argillose originariamente orizzontali e parallele. Le sabbie sono parzialmente affondate nelle argille formando lobi a forma... di zaino. Per tutta risposta l'argilla, compressa dal carico, è stata forzata a risalire tra i lobi "a zaino", producendo le cosiddette "fiamme". Arenarie del Macigno, Calafuria (LI).



Fig. 168 - Impronte di pioggia in un livello marnoso di età pliocenica (le *marne* sono una miscela di calcare finissimo e di argilla). Poco prima che piovessse, sul fango erano transitati dei piccoli organismi che avevano lasciato le sottili tracce dei loro spostamenti. *Poco prima*, e non *dopo*, dato che i “crateri da impatto” hanno cancellato le micro-piste... di fuga!

materiali definibili “a comportamento plastico” ci aspettiamo intuitivamente delle reazioni particolari, così come passando con la macchina sopra uno strato di fango sappiamo, senza bisogno di controllare, che si abbasserà sotto le ruote ma anche che tenderà a rigonfiarsi e inarcarsi ai lati delle stesse.

Alle volte non è solo il carico verticale ad innescare la deformazione. Ad esso può aggiungersi una spinta laterale se il soprastante deposito si appoggia al sedimento fangoso “strisciandovi” sopra, in progressiva frenata! Le lamine di fango, ancora soffici, saranno capaci di inarcarsi e arricciarsi, indicando con precisione, tramite le proprie geometrie, la direzione e il verso del flusso che le ha prodotte.

Per scivolamento subacqueo

In alcuni casi la deformazione è indotta non dal carico bensì da un cedimento di interi pacchi di strati appena depositi che iniziano a scivolare lungo un debole pendio subacqueo. Dotati di iniziale coesione interna, ma assolutamente ancora non cementati, ossia non ancora trasformati in strati rigidi, si piegano e contorcono nella lenta discesa verso fondali più profondi e pianeggianti.

Le strutture che si formano sono pieghe e contorsioni legate al fenomeno dello scivolamento sottomarino, più noto col termine inglese di *slumping*, che coinvolge strati non ancora consolidati dotati di comportamento plastico.

A chi non è capitato di inciampare almeno una volta in un tappeto? Non conosco la vostra reazione ma posso prevedere quella del tappeto: ha formato una serie di piccole pieghe che gli hanno consentito di spostarsi scivolando sul pavimento. Il fenomeno dello *slumping* è più o meno lo stesso. Il tappeto in questo caso corrisponde agli ultimi sedimenti, ancora soffici, dotati di coesione ma non induriti, da poco depositati sul fondo del mare. Il

pavimento invece rappresenta gli strati sottostanti, meno plastici, già più rigidi, leggermente più assestati e compatti. In un tappeto lo *slump* (la massa contorta e arricciata) si produce perché qualcuno vi inciampa esercitando una spinta laterale che lo fa scorrere rispetto al pavimento e arricciare.

Gli *slump* subacquei (mari e laghi) hanno una causa differente ma l'effetto è comparabile (Fig. 169). L'innescò del movimento nelle profondità dei fondali marini è dovuto ad una serie di cause concomitanti. Tra queste un fondamentale ruolo è rivestito da una debole pendenza del fondo e, in certi casi, da una scossa sismica. Ecco che i sedimenti soffici in un punto particolare si spezzano e cominciano a scorrere lungo la debolissima discesa del fondale marino. Si arricciano, si piegano, si affastellano, senza per questo distruggere l'originaria continuità delle lamine acquisite durante la deposizione.

Poi tutto ritorna tranquillo e nuovi sedimenti coprono, indisturbati e orizzontali, i contorcimenti dello *slump*, sigillando per sempre la testimonianza di quell'in-

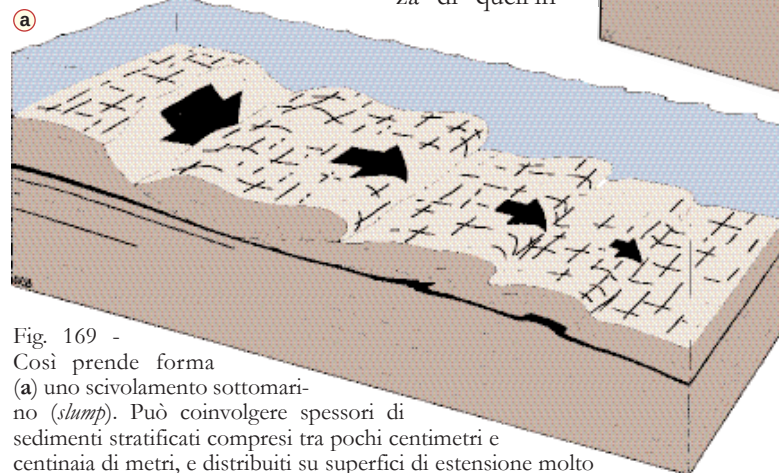
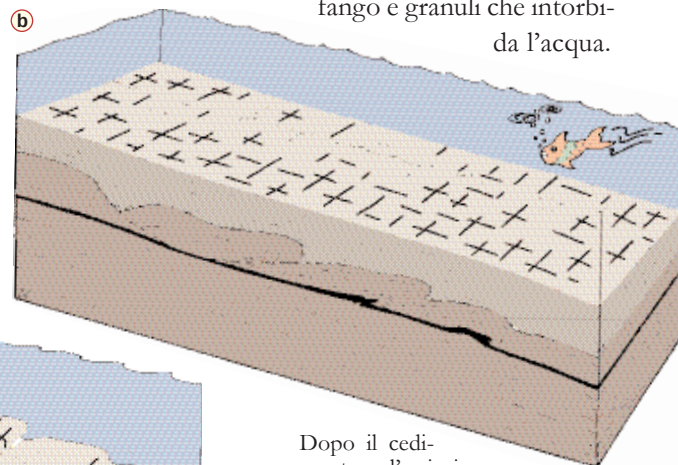


Fig. 169 - Così prende forma (a) uno scivolamento sottomarino (*slump*). Può coinvolgere spessori di sedimenti stratificati compresi tra pochi centimetri e centinaia di metri, e distribuiti su superfici di estensione molto varia. Sono depositi superficiali, ancora soffici, rigorosamente non cementati. Solo così si possono muovere in modo plastico trasferendosi verso zone più profonde. Il livello scuro simboleggia un orizzonte “lubrificante”, spesso costituito da marne o argille, che a volte è in grado di favorire lo scivolamento.

stabilità. È allora appassionante, centinaia di milioni di anni dopo, ritrovarne gli effetti e riconoscerli come tali per poter quasi dire: *c'ero anch'io!*

Penso che nessuno mai sia stato in grado di filmare un processo di *slumping*, anche perché esso avviene in acque da media ad alta profondità, decisamente buie, e soprattutto non è prevedibile. In ogni caso riterrei che non possa essere considerato un processo rapido, ma che anzi, specie nei casi di enormi masse coinvolte, richieda per completarsi dei tempi sull'ordine di parecchi mesi. Questo per far sì che il sedimento possa produrre contorsioni plastiche continue, senza disgregarsi o disunirsi evitando di trasformarsi in una massa di fango e granuli che intorbidano l'acqua.



Dopo il cedimento e l'arricciamento dei sedimenti sottomarini scivolati, nuovi strati riprendono a sedimentarsi (b), in assetto tranquillo, orizzontale e indisturbato. I nuovi depositi rivestono lo *slump* come farebbe una serie di coperte appoggiate sopra chi, dopo un sonno inizialmente agitato, alla fine si calma. Ecco che gli effetti dello scivolamento restano “fossilizzati” nella successione sedimentaria la quale, col passare del tempo, cementerà trasformandosi in roccia coerente.



Fig. 170 - Questi arditi arricciamenti della stratificazione sono l'effetto di uno scivolamento sottomarino sopra un pacco di strati sabbiosi. Tutti gli strati erano in origine orizzontali. Quando si è innescato il cedimento non erano ancora cementati, ma già avevano una discreta coesione: requisito indispensabile affinché il deposito non si ...sgranuli ma sia in grado di mantenersi stratificato durante il lento movimento. Questo processo (*slumping*) origina pieghe e contorsioni con geometrie irregolari, mal conciliabili con una compressione tettonica (v. Sez. "Si Deforma" - SD). Quest'ultima, al contrario, produce deformazioni complesse ma regolari. Il disegno (b) sottolinea le incredibili contorsioni del pacco di strati (a).

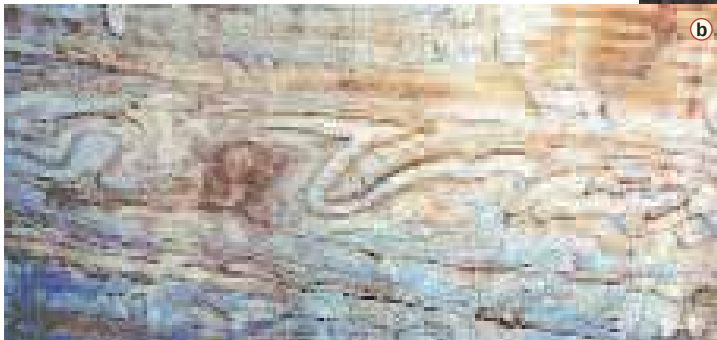
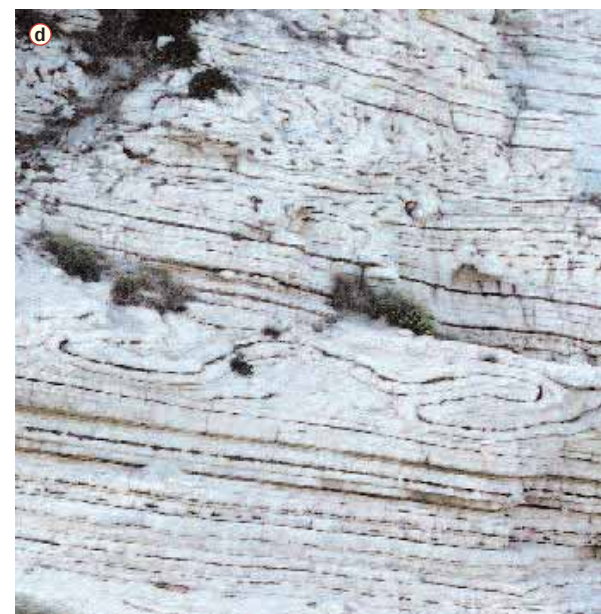


Fig. 171 - A nessuno di noi capiterà mai di osservare in diretta uno scivolamento sottomarino (*slumping*), ma trovarsi di fronte a questo spessore di neve (a) - "roccia sedimentaria" anomala! - mentre scivola con estrema lentezza sul piano inclinato del tetto, ci abitua a usare la fantasia (che fa rima con geologia). Quando in futuro, di fronte a un versante roccioso, ci capiterà - tutto è possibile - di imbatterci in uno *slump* "fossilizzato" tra pacchi di strati indisturbati (b), allora potremmo affermare con enfasi: "Noi (quasi) c'eravamo!"

Fig. 172 - Queste immagini documentano le spettacolari deformazioni plastiche (*slump*) che costellano la falesia del Gargano, a S di Vieste (FG). Interessano una successione calcarea fittamente stratificata, spesso centinaia di metri e formata da calcari finissimi, i calcari cosiddetti micritici (la *micrite* è fango a composizione calcarea). Ad essi si intercalano frequenti livelli di selce spessi al massimo pochi centimetri. La selce, scura, contribuisce a rendere visibile la stratificazione e a farne apprezzarne le convoluzioni. La successione rocciosa si depositò in un mare mediamente profondo durante il Cretaceo.





Per contrazione da essiccamento

In contesti ambientali completamente differenti si origina un altro tipo di deformazioni precoci, sempre comunque sviluppate in sedimenti fangosi appena depositi, non cementati ma già coesi.

Sono le cosiddette fratture da disseccamento che danno luogo ai tipici **poligoni di fango** che, secando per esposizione all'aria e al sole, possono contrarsi arricciandosi ed essere così asportati facilmente dai successivi flussi d'acqua (Fig. 173).

Questo accade spesso in un contesto fluviale, lungo pianure sottoposte a periodiche invasioni delle acque dei fiumi che esondano, oppure in ambienti tidali (quelli di marea) dove le giornaliere micro-oscillazioni del livello marino causano periodiche deposizioni di fanghi che di norma si seccano, screpolano e fratturano al calare della marea, con la conseguente esposizione subaerea. I frammenti sono completamente dissolti, intorbi-

dando l'acqua e risedimentando sotto forma di nuove lamine di fango, oppure possono essere rideposti a breve distanza sotto forma di scaglie fangose solo in parte disgregate. Costituiranno in questo caso i cosiddetti *intraclasti*.

Per un sedimento fangoso la fessurazione per contrazione da essiccamento è la logica conseguenza di un'esposizione diretta al sole. Se il sedimento interessato dal fenomeno è molto fine (fanghi, argille) la perdita d'acqua si accompagna a una necessaria contrazione.

La caratteristica coesione dei sedimenti di questo tipo fa sì che questi non si sbriciolino. La perdita di volume equivale all'ampiezza delle fratture poligonali che, ben visibili alla superficie del deposito, tendono a rastremarsi e chiudersi in profondità dopo alcuni centimetri.

Questo avviene perché il massimo assorbimento termico e, di conseguenza, la più alta evaporazione si realizzano nelle lamine superficiali di sedimento a motivo della loro maggiore esposizione all'irraggiamento solare. Effettivamente, imbattendosi nei poligoni di disseccamento, è sufficiente asportarne uno per verificare direttamente come il tasso di umidità, e quindi di ritenzione d'acqua, aumenti esponenzialmente con la profondità.



Fig. 173 - Questi sono i classici poligoni da disseccamento (*mud crack*) che si sviluppano comunemente in uno strato di fango (limo). In questo caso si sono formati nei fanghi che un fiume, tracimando durante una piena, ha depositato oltre i propri argini. All'esondazione delle acque torbide era seguita la lenta *decanazione* (discesa verticale) delle particelle limose. Il successivo prosciugamento delle zone inondate ha favorito il disseccamento dello strato fangoso. Le fessure poligonali si sono prodotte perché il sedimento, perdendo acqua, ha perso anche volume e, di conseguenza, si è contratto fessurandosi (a). Successivamente, nel corso di una seconda piena meno intensa della prima, sono stati portati altri fanghi - ancora fluidi nella foto - che hanno riempito le precedenti fratture poligonali (b).



Fig. 174 - Il processo descritto nelle Figg. 172 a e b (fratturazione poligonale e riempimento dei vuoti) è qui esemplificato in uno strato di *peliti* (così si chiamano i *fanghi cementati*) deposto 260 Ma fa in un'antica pianura di età permiana superiore. Oggi forma un pacco di rocce denominato Arenaria di Val Gardena.



Fig. 175 - Poligoni da disseccamento attuali. "Effetto papiro" prodotto dall'arricciamento della lamina più superficiale dello strato fangoso, soggetta a più rapido essiccamento.



Fig. 176 - Poligoni da disseccamento attuali. La contrazione del fango ha aggiunto un inarcamento alle lamine più superficiali, le più esposte ai raggi solari.

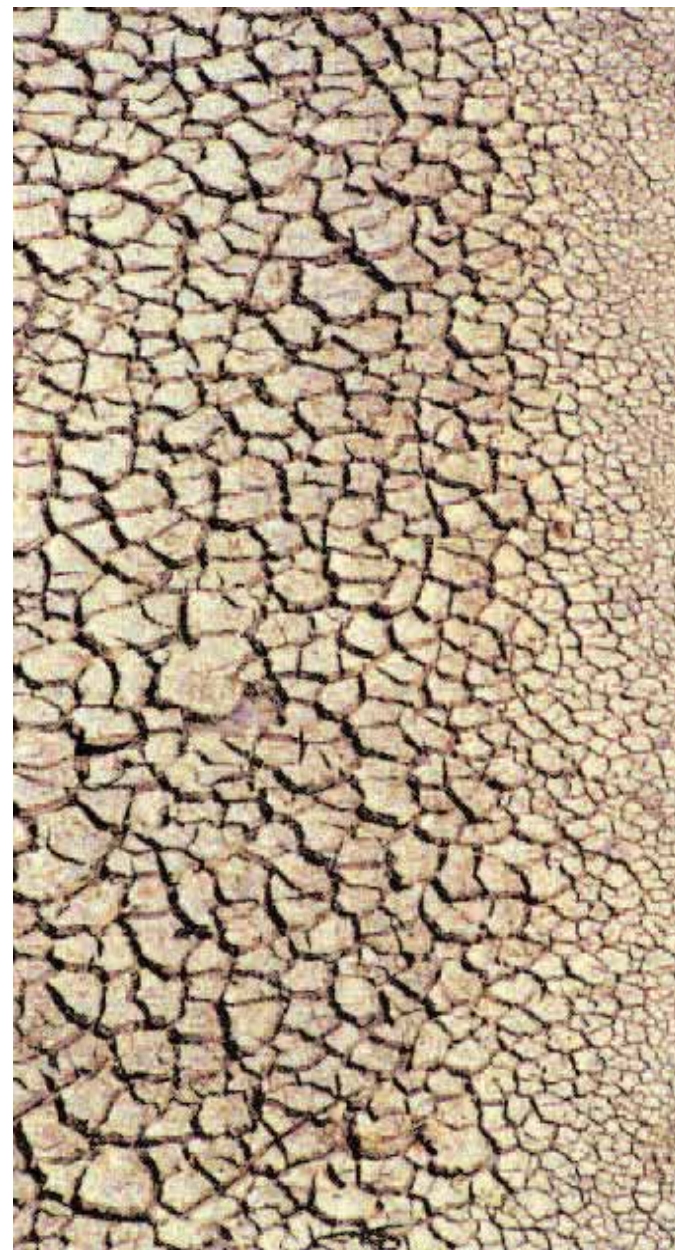


Fig. 177 - Poligoni da disseccamento attuali. Queste particolari forme, nelle loro elaborate geometrie frattali, sono capaci di farsi mirabile espressione artistica della Natura. Un poligono ...si è mosso: trovatelo!

4c) La compattazione degli strati

Quando osserviamo una successione rocciosa stratificata diamo per scontato che lo spessore che in origine avevano i sedimenti appena depositi coincida con quello degli strati che ora abbiamo di fronte. In molti casi questo è vero, e lo si può verificare considerando le geometrie delle strutture interne ad uno strato (le laminazioni da *ripple*, ad esempio). Se così non fosse apparirebbero distorte e alterate, e ciò non si verifica. Eppure esistono tipi di sedimento che, risentendo molto degli effetti da carico dovuti al progressivo seppellimento sotto successivi depositi, diminuiscono di spessore.

Non si tratta di semplici blande “spremiture” di acqua accumulata tra i pori del deposito al momento del loro accumulo (cfr. Cap. “Le contorsioni delle lamine”, SF-4b). È qualcosa di molto più drastico. Sono riduzioni che, in certi casi, possono arrivare fino al 50% dello spessore iniziale. Ma quali sono i tipi di sedimento che subiscono simili effetti?

Essenzialmente i depositi finissimi e i sedimenti organici. Ricordiamo che c'è una sostanziale differenza tra i sedimenti *organici* e quelli *organogeni* (e le corrispondenti rocce). Non vanno assolutamente confusi o intesi come equivalenti. I sedimenti *organogeni* (v. Cap. “Il top della classifica (zione)”, A12) sono rappresentati dalle spoglie minerali di organismi capaci di fissare bio-chimicamente alcuni composti (CaCO_3 , SiO_2 , ecc.) per produrre gusci, impalcature, rivestimenti; non a caso le rocce e i sedimenti organogeni sono anche definiti *biocchimici*.

Invece, i depositi *organici* sono rappresentati da accumuli di vera e propria materia organica (animale o vegetale), più o meno modificata dalle temperature e pressioni incrementate dal seppellimento stesso.



Fig. 179 - È bastato il solo carico verticale di mezzo metro di alghe e nemmeno 20 centimetri di sabbia per generare nel deposito una compattazione, via via più esasperata, capace di serrare tra loro i frammenti algali.

Un esempio? La *torba*, un accumulo di materia vegetale destinata a compattarsi in modo significativo se seppellita sotto tonnellate di normali sedimenti. Se pensate che per generare una pressione di una tonnellata sopra un m^2 di territorio basta sovrapporvi nemmeno mezzo metro di sedimento (ad es. sabbie o ghiaie, ma anche solo argille), capite come può ridursi uno strato di torba inizialmente spesso un metro quando raggiunge profondità crostali di alcune centinaia di metri.

Non a caso si compatta e si trasforma progressivamente (complice anche il riscaldamento crostale connesso al *gradiente termico*) in lignite, litantrace e infine in antracite, il carbone a più alto apporto calorico.

Un altro esempio utile possono fornirlo gli accumuli di alghe, le piante subacquee. Tanto i tipi di alghe marine piatte che si rivestono di particelle



Fig. 178 - Il mare in tempesta ha accumulato lungo la battigia un orizzonte di sole alghe. L'ha rivestito con pochi decimetri di sabbia che ora, a qualche giorno dall'evento, le onde stanno scalzando e ridistribuendo lungo la riva.

fangose (micrite) capaci di generare infiniti tappeti millimetrici sovrapposti di carbonato di calcio (v. Cap. “Le rocce carbonatiche”, A-12a), le cosiddette stromatoliti algali sub-orizzontali e irregolari (sono *sedimenti organogeni*), quanto quelle prive di rivestimenti minerali, che dunque formano depositi di materia organica (*sedimenti organici*), possono subire compattazioni che portano a riduzioni di spessore anche drastiche (Fig. 179).

E poi ci sono le argille, che in molte circostanze si rivelano particolarmente sensibili alle riduzioni di spessore indotte dai processi di carico. In molti altri tipi di sedimenti clastici, ossia formati da particelle (ad esempio le sabbie o le ghiaie), il carico dovuto al seppellimento causa solo un minimo avvicinamento tra i granuli (o i ciottoli) capace di produrre contenute diminuzioni della porosità originaria del deposito.

4d) La cementazione di un sedimento

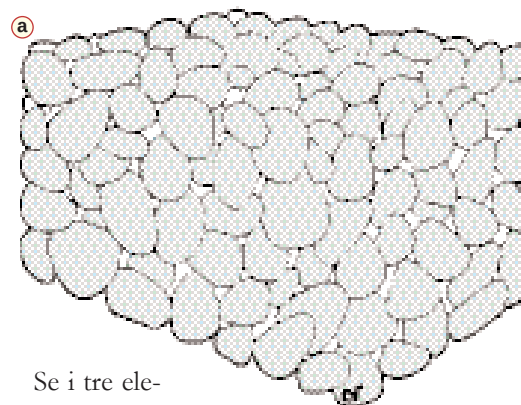
Una roccia sedimentaria formata da un accumulo di granuli si deposita prima come sedimento sciolto, incoerente, non ancora cementato, ben disaggregabile con la semplice pressione delle dita. In un secondo tempo, progressivamente, il deposito si trasforma in roccia cementata, coerente, massiccia e compatta.

Questo è possibile sia per sedimenti formati da frammenti di grosse dimensioni quanto per accumuli finissimi, ad esempio i fanghi accumulati sui fondali sottomarini. Anche questi ultimi, che inizialmente costituiscono dei depositi che possiedono la consistenza e l'impalpabilità della polvere di talco, subiscono dei processi di cementazione progressiva che li porta a trasformarsi in roccia densa, pesante e compatta, pur se dopo periodi molto più lunghi stimati dell'ordine di alcuni milioni di anni.

Come può avvenire la progressiva cementazione di un sedimento? Attraverso una serie di processi chimico-fisici noti col termine di *diagenesi*.

Pensiamo ad una macchinetta del caffè che giornalmente viene riempita di acqua. Immaginiamo una lavatrice usata settimanalmente più volte. Consideriamo anche un ferro da stiro a vapore. Sono tre oggetti che in comune hanno una caratteristica: alcune loro parti sono in contatto diretto, frequente e prolungato, con l'acqua.

Nelle località in cui l'acqua comunemente utilizzata per scopi domestici è definita "dura", ossia ricca in sali minerali disciolti, si assisterà in periodi abbastanza brevi (da pochi mesi ad un anno) alla formazione di vistosi residui calcarei (CaCO_3) che incrosteranno il fondo della caffettiera, della serpentina della lavatrice, del serbatoio del ferro da stiro.



Se i tre elementi oltre che nell'acqua fossero immersi o riempiti di ghiaio e sabbia potremmo osservare che le incrostazioni aderirebbero alle pareti dei ciottoli e dei granuli, tendendo col tempo ad occludere tutti i pori presenti tra un frammento e l'altro.

Ma questo significa che, aprendo ad esempio il serbatoio del ferro da stiro, non uscirebbe più semplice sabbia mista a ghiaio ma un blocco compatto con sabbia e ciottoli cementati insieme. Avremmo ottenuto una roccia coerente partendo da un semplice sedimento sciolto. In natura avviene qualcosa di molto simile.

Ci sono i sedimenti sciolti, appena depositi, ricchi di pori tra una particella e l'altra; c'è l'acqua, in abbondanza, che imbeve in profondità il sedimento, sia in zone continentali (le falde freatiche alle quali a volte attingono gli acquedotti) sia, a maggior ragione, sottomarine. Acqua ricca in sali disciolti che lentamente ricristallizzano spontaneamente riempiendo, anche in questo caso, i pori del sedimento e trasformandolo in roccia coerente, cementata, proprio come è avvenuto negli esempi sopra riportati.

Si è accennato prima ai sedimenti finissimi. Quelli rappresentati da fanghiglie che, indipenden-

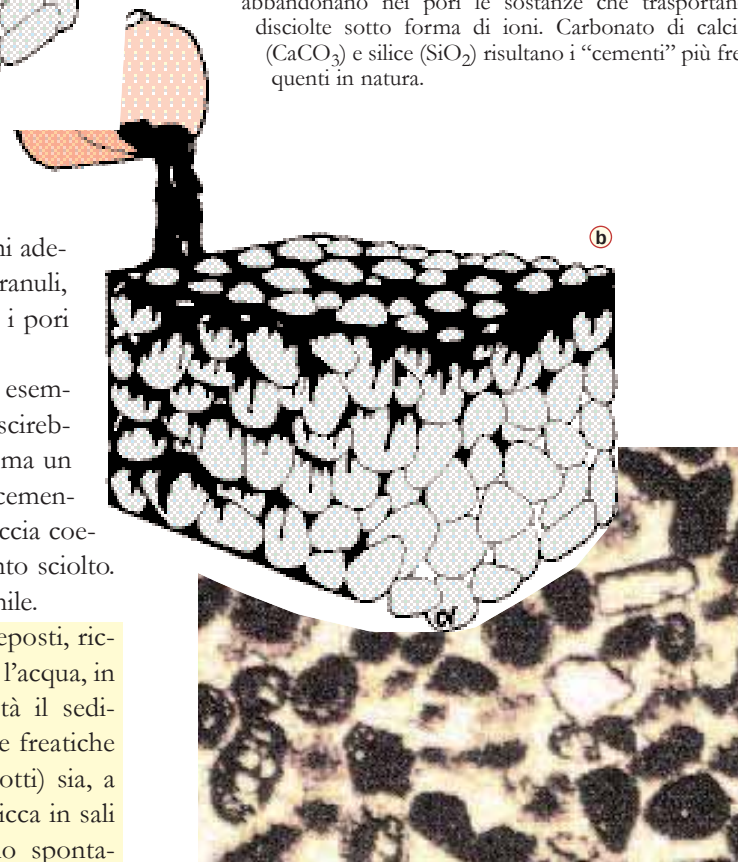


Fig. 180 - Prendiamo un sedimento formato da particelle non finissime (ciottoli, granuli, silt). Al momento dell'accumulo è giustamente definibile *sciolto*, ossia incoerente, non cementato (a). Cementare, rendere cioè coerente quel sedimento, equivale a versare una colla che, insinuandosi nelle porosità più o meno ampie del deposito (b), finisce col saturare gli interstizi tra una particella e l'altra per poi solidificarsi, trasformandolo in roccia coesa. Un sedimento sciolto (incoerente) molto spesso si cementa quando le acque di falda - che imbevono e attraversano i sedimenti stessi - abbandonano nei pori le sostanze che trasportano disciolte sotto forma di ioni. Carbonato di calcio (CaCO_3) e silice (SiO_2) risultano i "cementi" più frequenti in natura.

Fig. 181 - Questa *sezione sottile* di roccia (v. Cap. "Lo strato è una valigia piena" - A10) è formata da granuli calcarei (i frammenti scuri). Sono gusci di micro-organismi depositati molti milioni di anni fa lungo la battigia di un mare basso tropicale. Col trascorrere del tempo il carbonato di calcio (CaCO_3) è precipitato lentamente nei pori dell'originario deposito, dove ha formato un'infinità di piccoli cristalli limpidi (*spatite*), trasformandolo in roccia compatta (ingr. x5).

temente dalla loro composizione (fillosilicatica, carbonatica, ecc.), sono formate da elementi talmente fini da risultare prive di *porosità intergranulare*. In parole più concrete i sedimenti finissimi non hanno spazi liberi (pori) tra le loro particelle. Ma se non esistono pori è intuitivamente impensabile che all'interno di simili depositi circoli dell'acqua. In effetti è così.

I fanghi hanno la prerogativa di essere impermeabili. Nel senso che possono sì assorbire acqua (si imbevono e diventano "umidi"), ma non riescono a cederla. Ma se non circola dell'acqua al loro interno non può esserci nemmeno il rilascio di sali (o la formazione di ossidi) capaci di avviare il processo di cementazione del sedimento.

E dove andrebbero a cristallizzare i sali se mancano gli spazi fisici per accoglierli? Sembra un circolo vizioso dove ogni carattere si oppone allo sviluppo della cementazione.

Eppure, nelle successioni di ogni parte del mondo abbondano le rocce finissime. Rocce dun-

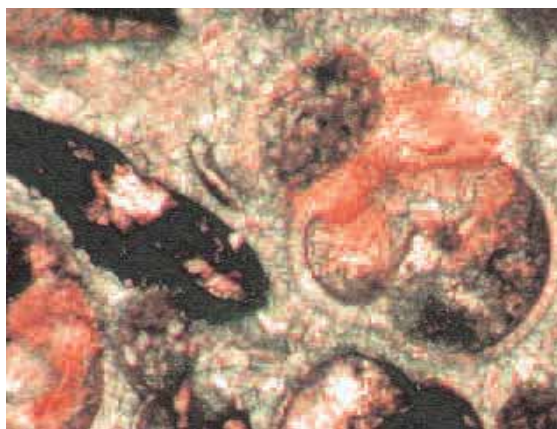


Fig. 182 - Come nella figura precedente, anche in questa *sezione sottile* di roccia è evidente il cemento. È formato da *spatite* (carbonato di calcio in cristalli limpidi e riconoscibili) che circonda i frammenti fossili e occlude gli originari pori del sedimento.

que, non sedimenti. Quindi dobbiamo prendere atto che, nonostante tutto, anche nei sedimenti granulari privi di porosità la cementazione in qualche modo ha luogo. Ma è altrettanto vero che, osservando tali rocce al microscopio non si trova traccia di cemento.

Perlomeno del cemento cristallino col quale abbiamo preso familiarità all'inizio del paragrafo (Fig. 181). La soluzione comunque è abbastanza semplice. I sedimenti finissimi, i fanghi per intenderci, se sottoposti a seppellimento sono in grado di sviluppare una sorta di autocementazione delle proprie particelle infinitesime.



Naturalmente i tempi di affermazione in questo caso sono di gran lunga superiori a quelli di un normale processo di cementazione dato dal rilascio di sali che tapezzano i pori del sedimento.

Fig. 183 - Un parallelo per capire meglio. La muffa (b) che circonda i pezzi di legno (a) si è sviluppata prima attaccandosi alle loro superfici, e poi aumentando di spessore fino ad occludere i pori. Allo stesso modo procede la crescita del

cemento che salda i granuli di un sedimento trasformandolo in roccia.

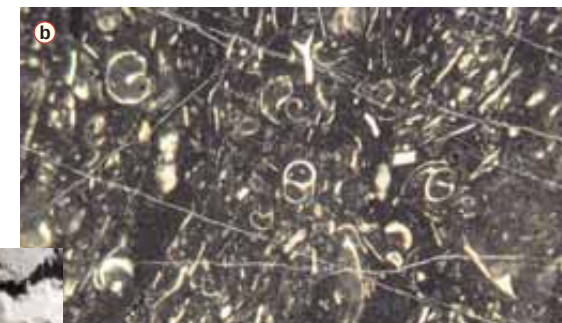


Fig. 184 - Quando il sedimento è troppo fine per avere pori, non c'è spazio per l'ingresso di sostanze cementanti. Accadrà allora che lo stesso sedimento finissimo, in tempi però molto lunghi, diventerà "autocementante". In (a) si osserva un calcare micritico, roccia finissima. Si ricordi che la *micrite* è fango a composizione calcarea. In (b) la stessa roccia è vista in *sezione sottile*. Tra i frammenti organogeni (in questo caso sono gusci infinitesimi) non c'è *spatite* come cemento, ma *micrite* che si è... "autocementata".

SI DEFORMA

SD1 - Eppure si muovono!

Nel corso della loro storia geologica le rocce sedimentarie (ma non solo queste) sono coinvolte in seppellimenti e approfondimenti all'interno della crosta terrestre, con traslazioni e movimenti che rappresentano la logica conseguenza della lenta deriva subita dalle placche litosferiche alle quali tali successioni rocciose appartengono.

A elevata profondità comprimere e sospingere una successione di strati è facile come piegare un fascio di bacchette di liquerizia, quelle lunghe e sottili che si trovano sui banchi dei mercati.

La successione rocciosa si piega ma non perde la possibilità di mostrare, praticamente ancora intatti, i caratteri acquisiti dal sedimento durante la deposizione. Lo studio del tipo di **deformazione** e del relativo orientamento nello spazio delle pieghe (deformazioni plastiche) e delle faglie (deformazioni fragili) fornisce ottime indicazioni sui processi di deformazione, sulla loro intensità e sulle cause che li hanno indotti. Permette inoltre di

riconoscere la direzione dalla quale proveniva la spinta crostale o la trazione che ha prodotto i singoli insiemi di deformazioni.

Più le rocce sono antiche e più è probabile che siano state coinvolte in processi deformativi di *alta pressione* e/o di *alta temperatura* che possono aver portato la roccia a subire un **processo metamorfico**. Ne consegue che le rocce più antiche sono molto spesso metamorfiche e questo non consente di ricavare da esse le informazioni necessarie a ricostruire la natura degli antichi ambienti sedimentari in cui originariamente potevano essersi formate.

Tentare di scoprire i caratteri di antichi ambienti osservando rocce che hanno subito un processo metamorfico equivale a cercare di decifrare delle pagine irrimediabilmente rovinate dall'inchiostro che è colato da una riga all'altra cancellando parole e frasi (Fig. 186).

Diventa allora importante trovare rocce antiche non metamorfiche per ricavare da esse indicazioni di grande interesse.



Fig. 185 - L'ampia Valle del Fiume Gail (Austria), vista dalle Alpi Carniche orientali. Si è imposta su una tra le più importanti ed estese faglie alpine: la Linea Insubrica, della quale forma il segmento più orientale. Le intense erosioni fluviali e glaciali, che in più riprese hanno modellato la valle nel corso degli ultimi milioni di anni, sono state favorite dalla intensa fratturazione delle rocce che bordano la gigantesca faglia crostale. L'originaria forma a U della valle, ereditata dall'ultimo passaggio glaciale (Würm) è stata mascherata da un accumulo di materiale fluviale e lacustre che ha rivestito il fondovalle (Foto A. Bianzan).

SD2 - Gli strani effetti

Camminando lungo i sentieri di montagna succede talvolta di osservare rocce fratturate e fagliate che comunque conservano una stratificazione tabulare, seppure spesso più o meno inclinata. In altre occasioni ci si imbatte in strati interessati da frequenti **pieghe asimmetriche** che suggeriscono marcate traslazioni della successione rocciosa. O ancora può capitare di riconoscere fitte serie di pieghe compresse, schiacciate, lacerate e trasposte che caratterizzano situazioni di massima deformazione.

Ognuno di questi tre stili deformativi si sviluppa a profondità via via crescenti (Fig. 187) durante una comune situazione di compressione dovuta alla collisione tra enormi blocchi di crosta terrestre.

Le **faglie** spezzano e traslano la successione rocciosa. Sono il segnale che grandi forze hanno agito sul territorio, muovendo e spostando reciprocamente giganteschi volumi di roccia.

In condizioni relativamente superficiali, fino a pochi chilometri di profondità, le deformazioni sono in gran parte fragili, ossia dominate dalla formazione di piani di rottura lungo i quali si sviluppano con facilità movimenti e traslazioni. Più in profondità, intorno a 10 km, una superficie di un metro quadrato ha sopra di sé, invece, una quantità di rocce che pesa complessivamente oltre 25.000 tonnellate. Inoltre, sapendo che spingendosi in profondità la temperatura aumenta mediamente di 3°C ogni 100 m, si può facilmente prevedere che verso dieci chilometri dalla superficie terrestre viene raggiunta una temperatura prossima a 300°C che, in particolari zone geologiche, può anche essere maggiore.

Ringrazio quanti – fin dall'inizio della stesura di questo volume – hanno creduto nella sua utilità incoraggiandomi a portarlo a termine. Mi fa piacere inoltre ricordare gli amici e colleghi Doriano Castaldini, Silvano Delzotto, Stefano Piccini, Luca Ragani, Franco Ricci Lucchi e Claudia Spallitta che hanno letto la prima stesura del manoscritto fornendo utili consigli al suo miglioramento. Un grazie particolare all'amico Paolo Del Frio che ha curato con professionalità e dedizione la realizzazione delle selezioni colore e degli impianti fotografici e dato nuova vita, attraverso il colore, ai miei disegni in bianco e nero. Non ultimo, un encomio alla pazienza di mia moglie Lilla alla quale la realizzazione di questo volume ha sottratto innumerevoli domeniche e feste comandate.

Se alle rocce situate a tali profondità viene applicata una spinta laterale (ad esempio per le collisioni tra placche nel corso dei moti reciproci) queste si comportano in maniera che potremmo definire completamente anomala. Questo per il fatto che siamo abituati a comprendere e visualizzare quasi esclusivamente fenomeni e comportamenti fisici che si producono sulla superficie terrestre, a pressioni e temperature ritenute normali. In presenza di condizioni anomale le rocce acquistano un comportamento plastico, duttile. La loro risposta alle sollecitazioni ricorda quella, più familiare, di un blocco stratiforme di plastilina, o addirittura di un elenco telefonico (privo della copertina rigida!) sospinto verso un ostacolo.

A elevate profondità le temperature diventano molto alte mentre il carico dei sedimenti soprastanti si fa colossale. Ormai le rocce non hanno più, nemmeno lontanamente, le proprietà fisiche che possiedono in superficie.

Pensiamo, per facilitare ulteriormente la comprensione di tali cambiamenti, a una tavoletta di

Fig. 186 - In una successione sedimentaria che col passare del tempo è sottoposta a deformazioni via via più intense, le relative stratificazioni e il contenuto fossilifero sono prima distorti, poi si fanno confusi e infine scompaiono se si oltrepassa la soglia del processo metamorfico. La successione rocciosa può essere paragonata a una pagina scritta i cui caratteri a stampa subiscono progressive modificazioni dovute all'aumento della deformazione. L'ultimo effetto (c) è paragonabile a quanto si ottiene metamorfosando una roccia sedimentaria. I suoi caratteri originali (a), che adeguatamente letti fornivano una serie di informazioni sull'ambiente di deposizione del sedimento stesso, sono irrimediabilmente compromessi dall'intensità delle deformazioni metamorfiche. Lo stesso non sarebbe accaduto per un semplice effetto plicativo (b). Lo dimostra la leggibilità del testo, ancora perfettamente comprensibile.



cioccolato appena tolta dal frigorifero, e ad una, identica, tenuta a temperatura ambiente (all'ombra!) durante un'assolata giornata estiva. Proviamo ad appoggiarle ognuna sopra una tazza e poi comprimiamole al centro con un dito, fino a ottenere una deformazione. La prima tavoletta si spezzerà (comportamento fragile), la seconda svilupperà un marcato incurvamento (comportamento duttile). È bastato aumentare la temperatura dell'ambiente.

Le rocce situate a parecchi chilometri di profondità all'interno della crosta terrestre sono un po' come l'asfalto molle lungo le strade sotto il sole d'agosto. Fateci passare sopra, in frenata, le

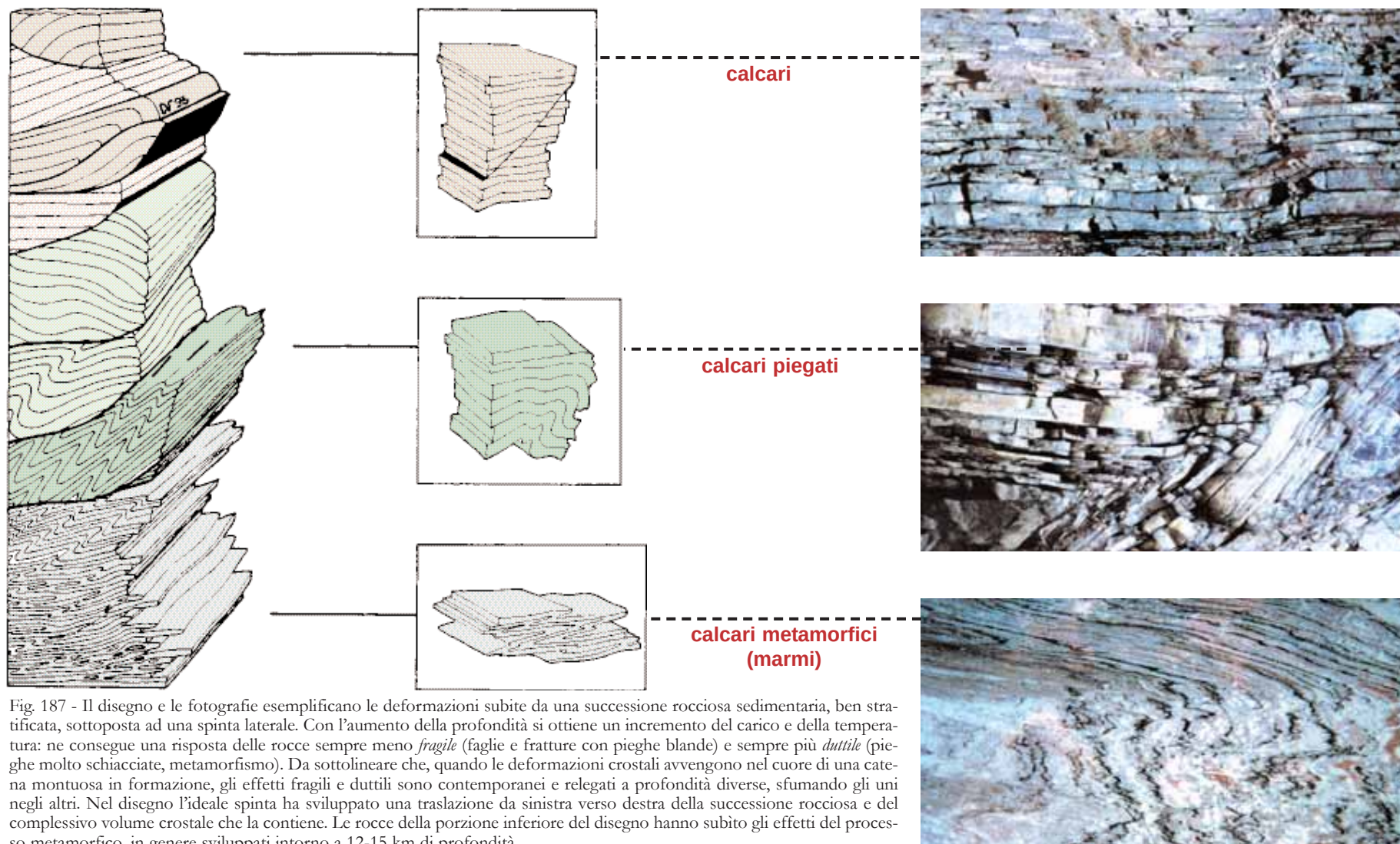


Fig. 187 - Il disegno e le fotografie esemplificano le deformazioni subite da una successione rocciosa sedimentaria, ben stratificata, sottoposta ad una spinta laterale. Con l'aumento della profondità si ottiene un incremento del carico e della temperatura: ne consegue una risposta delle rocce sempre meno *fragile* (faglie e fratture con pieghe blande) e sempre più *duttile* (pieghe molto schiacciate, metamorfismo). Da sottolineare che, quando le deformazioni crostali avvengono nel cuore di una catena montuosa in formazione, gli effetti fragili e duttili sono contemporanei e relegati a profondità diverse, sfumando gli uni negli altri. Nel disegno l'ideale spinta ha sviluppato una traslazione da sinistra verso destra della successione rocciosa e del complessivo volume crostale che la contiene. Le rocce della porzione inferiore del disegno hanno subito gli effetti del processo metamorfico, in genere sviluppati intorno a 12-15 km di profondità.

gomme di un'automobile: verrà raschiato e spalmato senza sforzo alcuno, come burro lisciato da un coltello.

Sarà la stessa cosa per queste rocce poste a grande profondità se, oltre al peso del carico soprastante, dovranno subire anche una spinta laterale

durante una delle frequenti collisioni tra placche in cui è spesso coinvolta la crosta terrestre.

Per un addetto ai lavori "leggere" il contenuto e i caratteri di una roccia sedimentaria (fossili, tessiture, strutture, composizioni,...) non è molto complicato. Perlomeno, può risultare un'operazione conducibile

a buon fine senza grandi difficoltà. È un po' come leggere un testo scritto in modo chiaro e ben immaginato. Basta conoscere la lingua utilizzata.

Se le rocce subiscono delle deformazioni plastiche - semplici pieghe senza necessariamente superare la soglia del processo metamorfico - la lettura



Fig. 188 - Questo conglomerato un tempo era formato da ciottoli calcarei pressoché sferici. Oggi appaiono appiattiti e allungati. Li ha “stirati” una deformazione così intensa che solo il processo metamorfico è in grado di produrre. Alpi Apuane.

si fa leggermente più complessa, dovendo riferire all'originario piano orizzontale le geometrie osservate. Anche nel caso della lettura di un testo la fatica per decifrare delle righe scritte non più orizzontalmente ma con andamento fortemente ondulado, aumenta. E comunque non a tal punto da costituire un ostacolo insormontabile alla comprensione del senso di ognuna delle singole frasi (Fig. 186).

Quando le rocce sedimentarie, nel corso della loro storia geologica, mostrano di aver subito una decisa impronta metamorfica, gli ostacoli alla comprensione di quanto quei sedimenti in origine rappresentavano, diventano insuperabili. Per comprendere quello che può essere accaduto ai fossili, alle strutture, alle originarie tessiture della roccia coinvolta nel processo metamorfico è sufficiente proseguire nel paragone che utilizzava la pagina di un testo con le righe progressivamente sempre più deformate e osservare i risultati visibili in Fig. 186.

Si ricordi che il tipo di metamorfismo più comune è quello cosiddetto *regionale*, in quanto coinvolge volumi di roccia alla scala di intere catene montuose. La sua origine è associata a condizioni di elevata temperatura (parecchie centinaia di gradi),

di circolazione di fluidi (che facilitano gli scambi ionici), di sensibile profondità crostale ($>12-15$ km) unite alla presenza di colossali pressioni tangenziali che tendono a far scorrere orizzontalmente le masse rocciose. Questa serie di condizioni non può che realizzarsi all'interno della crosta terrestre e in precisi contesti geologici: le radici di una catena orogenetica generata dallo scontro tra placche litosferiche.

In natura processi di questo tipo, quali il **metamorfismo regionale** di una successione rocciosa, non possono naturalmente essere osservati in diretta. Vuoi per le condizioni di sviluppo del processo metamorfico non certo per noi ottimali, vuoi per la lentezza di affermazione dei relativi effetti. Comunque, conoscendo le premesse che consentono la realizzazione di tali effetti, è possibile dedurre quanto si verifica in simili circostanze e descrivere i passaggi attraverso i quali una roccia è portata a cambiare così drasticamente il proprio aspetto, le proprietà e le originarie caratteristiche.

Prendiamo un sedimento costituito da granuli di varia composizione, ad esempio frammenti di quarzo, di miche, di feldspati, originariamente accumulati tutti insieme da un qualsiasi processo dinamico (una corrente fluviale, un evento di torbida, ...). Oltre alla composizione il deposito avrà certe caratteristiche tessiture e strutture acquisite al momento dell'accumulo. Inoltre, al suo interno potranno essere presenti dei particolari frammenti organogeni quali gusci, ossa, denti, scaglie, spicole, impalcature minerali, frustoli vegetali, o anche tracce e impronte presenti sotto sembianza di calchi perfettamente sagomati e caratteristici di certi determinati gruppi di organismi.

Tutto questo, a distanza anche di centinaia di milioni di anni dalla propria formazione, potrebbe

Fig. 189 - Caratteristico aspetto di una *fillade*, classica *roccia metamorfica* derivata dalla deformazione esasperata di arenarie e peliti (originarie sabbie e fanghi). Ma nonostante le evidenze, siamo solo al *basso grado metamorfico*!



fare rivivere quell'antico ambiente con infinita precisione e dettaglio. Il medesimo patrimonio di informazioni potrebbe, al contrario, anche sparire, stravolto dalle deformazioni indotte da un metamorfismo regionale. Vediamo in che modo.

Il sedimento che costituisce il nostro riferimento viene sepolto da altri accumuli. Prima per centinaia, poi per migliaia di metri. Si cementa, diventa strato compatto assieme a infiniti altri livelli sedimentari. L'insieme si approfondisce lentamente raggiungendo i livelli crostali inferiori. Per il momento l'unica pressione è quella verticale dovuta al carico dei successivi soprastanti depositi.

Apparentemente la successione di strati si sta spostando solo verticalmente, verso il basso. Anche noi, scendendo all'interno di un ascensore tenderemmo ad affermare la stessa cosa, cioè che ci stiamo spostando unicamente verso il basso. È vero e falso al tempo stesso. Dipende dal sistema di



Fig. 190 - Ecco un'altra roccia metamorfica molto conosciuta e diffusa: lo *gneiss* (pronuncia: g-nais). Siamo nel medio grado metamorfico e, anche intuitivamente, si percepisce.



Fig. 191 - Ancora uno *gneiss*. Questa volta l'ingrandimento ci sottolinea i livelli di minerali scuri e chiari che sono migrati riunendosi in livelli e fasce a composizione omogenea.

riferimento adottato e dall'importanza che diamo ad eventuali altre componenti di moto diverse da quella verticale. Se il sistema di riferimento è l'edificio in cui si muove l'ascensore, nulla da eccepire. Così come niente varierebbe anche ampliando il sistema di riferimento a tal punto da comprendere l'intera città o addirittura la complessiva regione che ospita la città nella quale è costruita la struttura al cui interno si muove l'ascensore che ci conduce verso i piani inferiori! Tutto regolare.

E se continuassimo ad ampliare il nostro sistema di riferimento? Proviamo ad estenderlo maggiormente. Non solo a una porzione della superficie terrestre ma all'intero pianeta e oltre. A questo

punto il nuovo sistema di riferimento ha finito col superare persino le dimensioni della stessa Terra. Continua a traslare solidamente con lei nello spazio intorno al Sole ma non partecipa più alla sua rotazione rispetto alla quale è perfettamente immobile.

Per noi, stipati dentro l'ascensore, cambia qualcosa? Apparentemente no. Stiamo sempre muovendoci verso il basso e questo ci sembra tutto. Invece il nostro nuovo sistema di riferimento ci dice che il nostro moto ha subito delle variazioni. I nostri spostamenti non sono più diretti solo verso il basso ma possiedono anche una componente circolare (rotazione terrestre). Non proseguiamo oltre.

È servito per dimostrare come tutto è relativo e dipendente dal sistema di riferimento adottato. E a far riflettere sulla complicata perfezione dei meccanismi naturali che le leggi della fisica semplicemente descrivono. Con il sistema di riferimento più generale occorre dunque considerare tutti i movimenti ai quali l'ascensore che ci contiene partecipa. È come se in pratica ci stessimo muovendo lungo un tratto della spirale di una molla tesa, o qualcosa di ancora infinitamente più complesso.

Ritorniamo alla successione sedimentaria. Se anche in questo caso il sistema si amplia ed estende oltre la placca litosferica al cui interno gli strati si stanno via via approfondendo, bisogna tenere conto anche di una traslazione orizzontale lungo il percorso di deriva del settore crostale che, prima o poi - e qui sta l'importanza di questa digressione - la porterà a collidere con altre placche consimili.

Abbiamo visto molto sinteticamente i motivi che conducono a un evento metamorfico regionale. Ma con simili premesse cosa può accadere di tanto drastico e intenso all'interno dello strato sedimentario preso come riferimento iniziale? Proviamo a ricostruirne le modifiche osservandole nei momenti stessi in cui si realizzano.

Ci troviamo ormai a molti chilometri di profondità, all'interno della crosta terrestre. I valori di pressione e di temperatura hanno subito un notevole incremento. Pressioni verticali quanto tangenziali. Sotto l'effetto di queste ultime lo strato, assieme ai suoi simili, tende a ripiegarsi dando origine a pieghe asimmetriche strettissime. Tanto esasperate che una sua superficie, dopo essere stata ripiegata, diventa parallela a sé stessa generando delle S appiattite e stirate. Questo fenomeno si accompagna a una serie di modifiche interne allo strato stesso.

Mentre prima dell'innesco dell'evento metamorfico i granuli, che avevano composizioni mineralogiche varie e differenti, si trovavano mescolati o smistati sulla base del proprio peso specifico o della loro forma, tendono ora ad aggregarsi in livelli omogenei caratterizzati dalla medesima composizione.

Per ottenere queste modifiche è impensabile che i singoli granuli comincino a traslare muovendosi liberamente all'interno dello strato. Né, d'altra parte, condizioni simili prevedono una fusione della roccia: non saremmo più nel campo metamorfico ma in quello magmatico (*anatessi*).

Deve esistere qualche altro processo alla base delle modifiche indotte dal metamorfismo. Gli esperti del settore lo chiamano *ricristallizzazione allo stato solido*. È uno di quei termini che non favorisce la comprensione a chi ancora non si è fatto un'idea del fenomeno. Praticamente a “chi già sa” non aggiunge informazioni, e in “chi non sa” non fa che aumentare la confusione.

In questo caso trovare un esempio è più difficile del solito, ma anche più doveroso. Possiamo riprendere in considerazione quel testo che all'inizio, con le sue progressive distorsioni, ci era servito ad introdurre l'argomento “deformazioni”.

Se questa volta immaginiamo che nel testo, ancora indeformato, le singole lettere, variamente ripetute come frequenza e posizione, possano rappresentare gli infiniti granuli con le loro specifiche composizioni, siamo già sulla buona strada.

Saltiamo a osservare il risultato finale. Quello stesso testo, dopo l'evento metamorfico, si è, per così dire, riorganizzato. In luogo delle singole frasi, composte da parole capaci di trasmettere un significato e nelle quali ogni lettera occupava una posizione ben precisa, ci troviamo ora a leggere delle intere file di lettere uguali: aaaaaa, ssssss, eeeee, mmmmm..., disposte in file sovrapposte e ripetute.

È il modo in cui si sono spostate e riunite in livelli omogenei che ci risulta tutt'altro che chiaro. È come se, durante il corso del processo metamorfi-

co, tutte le “a” del testo di riferimento cominciasero a comportarsi come gocce d'inchiostro ancora fluido che inizia a scorrere verso fasce comuni di raccolta (Fig. 192). Come una sorta di infinitesime gocce di mercurio (chi non ha mai rotto un termometro!) che, se ravvicinate, tendono a riaggregarsi spontaneamente. Oltre a queste migrazioni e raduni, favoriti dalla circolazione di fluidi (CO₂, H₂O, ...) sotto pressione e ad alta temperatura, alcuni composti minerali possono interagire con altri dando luogo a nuovi prodotti che, allo stesso modo, “fluiscono” cristallizzando in livelli e orizzonti composizionalmente omogenei e orientati nello spazio congruentemente alle spinte subite.

È come se nell'esempio proposto le “i” e le “n” del testo... sedimentario, ancora intatto, interagissero durante la deformazione metamorfica dando come prodotto finale delle file di “m”. Il risultato è qualcosa di completamente nuovo, organizzato in livelli che non possono più essere gli originari orizzonti e strati sedimentari. È facile e intuitivo comprendere che un simile effetto non ha solo alterato gli iniziali caratteri del sedimento ma ne ha stravolto ogni originario assetto, struttura e contenuto.

Nondimeno, anche rocce di questo tipo hanno un'elevata quantità di informazioni da trasmettere. Riguardano non più l'originario ambiente sedimentario di deposizione, i cui dati sono andati perduti per sempre, ma il processo di collisione crostale che le ha generate. Direzione di provenienza delle spinte, intensità della deformazione, profondità crostale raggiunta e persino l'età assoluta, in milioni di anni, dell'evento metamorfico - parte integrante del processo di sviluppo di una catena montuosa (*orogenesi*) - ottenuta quest'ultima con le misurazioni isotopiche condotte sui nuovi minerali formati durante i processi di trasformazione della roccia (v. Cap. “Un'infinita pila di libri”, A9).



Fig. 192 - Ancora una volta (cfr. Fig. 186) è una manciata di parole a visualizzarci le trasformazioni subite da un pacco di strati sottoposti a metamorfismo (v. testo).

2a) Mi piego ma non mi spezzo

Come per ogni tipo di osservazione anche nel caso di una successione rocciosa deformata bisogna cercare di capire qual è il “modulo base”, l’elemento significativo (e ripetitivo) più piccolo che determina lo stile dell’intera struttura. Potrebbe essere il mattone per un muro, il masso per una barriera frangiflutti, il granulo per uno strato sabbioso, e così via.

Nel caso di un’analisi deformativa in rocce che hanno reagito in maniera plastica, il “modulo base” può essere la piega, e dato che è frequente ritrovarla negli affioramenti rocciosi, diventa utile esaminarla e capire quali informazioni può trasmettere. Resteremo alla superficie del problema, prendendo in considerazione quel poco o tanto che basta per potere in futuro guardare una stratificazione piegata e comprendere il significato che ci comunica.

Innanzitutto i tipi di pieghe si possono distinguere in simmetrici e asimmetrici. Saranno trattati solo i secondi, più interessanti e ricchi di significati.

Una piega asimmetrica è come un centometrista fotografato nell’istante in cui scatta ai blocchi di partenza. Se la osservate bene anch’essa risulta protesa verso una direzione ben precisa. La sua geometria ti fa intuire che si è prodotta sotto l’applicazione di una spinta, di uno sforzo orientato in una determinata direzione. Guardandola nella sua presente fissità sembra ancora di percepire il pacco di strati dapprima orizzontale che poi, al rallentatore, con infinita lentezza, ha cominciato a piegarsi. Prima impercettibilmente, poi in maniera sempre più decisa (come fosse di gommapiuma), fino a bloccarsi nella geometria che oggi ci appare fissata sulla parete rocciosa al cessare della spinta che l’ha prodotta. Ma come risalire alla direzione

della spinta che ha generato la piega? Anche questo è abbastanza intuitivo.

Presupponiamo per semplicità che la piega sia cilindrica (e in molti casi è così), il che vuol dire che, sezionandola trasversalmente in punti differenti, dà sempre geometricamente la stessa immagine, come un cilindro che, tagliato alla stessa maniera, darà sempre sezioni identiche. In altre parole le geometrie delle pieghe cosiddette cilindriche hanno una sensibile continuità laterale.

Se prendiamo un elenco telefonico e lo pieghiamo tra le mani formando una S (o una Z arrotondata, dipende da quale parte lo si osserva) riusciamo a materializzare uno dei più importanti elementi

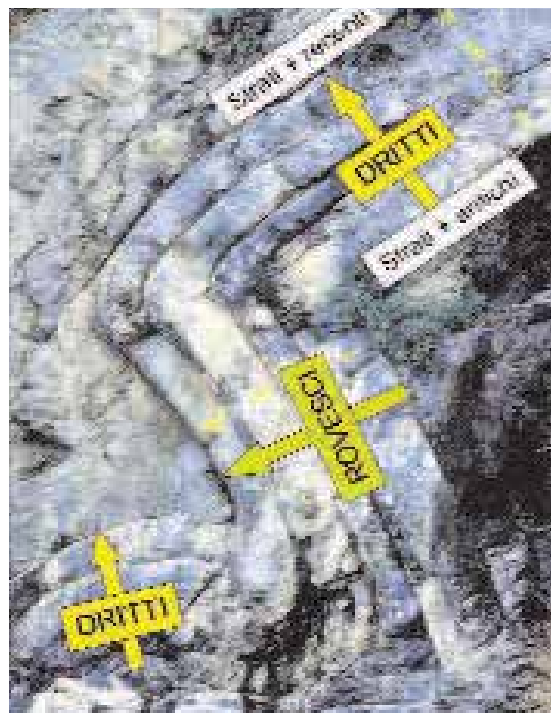


Fig. 193 - Piega asimmetrica (alta 4 m) che deforma una serie di strati calcarei. Ogni strato è... un tappeto: si arriccia se vi inciampate. La piega ha spostato, verso sinistra, gli strati-tappeti. Il senso di spostamento si chiama *vergenza* della piega.

delle pieghe: la cerniera, anche detta asse. È questa la linea lungo la quale la piega subisce la sua massima curvatura. Con buona approssimazione la spinta che genera una piega in rocce non metamorfiche risulta orientata perpendicolarmente alle cerniere.

In una successione rocciosa stratificata e deformata una piega asimmetrica non è mai sola. Anzi, attraverso lo studio della geometria dell’elemento minore si può ricavare quello che più a grande scala può essere l’assetto deformativo dell’intera montagna nella quale la piccola piega affiora. Non è isolata perché la spinta ha dato luogo, contemporaneamente, ad altre pieghe identiche, contenute in pieghe più grandi le quali, a loro volta, hanno la medesima forma e orientamento (a parte naturalmente le dimensioni più ampie).

È frequente trovare pieghe asimmetriche ampie pochi decimetri inserite in pieghe metriche o decametriche a loro volta modellate all’interno di enormi pieghe sviluppate, con il medesimo stile, alla scala di interi versanti montuosi.

Questo succede perché in un pacco di strati che si deforma in maniera plastica, quelli che occupano le posizioni più interne della piega devono sovente assoggettarsi a occupare uno spazio leggermente più ristretto e quindi sono obbligati a generare delle piccole pieghe accessorie che li raccorcano quel tanto che basta per compensare la differenza di estensione rispetto agli strati più esterni.

Sovrapponete le vostre mani una all’altra. Palma contro dorso, con questi ultimi rivolti verso l’alto. Ora incurvatele (naturalmente verso il basso!). Noterete come la mano che occupa la posizione più interna nella piega che ora avete formato, è costretta a piegarsi di più. In natura il maggiore piegamento delle zone interne di una grande piega equivale spesso a un più sensibile raccorciamento che deve venire pareggiato e assorbito dallo svi-

luppo di ulteriori pieghe. Pieghe minori che per l'appunto si concentrano nelle zone più interne del grande motivo plicativo.

Le pieghe non si formano in tutti i tipi di rocce alle medesime condizioni di pressione e temperatura. Questo perché ogni composto mineralogico ha proprietà differenti e limiti di deformabilità che vengono raggiunti in tempi e modi molto dissimili. Si possono, a tal proposito, prendere in considerazione i gessi. Spinte orientate e sollecitazioni crostali che in altri tipi di roccia produrrebbero solo modesti sistemi di fratture, nei gessi danno già luogo a fittissime ricristallizzazioni (allo stato solido!) e sono in grado di sviluppare elaborate pieghe che fanno meravigliare il profano ed esaltano il geologo!

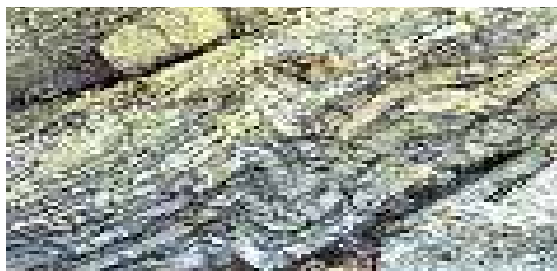


Fig. 194 - Questa piccola piega asimmetrica (alta non più di mezzo metro) si è formata perché il pacco di sottili strati calcarei si è scollato da quello sottostante durante le compressioni alpine. Scollandosi ha assorbito, a modo suo, gli effetti delle spinte crostali, "arricciandosi". Occorre tener presente che tutto questo si verificava a qualche km di profondità, all'interno della catena alpina in progressiva formazione.



Fig. 195 - Lasagnite (ottimal) con piega vergente a destra.

Le deformazioni nei gessi

Pensando agli effetti di un terremoto è immediato figurarsi quelli che sono stati i danni materiali, i crolli, le lesioni alle opere edilizie, ai viadotti, alle vecchie mura, agli antichi castelli. Successivamente si tende a valutare l'impatto del sisma sul paesaggio. Le frane, gli scoscendimenti, i giganteschi blocchi rocciosi scagliati con furia verso i fondivalle.

Generalmente dunque è ai mutamenti della superficie che si pensa, in quanto risultano i soli a poter essere osservati. Ma questo è riduttivo. Esiste anche la possibilità di vedere e toccare direttamente gli effetti che i terremoti causano *sotto* la superficie terrestre, a chilometri di profondità, nello scorrimento tra un blocco roccioso e l'altro. In che modo? Forse spingendosi a fatica in anguste gallerie sotterranee o esaminando i campioni di roccia trivellati ad elevate profondità e riportati in superficie con sofisticate tecnologie? Nulla di tutto questo. È sufficiente percorrere qualche torrente di montagna ben inciso fra sponde rocciose e semplicemente osservare (v. Cap. "La torta distorta", A5).

Spesso gli indizi, evidenti e spettacolari, sono distribuiti in grande quantità anche lungo le pareti rocciose che costeggiano le strade. Occorre solo sapere dove cercare e soprattutto cosa cercare. Si può rispondere con degli esempi concreti.

Il primo lo offre una successione rocciosa antica 250 milioni di anni che nel corso delle ere geologiche, dopo essersi deposta in un ambiente lagunare e di mare poco profondo, è stata seppellita lentamente, strato dopo strato, sotto chilometri di altre rocce via via più recenti. Fu proprio in queste condizioni di seppellimento profondo che una prolungata serie di terremoti la coinvolse approssimativamente tra 40 e 10 milioni di anni fa. Quelle medesime spinte alla fine, contribuirono al suo sollevamento con velocità stimate dell'ordine di 1-3 mm

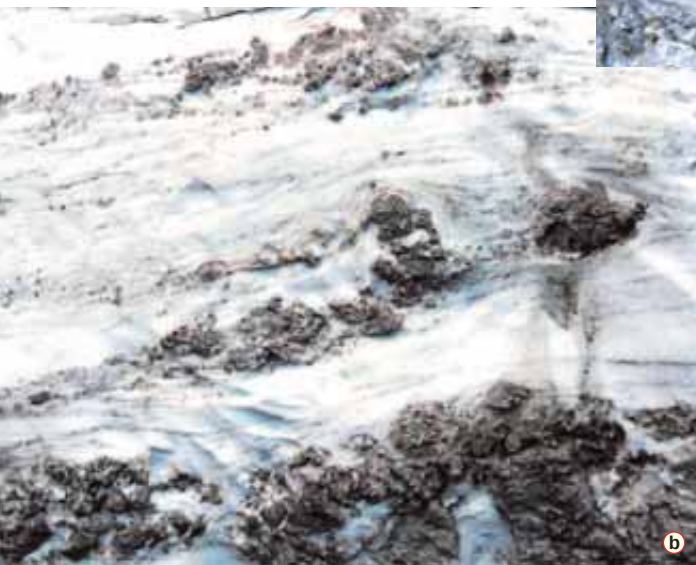
all'anno. Adesso quella particolare serie di strati affiora lungo una fascia di territorio, larga qualche chilometro, che dal Trentino attraversa il Cadore, il Comelico, la Carnia per poi continuare ininterrotta attraverso la Slovenia.

La successione rocciosa della quale si sta parlando è denominata *Formazione a Bellerophon*. Si è depositata alla fine del Permiano, circa 250 milioni di anni fa, in antiche lagune sovrassalate interessate da un clima caldo arido che consentiva la precipitazione di gessi. Ai depositi gessosi si intercalavano frequenti calcari neri caratteristici di periodi durante i quali, per brevi intervalli, la laguna si apriva al mare consentendo l'ingresso di acque meno salate. Si accumulavano così, in alternanza, livelli decimetrici di gessi e orizzonti calcarei neri (col tempo trasformati in dolomie), ricchi in materia organica. Essenzialmente microrganismi unicellulari che, depositandosi su fondali lagunari riducenti, ossia poveri di ossigeno, riuscivano a evitare la putrefazione conferendo alla roccia la caratteristica colorazione nerastra. Questa è la successione originaria e come tale ancora è osservabile a W di Forni Avoltri, in provincia di Udine, nei



pressi del confine italo-austriaco. Lì è possibile ripercorrerla lungo uno dei primi affluenti di destra del Torrente Degano, il Rio Avoltruzzo (Fig. 196).

Spostandoci a E di Forni Avoltri e da lì girovagando fino a Tarvisio (UD), alla ricerca di quelle medesime rocce (che tutte le carte geologiche indicano come affioranti e ben visibili), diventerebbe arduo riconoscerle. Questo a causa degli antichi terremoti. Vediamo



di spiegarci meglio facendo un passo indietro nel tempo.

Circa 40 milioni di anni fa le montagne delle nostre Alpi orientali (Trentino, Veneto e Friuli) presero a sollevarsi sotto l'effetto di una serie di spinte crostali orientate SW-NE. Fu però intorno a 15 milioni di anni fa che tali sollecitazioni, orientandosi lungo la direzione N-S, svilupparono gli effetti in assoluto più drastici, ancora oggi nettamente percepibili sul territorio.

Le deformazioni subite dalle rocce coinvolte nella collisione furono ovunque sensibili, ma in particolare nella fascia compresa tra Forni Avoltri

Fig. 196 - Progressiva trasformazione (a, b, c) di un particolare pacco di strati sedimentari sottoposto a compressioni crescenti (v. testo). Gli strati in origine erano alternanze di livelli dolomitici neri e sottili orizzonti gessosi biancastri (a), depositati verso la fine del Permiano - oltre 250 Ma fa - in un'ampia laguna tropicale periodicamente soggetta a intensa evaporazione (gessi). L'ambiente lagunare si estendeva sui territori oggi occupati dalle Alpi nord-orientali (Dolomiti e Alpi Carniche).

Oltre 200 Ma dopo, le spinte crostali alpine hanno deformato quell'antica successione rocciosa. In Carnia le compressioni sono state tanto forti da modificare profondamente le regolari alternanze di gessi e dolomie nere. La successione rocciosa, pur restando "fatta di gessi e dolomie", ha sviluppato un aspetto (b) che potrebbe ricordare quello di alcune rocce metamorfiche (cfr. Fig. 190). Le porzioni scure sono singoli strati di dolomia ridotta in frammenti dai movimenti.

In b le bande più scure corrispondono ai fragili livelli di dolomia nera frantumati e poi cementati durante i movimenti tra strato e strato. I livelli chiari sono invece i gessi che sono ricristallizzati formando un gesso nuovo, cosiddetto "saccaroide". Osservandolo in dettaglio appare formato da un insieme di minuti cristalli che ricordano, per l'appunto, lo zucchero.

In c il procedere delle compressioni ha finito col generare effetti ancora più esasperati. Gli strati di dolomia nera sono stati prima ridotti in polvere finissima e poi deformati con vistose micro-pieghe asimmetriche. Lo spessore dei tre livelletti neri ripiegati (c) era in origine sicuramente di molti decimetri. Oggi, dopo le deformazioni, è di pochi centimetri.

e Tarvisio, nelle Alpi Carniche, divennero molto violente! La successione rocciosa della Formazione a Bellerophon a quei tempi si trovava a qualche chilometro di profondità. I terremoti si succedevano incalzanti scuotendo ripetutamente le future Alpi Carniche che cominciarono a sollevarsi in modo deciso.

A ogni scossa sismica, nelle profondità della massa rocciosa compatta, qualcosa si muoveva, di qualche decimetro, di un metro alla volta. Pacchi di strati scivolavano reciprocamente, sbriciolandosi l'uno contro l'altro. I gessi e le alternanze di dolomie nere che a W di Forni Avoltri, in Cadore e Comelico, avevano subito meno intense compressioni, mantenendo quasi intatte le proprie caratteristiche originali, a E di Forni Avoltri furono invece drasticamente stritolate dalle incessanti spinte crostali (Fig. 196).

Gli effetti di quelle spinte sono registrati nelle modifiche che le rocce hanno subito nelle profondità della crosta. Quelle stesse rocce appaiono oggi fittamente laminate. Le lamine, ora bianchissime e costituite da gesso finemente cristallino aggregato in livelli millimetrici e centimetrici, ora nere e grigiastre, formate da gesso commisto a microscopici frammenti di dolomie, sono parallele fra loro e mostrano fitti ripiegamenti sviluppati alle più diverse scale (Fig. 196c).

Sono visibili pieghe ampie 10 cm, altre qualche metro, altre ancora superano i 100 m complessivi (Fig. 197). Come può questa fitta successione di lamine bianche, nere e grigie spiegazzate, distorte, ripiegate, derivare dalla iniziale alternanza di gessi e calcari neri?

Sappiamo per certo due cose: a) l'area dove oggi affiorano queste rocce gessose fittamente laminate è stata schiacciata da una poderosa compressione che ha sospinto verso N le successioni rocciose

se che formano l'attuale territorio friulano; la stessa cosa è avvenuta nei territori veneto e trentino, ma con intensità minore; b) le rocce che stiamo esaminando si trovano oggi in superficie, ma al momento della compressione erano poste a qualche chilometro di profondità e avevano sopra di loro potenti spessori di rocce via via più recenti che le comprimevano con il loro carico.

Immaginiamo ora che al posto dell'originaria successione gessoso-dolomitica stratificata ci sia una torta con strati di crema, più fluidi, alternati a

livelli di pan di Spagna, più friabili. Adesso pensiamo di appoggiare una mano tesa sulla torta spingendo obliquamente il dolce verso il basso e in avanti.

L'effetto che ne deriva sarà un movimento laterale dei vari strati, favoriti dal facile scorrimento dei livelli di crema. Se

la crema scivola sotto la pressione, il pan di Spagna si sbriciola. Se la pressione si fa continua e prolungata nel tempo il pan di Spagna sbriciolato finirà

col perdere la sua divisione in strati e verrà frammentato e inglobato nella più fluida crema. Sotto gli effetti della spinta le briciole, grandi e soprattutto piccole o piccolissime, tenderanno a mescolarsi in modo regolare nella massa più fluida della crema, allineandosi lungo fitti livelli paralleli all'originaria stratificazione.

Sembra evidente che in questo esempio gli strati di pan di Spagna, sbricioloso, corrispondono agli strati di dolomia nera, molto fragili e... frantumosi se sottoposti a spinte compressive laterali.

Altrettanto immediata risulta l'equivalenza tra i gessi e i livelli di crema, entrambi caratterizzati da proprietà che consentono, durante le spinte, un comportamento decisamente più plastico, dotato di una sorta di effetto lubrificante.

I gessi laminati rappresentano l'effetto tangibile delle spinte crostali alpine. Questo peculiare tipo di roccia può essere osservato nelle Alpi Carniche, in particolare nella cava di Comeglians (UD), sviluppata a cielo aperto con coltivazione a gradoni e situata sulla destra idrografica del Torrente Degano, oppure, pochi chilometri più a E, lungo il taglio stradale che conduce da Treppo Carnico a Ligosullo, o ancora lungo il medio corso del Rio Turriea, presso Paularo, con una serie di spettacolari micro- e meso-deformazioni, e inoltre anche nell'alta Val Pesarina, in limitati ma significativi affioramenti distribuiti lungo la strada Forcella Lavardet - Casera Razzo, al confine tra le province di Udine e Belluno.

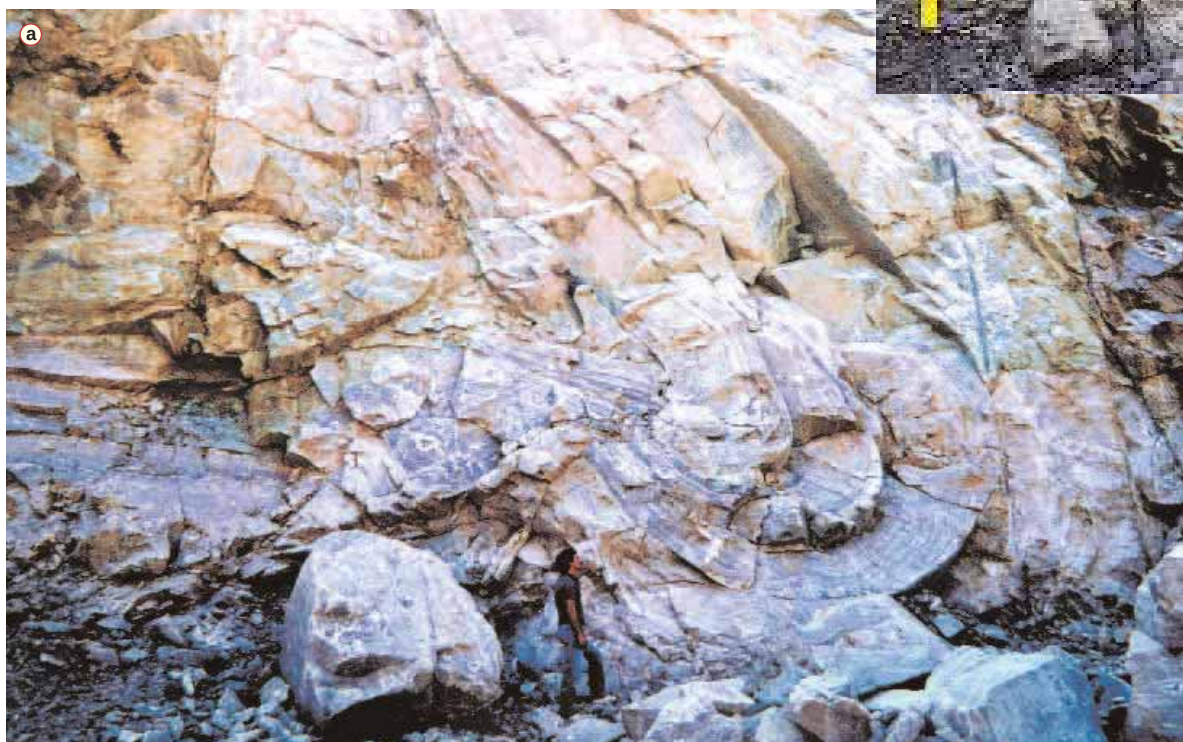


Fig. 197 - I gessi e le dolomie nere del territorio carnico, successivamente alla loro frantumazione e laminazione tettonica (Figg. 196b, c), hanno subito frequenti vistose deformazioni plicative. Pieghe asimmetriche sono visibili un po' ovunque in queste rocce a prevalente gesso che facilmente si deformano in modo plastico anche a deboli profondità all'interno della crosta terrestre. Queste pieghe sono sviluppate alle scale più varie: da quelle centimetriche (Fig. 196c) a quelle ettometriche, come l'esempio qui proposto che costituisce il nucleo di una piega un tempo ancora ben esposta (primi anni '90) lungo un fronte di cava esteso per oltre trecento metri. Gessi saccharoidi, laminati tettonicamente, e dolomie nere (Fm. a Bellerophon), Permiano sup., Cava di Entrampo, presso Comeglians (UD).

2b) Ma quante belle faglie Madama Dorè

Riprendendo per un istante il paragone tra una successione rocciosa e una torta, proviamo a tagliare quest'ultima in due porzioni, verticalmente oppure secondo una superficie variamente inclinata. Avremo ottenuto una *frattura* (o *diaclasti*).

Ora muoviamo mezza torta rispetto all'altra metà, in modo che scorrano lungo il taglio. Avremo creato una *faglia*. Per faglia dunque si intende una rottura nella roccia con movimento tra i due lembi (Fig. 198).

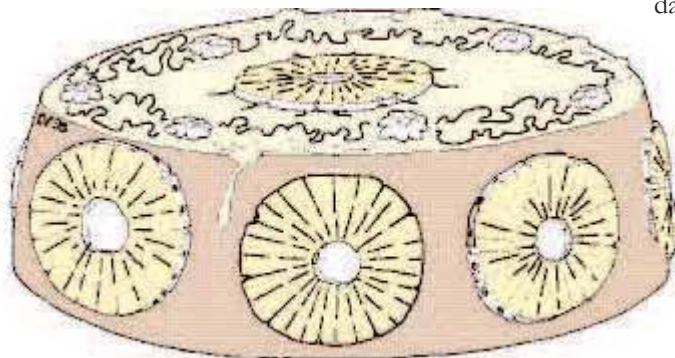


Fig. 198 - Un settore crostale è come una torta: prima o poi interverrà una causa che ne determinerà la divisione in blocchi (le fette!), destinati a scorrere uno rispetto all'altro lungo le superfici di rottura (le faglie).

Il disegno visualizza i tre tipi base di spostamento reciproco che si sviluppano lungo le superfici di faglia, distinguibili in a) *faglie normali o distensive*, b) *faglie inverse o compressive*, e c) *faglie trascorrenti*.

Attenzione però: il ruolo di una faglia non deve essere sempre associato al tipo di regime deformativo regionale che l'ha prodotta. In altre parole, esistono faglie normali che si producono in contesti di generale compressione, oppure faglie inverse che si sviluppano durante una distensione.

Anche se statisticamente possono essere considerate quantitativamente delle eccezioni e sono limitate a particolari settori.

Osservando un affioramento roccioso sedimentario, ben stratificato, del settore alpino e prealpino o di quello appenninico, lungo un percorso situato a trecento, seicento o più metri di altitudine, si ha quasi l'assoluta certezza di trovare una faglia ben esposta e facilmente individuabile.

La sicurezza di trovare quanto andiamo cercando deriva dalla considerazione che le potenti successioni rocciose sedimentarie coinvolte nella genesi di una catena montuosa, di regola si accumulano in ambienti quali le pianure alluvionali, i delta marini o i fondali sottomarini (v. Sez. "Si Forma", SF). Settori e ambiti caratterizzati quindi da scarsa altitudine (da 0 a 150-200 m sul livello del mare) o addirittura batimetricamente depressi.

Ritrovare le antiche successioni sedimentarie a quote sensibilmente maggiori rispetto a quelle di formazione sta ad indicare che hanno subito dei processi deformativi che le hanno innalzate. Processi che a piccola, media, e grande scala devono aver lasciato delle cicatrici: le faglie e le fratture.

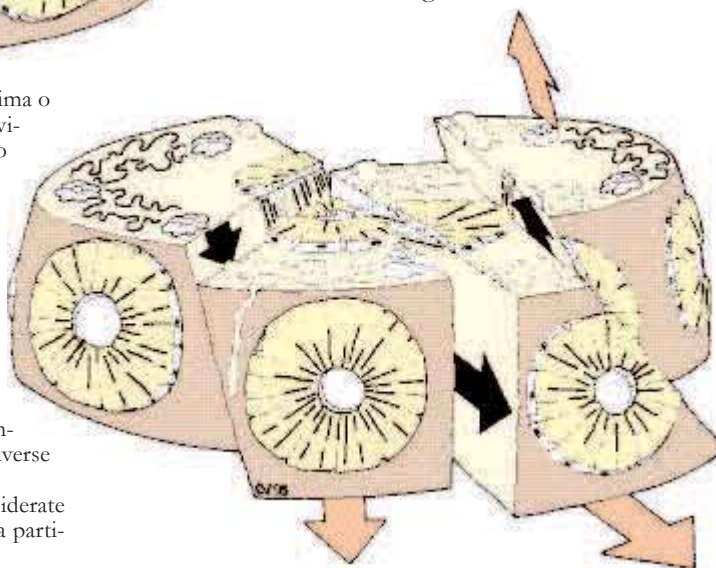


Fig. 199 - Evidente rigetto (pochi decimetri) prodotto da una faglia inversa. Si nota una parziale compenetrazione sviluppata tra alcuni degli strati più spessi di questa successione torbiditica. La causa di questo insolito comportamento è da attribuirsi al protrarsi delle compressioni e alla plasticità degli intervalli scuri formati da marne (argilla e calcare) rispetto a quelli chiari costituiti da arenarie. Lo strato arenaceo più spesso misura 10 cm.

Se due macchine, procedendo in senso opposto lungo una strada particolarmente stretta, si sfiorano lungo le reciproche fiancate, riproducono il meccanismo e gli effetti di una faglia di tipo trascorrente. Osservando le due superfici interessate dal contatto si potrà facilmente notare una serie di strie parallele al movimento delle due auto. Anche le superfici di faglia esibiscono, spesso ben visibili, le strie del movimento (Fig. 202). Attraverso l'individuazione e l'osservazione di simili effetti si comprende dunque, come già era stato possibile fare per le macchine, in quale direzione i due lembi di roccia, posti al di qua e al di là della faglia, si sono mossi durante una scossa sismica lontana da noi ormai milioni di anni.



Fig. 200 - Micro-faglie distensive causate da un assestamento dei sedimenti sabbioso-siltosi. Il movimento ha preceduto la deposizione dei livelli superiori del deposito. Difatti si può notare che le piccole faglie non proseguono oltre un certo orizzonte (sotto il pennarello che funge da scala) e da questo livello sono suturate o, per così dire, tappate.

Fig. 201 - Nel Miocene un guscio di lamellibranco (*Pecten* sp.) si è depositato lungo la fascia costiera della Corsica settentrionale. Successivamente, seppellito sotto centinaia di metri di nuovi sedimenti, è stato casualmente intercettato da una micro-faglia attivata durante le compressioni alpine. Le ornamentazioni del fossile consentono di stimare tanto il tipo di movimento (trascorrente) quanto l'entità del rigetto di faglia (0,5 cm!). Golfo di St. Florent, Corsica.



Fig. 202 - Specchio di faglia alpina; la sua altezza supera i 15 m. La superficie è solcata da striature verticali che testimoniano l'originario movimento dei due lembi rocciosi (uno è franato). Sorgenti del F. Piave (Sappada, BL).



Fig. 203 - Una faglia si misura con l'ausilio di una bussola da geologo. I dati si raccolgono direttamente sulla superficie di faglia e riguardano:

- a) l'orientamento in gradi della direzione del piano rispetto al N (misura azimutale);
- b) la sua inclinazione in gradi e la direzione d'immersione;
- c) l'angolo delle striature presenti sul piano di faglia rispetto alla direzione del piano;
- d) il verso di movimento dei blocchi separati dalla faglia, dal quale si determina il ruolo della faglia (compressivo, distensivo, trascorrente).

L'analisi di questi dati, raccolti in gran numero su moltissimi piani di faglia e trattati statisticamente, consente di individuare la direzione della spinta che ha deformato enormi volumi di roccia estesi in pianta per centinaia di km².

Traiettorie striate

Il dato certo, capace di indicare qual è stato il movimento di due lembi rocciosi separati da una superficie di faglia, spesso non è deducibile dagli spostamenti disegnati su una parete rocciosa (Fig. 204a). Il dato è ricavabile solo dalle *strie di movimento* (*tettoglify*) “fossilizzate” sulle superfici di faglia (Figg. 205 e 206). Sono strie (unite spesso alla formazione di calcite) che indicano in quale direzione reciproca e opposta si sono mossi i lembi rocciosi, e con quale inclinazione rispetto all’orizzontale.

Una sola cosa non sono in grado di raccontarci: quanto si sono spostati i due lembi. Ma per questo, in geologia, esistono altri metodi di analisi.

Raccogliendo e trattando statisticamente un numero molto alto di dati riguardanti l’orientazione e il verso delle strie di movimento delle superfici di faglia misurate in un ampio territorio, si ottengono informazioni sulle direzioni locali delle grandi spinte crostali. Quelle spinte capaci di far nascere e sollevare intere catene montuose, come quelle alpina e appenninica.

Sono le spinte che hanno deformato, spezzato, fagliato e... striato gli ammassi rocciosi. Rocce dunque capaci non solo di archiviare con successo i dati del “*si forma*”, ma di conservare al proprio interno, altrettanto bene, anche quelli del successivo “*si deforma*”.



Fig. 204 - Gli spostamenti apparenti (a) lungo le due faglie principali (freccie nere) suggeriscono due movimenti, di salita (faglia inversa, compressiva) e di discesa (faglia diretta, distensiva). Un momento! I pacchi di strati, dentro e fuori dal cuneo tra le faglie, hanno spessori differenti. Una tale evidenza è giustificata solo se entrambe le faglie sono... trascorrenti (con moto leggermente obliquo che spiega i rigetti visibili in parete). Hanno spostato orizzontalmente, per parecchie decine di metri (freccia chiara) il triangolo centrale di roccia. In (b) i bagnanti disquisiscono sul ruolo trascorrente o meno delle faglie della parete.

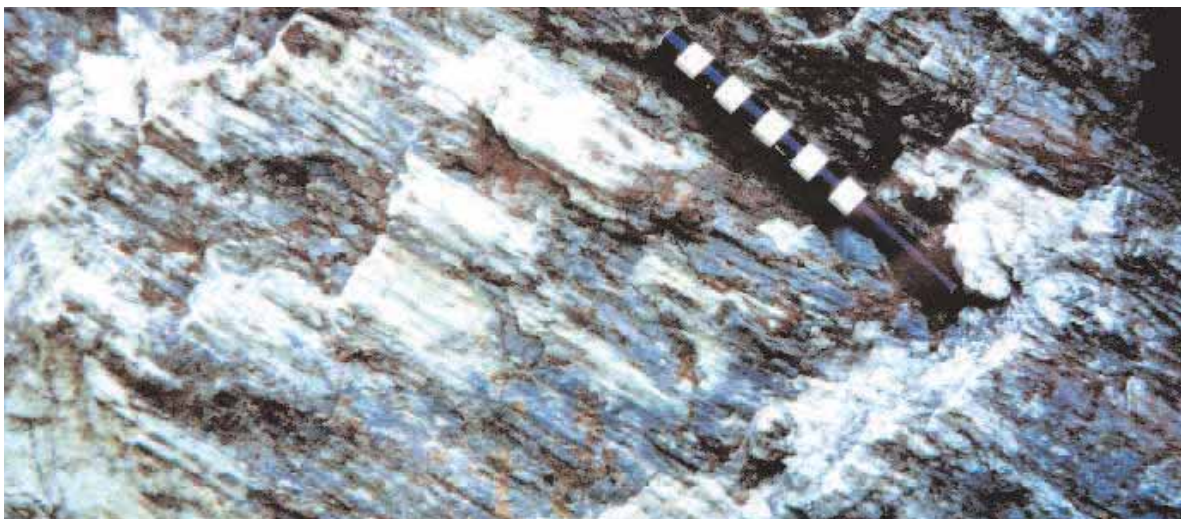


Fig. 205 - Questa superficie di faglia offre la possibilità di riconoscere tanto la direzione del movimento quanto il suo verso: il blocco mancante si è mosso da destra-basso verso sinistra-alto. È possibile affermarlo perché durante il movimento è cristallizzata della calcite (bianca e striata) sulla superficie di faglia. La calcite presenta una serie di fitti scalini. Sono orientati, come sempre accade in questi casi, perpendicolarmente alle strie. Per comprendere il verso di moto del blocco mancante, quello che idealmente si dovrebbe appoggiare alla superficie che ora stiamo osservando e che è stato asportato dall'erosione recente, basta far finta di... scendere i gradini di calcite: sarà quello il verso dell'antico spostamento del blocco mancante, asportato dall'erosione recente. Faglia di età alpina in brecce calcaree. Successione eocenica inf. (v. Fig. 108), cava di Vernasso (UD).



Fig. 206 - In questa immagine le porzioni bianche (al centro della foto) sono formate da calcite striata, cresciuta su un piano di faglia. Per decifrare lo spostamento del lembo mancante (asportato dall'erosione) ci si basa sulla direzione delle strie e sul verso di discesa dei gradini di calcite. Movimento da destra-alto verso sinistra-basso. Calcarei triassici, Zuglio (UD). (Foto G. Realdon).



Fig. 207 - Spettacolare superficie di faglia, levigata dalla smerigliatura meccanica favorita dal movimento dei due lembi rocciosi (uno è stato asportato dall'erosione). Questi piani sono definiti, per evidenti ragioni, come *specchi di faglia*. Il piano di faglia che oggi osserviamo in superficie si è generato parecchie centinaia di metri sotto la superficie terrestre. Calcari cretacei, Maniago (PN).



Fig. 208 - Specchio di faglia che ha intercettato la successione paleozoica dei rilievi delle Asturie, nella Spagna settentrionale. Il piano è liscio, lucido e perfettamente levigato.



Fig. 209 - Se un movimento particolarmente intenso tra due lembi rocciosi si verifica a poca profondità all'interno della crosta terrestre, nella gran parte dei casi le rocce coinvolte si comportano in modo fragile, sbriciolandosi letteralmente lungo la superficie di contatto. Si origina così una fascia di rocce intimamente fratturate il cui spessore è proporzionale all'importanza della struttura tettonica. Le rocce frantumate lungo il piano sono definite *cataclastiche* e l'intera fascia è definita come *cataclasite*.



Fig. 210 - Potente *cataclasite* sviluppata lungo la Linea Fella-Sava, estesa faglia che attraversa gran parte del territorio carnico-tarvisiano (cfr. Fig. 234b).

La struttura è stata sede, in tempi successivi, di ripetute riattivazioni. Il suo ruolo più importante è stato quello di faglia compressiva di età alpina. La presenza di abbondanti detriti di versante (a) sottolinea la facile disaggregazione della parete rocciosa le cui rocce dolomitiche - per loro natura fragili - sono state letteralmente frantumate dai movimenti tettonici. L'intensa fratturazione delle rocce di questa fascia (b, ingrandimento) potrebbe essere definito, con termine poco scientifico ma estremamente efficace, come *marasma tettonico*.

Gli accavallamenti (faglie compressive)

Se consideriamo una qualsiasi catena montuosa generata attraverso la collisione tra due placche litosferiche con crosta continentale, sappiamo che, durante il lento scontro reciproco, temporalmente esteso da alcuni milioni a parecchie decine di milioni di anni, una tende a infilarsi sotto l'altra con un processo denominato *subduzione* A.

Entrambe le placche continentali sono di regola formate da rocce in precedenza deposte e consolidate sopra più antichi complessi metamorfici e magmatici parzialmente erosi e modellati.

Le porzioni più profonde delle masse crostali in reciproca collisione possono raggiungere il punto di fusione a causa delle gigantesche pressioni ed elevate temperature alle quali sono di norma sottoposte le rocce che le compongono. Si originano in tal modo fusi che si raccolgono in profondità, formando delle masse magmatiche che con lentezza si consolidano cristallizzando (i noti graniti, ad esempio).

Altre porzioni profonde, sotto l'effetto delle colossali spinte crostali, possono subire effetti metamorfici, ricristallizzando senza fondere e riorganizzandosi in complessi insiemi di deformazioni duttili (Fig. 187). Nelle porzioni più superficiali delle due placche invece, si formano complicati sistemi di pieghe e di faglie che deformano, raccorciando spesso in maniera drastica, volumi di roccia stimabili in milioni di chilometri cubi.

Quanto ora ci interessa direttamente è proprio ciò che avviene nei chilometri più superficiali della crosta i cui sedimenti, senza subire il processo metamorfico, si deformano. Durante le collisioni assorbono i lentissimi urti attraverso la genesi di pieghe e di faglie, conosciute rispettivamente come deformazioni plastiche e fragili.

Tra le faglie, lungo le cui superfici si sviluppa un movimento reciproco dei lembi rocciosi, esiste

una categoria molto importante: quella degli *accavallamenti*, conosciuti anche come scorrimenti.

Rappresentano delle particolari faglie compressive che per gran parte della loro estensione - sono superfici seguibili anche per centinaia di chilometri - si sviluppano sub-orizzontali o con piani di scorrimento (da cui il nome) caratterizzati da deboli o medie inclinazioni (Fig. 211). Gli

spostamenti reciproci tra i volumi di roccia che giacciono sopra e sotto al piano di scorrimento possono variare da poche centinaia di metri a parecchie decine e perfino centinaia di chilometri. È attraverso i movimenti attivati lungo tali superfici che si realizzano i più pronunciati raccorciamenti in seno ad una catena montuosa in fase di formazione.

Per comprendere quello che può accadere in tali casi provate a immaginare di riprendere con una cinepresa un'onda nel momento in cui, in una fase di mare particolarmente mosso, s'infrange al limite della battigia e ne risale il piano liscio e debolmente inclinato. Ora visionate il filmato al rallen-

tore. Il movimento che il frangente d'onda produce nell'istante in cui si trasforma in uno spessore d'acqua che si sposta verso la spiaggia emersa, può essere paragonato - con un po' di fantasia - a quanto accade ad alcuni chilometri di profondità all'interno della crosta terrestre dove uno spessore di rocce risale un piano di scorrimento debolmente inclinato e si accavalla sulle rocce sottostanti.

Resta ancora da sottolineare un punto importante. Le superfici di accavallamento, che di norma mantengono per chilometri e chilometri deboli inclinazioni, solitamente inferiori a 10° (ricordiamo che la massa rocciosa che si muove sopra al piano di accavallamento risale il "pendio" spostandosi in avanti e, in parte, verso l'alto), possono progressivamente inerpicarsi e aumentare la propria pendenza fino a raggiungere valori di 30° - 45° .

Questo accade anche quando il piano, con la propria debole inclinazione iniziale, si avvicina progressivamente alla superficie terrestre. A qualche centinaio di metri di profondità le pressioni verticali causate dalle rocce sovrastanti la superficie dello scorrimento sono decisamente inferiori se confrontate con quelle presenti a profondità più elevate. Ecco che allora si verificano alcune delle condizioni che consentono all'accavallamento di impennarsi.

Sarebbe un po' come far correre e saltare un giocatore di pallacanestro con addosso un cinturone zavorrato con venti chili di piombo per poi toglierglielo verso la fine della partita. Ammettendo che il giocatore possa continuare ad avere sempre nuova energia a disposizione (come nel caso degli scontri tra placche crostali) e possa quindi non risentire della stanchezza accumulata nel corso della partita, la condizione di alleggerimento lo porterebbe a spiccare con facilità balzi notevolmente più alti dei precedenti.

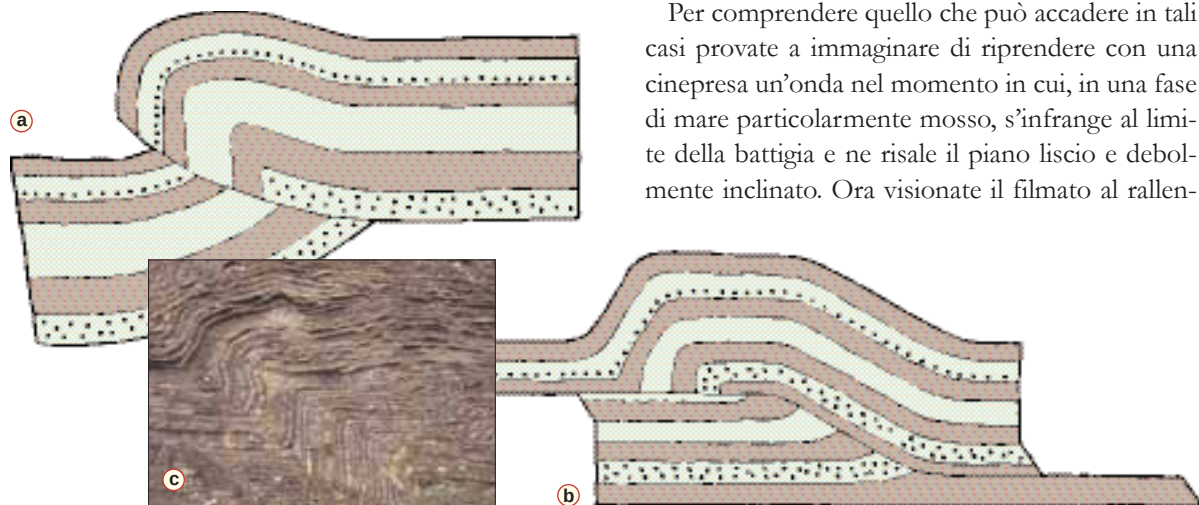


Fig. 211 - All'interno della crosta terrestre, durante le fasi di deformazione compressiva, si producono sensibili traslazioni di immensi volumi di roccia. Le masse rocciose sono spinte ad accavallarsi lungo piani di rottura (*faglie compressive*) che si estendono per centinaia (ma spesso anche per migliaia o decine di migliaia) di chilometri quadrati. Queste faglie particolari sono definite, non a caso, *accavallamenti* o anche scorrimenti. Sono i principali artefici delle catene montuose orogenetiche. Difatti, per restare in Italia, solo camminando sui territori alpini ed appenninici potremo imbatterci in queste strutture.

Nelle zone in cui gli accavallamenti intersecano la superficie terrestre, li percepiamo come piani di rottura che separano successioni spesso di età differenti. Il loro andamento può, in certi casi, essere assimilato al ramo di un'iperbole (a) che in profondità tende a svilupparsi sub-orizzontale per poi impennarsi aumentando la propria inclinazione via via che la struttura si avvicina alla superficie terrestre, dove cala progressivamente la massa delle rocce soprastanti e la relativa pressione esercitata.

In altri casi (b) la superficie di scorrimento si sviluppa con un iniziale andamento sub-orizzontale, spesso impostandosi parallelamente ad un pacco di strati che ha un comportamento più plastico (calcarei sottilmente stratificati, argilliti, gessi, marne, argille, ...). Poi si inerpica improvvisamente con sensibili angoli di impennata e altrettanto rapidamente si riporta orizzontale seguendo le debolezze e le caratteristiche delle rocce attraversate. In questo alternarsi di andamenti rampanti (*ramp*) e piatti (*flat*) prendono forma dei piani di accavallamento con geometrie, per così dire, *a scala ascendente*.

Le successioni rocciose stratificate, trascinate e accavallate sopra il piano di scorrimento si deformano di conseguenza, determinando nel primo dei due casi (a) lo sviluppo di pieghe asimmetriche, rampanti verso l'avanti, con un fianco frontale verticale o addirittura rovesciato. Nel secondo caso (b) si generano invece delle pieghe anticlinali molto più aperte, spesso a tetto piatto. Entrambi i meccanismi tettonici possono sviluppare effetti simili alle più svariate scale: da quella centimetrica alla ultra-chilometrica. A volte il raccorciamento di un settore crostale deformato è talmente alto che gli scorrimenti si organizzano in strutture multiple sovrapposte che danno origine a *scaglie tettoniche* impilate una sull'altra. La foto (c) evidenzia una geometria deformativa prodotta dall'applicazione di uno sforzo compressivo laterale. Spagna N, radiolariti mesozoiche di originario fondo oceanico.



Fig. 212 - Un classico esempio (a) di *accavallamento* visibile nel cuore delle Alpi Svizzere (Segnes Pass). La linea rossa sottolinea il piano di scorrimento (*accavallamento di Glarus*) lungo il quale le rocce scure, risalenti a circa 250 Ma fa, sono risalite e si sono sovrapposte (con motivo a *ramp and flat*) alle rocce più chiare, i calcari di età giurassico-cretacea (circa 150-120 Ma fa). Lo spostamento della massa di rocce scure è stato di oltre un centinaio di km verso N. In (b) il “disegno dinamico” si appropria del concetto tettonico di *accavallamento* e cerca di renderlo più... digeribile. (Foto G. Pasquaré).

Situazioni del genere favoriscono lo sviluppo di pieghe fortemente asimmetriche con fianchi verticali o rovesci (Fig. 211a).

In altri casi la geometria degli scorrimenti risulta una sorta di gigantesca scalinata con estesi tratti sub-orizzontali collegati da rampe oblique mediamente inclinate (Fig. 211b). I segmenti sub-orizzontali di preferenza si attivano e si collocano dove la successione rocciosa presenta particolari orizzonti litologici dotati di comportamento plastico.

Strutture identiche per forma e genesi possono anche svilupparsi con estensioni di decine o centinaia di chilometri. Di norma i piccoli elementi tettonici suggeriscono, con il proprio stile geometrico, l'assetto delle grandi strutture deformative (definibili regionali, ossia sviluppate alla scala di interi massicci montuosi o settori crostali) la cui percezione è spesso resa difficoltosa dalle coperture e/o dalle erosioni quaternarie.

Nelle carte geologiche di un territorio sono espressi anche i principali effetti causati dalle deformazioni: gran parte di essi sono rappresentati da accavallamenti. Basta prendere come esempio l'area friulana la cui intensa attività sismica è collegata a un contesto di collisione crostale. Nella carta

geologica del Friuli (Fig. 232) è evidente la notevole densità degli scorrimenti che sottolinea il forte raccorciamento subito dal territorio: il più elevato nell'ambito della nostra catena alpina.

Basti considerare che le compressioni che hanno deformato Alpi e Prealpi Carniche negli ultimi 25 milioni di anni hanno ridotto a un terzo l'estensione che i sedimenti avevano quand'erano ancora orizzontali e non deformati.

Come dire che la Catena Carnica, oggi larga 25 km nel suo tratto minimo, doveva risultare ampia, prima delle compressioni, quasi 80 km.



a una sorta di fitte tegole, embricate una sull'altra. In rosso (b) sono segnate le superfici sede di movimento (micro-faglie compressive). Effetti simili si osservano nelle catene orogenetiche e possono svilupparsi a scale molto diverse. Ci sono intere montagne, spesse chilometri, raccorciate con questo stesso stile deformativo a fitte... “tegole tettoniche”. Non sarà difficile, procedendo in senso inverso, riposizionare le “tegole” nella loro posizione originaria, distendendole fino a ricostruire lo strato di partenza (esistono anche specifici *software* adatti allo scopo). In questo modo si riesce a stimare, per confronto, il raccorciamento subito tanto dal nostro singolo strato quanto da un vasto settore crostale.



Fig. 213 - Questa esasperata deformazione compressiva (a) è data da un insieme di micro-faglie che è stato capace di ridurre un singolo strato, in origine spesso meno di mezzo metro, a una sorta di fitte tegole, embricate una sull'altra. In rosso (b) sono segnate le superfici sede di movimento (micro-faglie compressive). Effetti simili si osservano nelle catene orogenetiche e possono svilupparsi a scale molto diverse. Ci sono intere montagne, spesse chilometri, raccorciate con questo stesso stile deformativo a fitte... “tegole tettoniche”. Non sarà difficile, procedendo in senso inverso, riposizionare le “tegole” nella loro posizione originaria, distendendole fino a ricostruire lo strato di partenza (esistono anche specifici *software* adatti allo scopo). In questo modo si riesce a stimare, per confronto, il raccorciamento subito tanto dal nostro singolo strato quanto da un vasto settore crostale.

SD3 - Quando le faglie richiamano i sedimenti

Esiste un termine - **tettonica sin-sedimentaria** - a dire il vero un po' criptico per i non addetti ai lavori, che è capace di sintetizzare processi ed effetti dalle ricadute molto importanti. Importanti non solo in termini geologici ma soprattutto per quanto concerne la vivibilità, l'uso e la gestione del territorio. Basti dire che senza la tettonica sin-sedimentaria l'intero paesaggio di regioni come la Toscana, l'Umbria, il Lazio, la Campania, sarebbe simile a quello dei monti del Triveneto.

Ma da questi ultimi in cosa differiscono i nostri territori appenninici? Se vi è capitato di percorrerli, in macchina oppure in treno, non può esservi sfuggito un particolare: buona parte della viabilità principale è a scorrimento veloce e si sviluppa in superficie senza necessità di viadotti, con segmenti rettilinei o a deboli curve per tratti frequenti ed estesi, ognuno, molte decine di chilometri. Eppure si sta parlando di territorio appenninico.

Volete un riferimento geografico concreto? Spostatevi lungo la E45, la strada a scorrimento veloce che da Ravenna porta a Roma attraversando l'Appennino centrale. Da Sansepolcro (AR) in poi, verso Perugia, la viabilità sfrutta dei corridoi naturali, stretti e lunghi, perfettamente piani, distribuiti parallelamente uno all'altro con direzione NW-SE. Questi settori pianeggianti hanno tutti geometrie rettangolari e dimensioni colossali (fino a 100 x 20 km), (Fig. 214).

Si tratta di spianate naturali delimitate da ripidi rilievi che interrompono, in modo improvviso, le loro morfologie orizzontali. Questo carattere si fa perfettamente percepibile nei dintorni di Perugia dove, provenendo da Città di Castello e deviando poi verso Assisi, assume evidenze da manuale.

3a) Una OLA in roccia

Ecco quello che differenzia i territori appenninici (o perlomeno buona parte di essi) da quelli alpini: nel nostro caso la catena montuosa è interrotta da ampi e frequenti tratti di "pianura" incastonati tra file di rilievi. Questo appena descritto è un effetto. E come tutti gli effetti, a monte ha una precisa causa e a valle delle dirette conseguenze.

Queste ultime - sotto gli occhi di tutti - sono molteplici e per certi versi opposte: positive da un lato e, purtroppo, catastrofiche dall'altro. Esaminiamo le positive. Queste aree, grazie proprio alle loro caratteristiche morfologie piane, risultano propizie all'insediamento urbano, sono facilmente collegate e transitabili, inoltre possiedono un'ottima vocazione agricola.

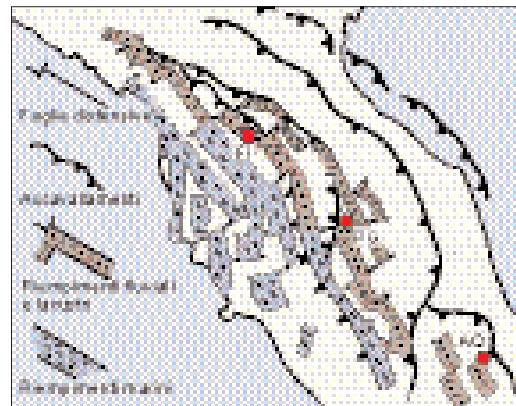


Fig. 215 - Questo è il caratteristico (e anomalo) paesaggio appenninico che si incontra attraversando il settore umbro-toscano lungo la E45: fasce strette e pianeggianti, delimitate da improvvisi rilievi.



Per contro, non sono rari i casi in cui ad esse è associata un'elevata pericolosità. La ragione? Sono territori (non tutti, per fortuna, solo quelli di formazione più recente) che possono rivelarsi decisamente sismici. Si ricordi a tal proposito l'intenso sciame sismico che nel 1998 colpì Assisi e le località limitrofe. E che dire dell'ultimo sisma (magnitudo 4,2) registrato pochi km a S di Perugia. Non basta. Poco più a S, anche L'Aquila e Avezzano, epicentri di grandi terremoti (1915 e 2009), giacciono al margine di estesi corridoi rettangolari, anch'essi pianeggianti e bordati da rilievi scoscesi.

È arrivato il momento di cercare la causa che sta a monte dell'effetto artefice delle numerose conseguenze, buone e cattive. Per farlo dobbiamo tornare a parlare del "si deforma". Sarà proprio la *tettonica sin-sedimentaria* la causa che cerchiamo.

Fig. 214 - Le aree rettangolari (in colore) sono i settori che, negli ultimi milioni d'anni, hanno subito abbassamenti guidati da faglie distensive. Le zone più interne sono ancora interessate dai movimenti, come attestano i ricorrenti sismi.

I vasti settori sub-pianeggianti che oggi occupano le fasce prossime al crinale appenninico (quelle coincidenti con le aree sismiche!), e che aumentano di numero spostandosi verso SW, appena una manciata di milioni di anni fa (3-5 Ma) apparivano ancora come rilievi appenninici scoscesi.

Fu l'attivazione di un sistema di faglie distensive sub-verticali, orientate circa NW-SE (come la catena appenninica) a produrre il lento abbassamento di estesi settori montuosi. Con un paragone potremmo dire che nel territorio montano si formarono enormi scatole rettangolari in progressivo lento sprofondamento. Le pareti lunghe di ogni "scatola-crosta" nella realtà erano - e sono tuttora - superfici di faglie sub-verticali che, con i propri movimenti, guidavano la discesa... del fondo delle scatole.

Più il territorio si abbassava e più richiamava le acque superficiali che sotto forma di laghi, torrenti e fiumi vi convogliavano e accumulavano i propri detriti. In ogni "scatola crostale" discendente limi, sabbie e ghiaie si deponevano in strati orizzontali con spessori di parecchie centinaia di metri. Convergenndo e accumulandosi nei settori in abbassamento i detriti finirono col livellare e seppellire le precedenti morfologie montane creando un effetto ripetuto e caratteristico: quei particolari lembi di "pianura" dalla forma rettangolare, incastonati tra rilievi montuosi (Fig. 215).

La causa che cercavamo è dunque rappresentata dall'attività delle *faglie distensive*. Faglie che sono state in grado di guidare la deposizione di sedimenti convogliandoli nei settori abbassati dai loro stessi movimenti. Per questa ragione tali strutture tettoniche non sono solo semplici faglie distensive, ma *faglie sin-sedimentarie*, ossia attive contemporaneamente alla sedimentazione da loro stesse indotta. Quelle medesime faglie - solo in parte per fortuna - oggi sono ancora attive. Hanno mantenuto

il ruolo distensivo d'un tempo e la stessa ricorrente, periodica sismicità. In questi territori la presenza dell'Uomo e il conseguente rischio al quale la *tettonica sin-sedimentaria* lo espone, relega in secondo piano il fascino della loro evoluzione geologica.

Abbiamo osservato delle conseguenze: sismicità elevata, aree fertili, collegamenti facilitati, antropizzazione ben sviluppata. Le abbiamo collegate a un particolare effetto: vasti territori piani incastonati tra aree montuose. Ne abbiamo chiarito la causa: la *tettonica sin-sedimentaria*, attivatasi in più riprese durante il Plio-Pleistocene e per qualche settore ancora non esaurita. Ora resterebbe solo da individuare il movente, ossia la ragione che sta alla base di movimenti crostali di questo tipo.

Sono sicuramente dei movimenti improntati alla distensione, come le evidenze di superficie suggeriscono e gli stessi meccanismi focali dei recenti terremoti confermano. Eppure c'è un aspetto che potrebbe lasciarci perplessi.

Stranamente queste faglie distensive sono presenti in una fascia, la catena appenninica, che saremmo portati a considerare, proprio in quanto catena, in costante compressione. C'è dunque una contraddizione di fondo da risolvere. Solo così ci avvicineremo alla comprensione del movente.

A questo punto dobbiamo provare ad allargare il nostro raggio d'osservazione. Per farlo ci solleveremo idealmente sulla verticale degli Appennini centro-settentrionali e, da un'orbita geostazionaria, osserveremo

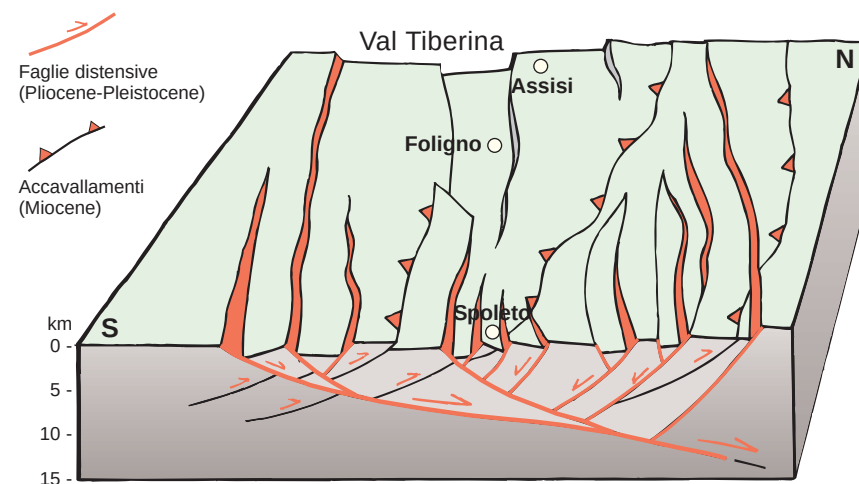


Fig. 216 - Lungo lo spaccato verticale di questo block-diagramma si può leggere la storia deformativa degli Appennini centrali (v. testo). Esistono faglie più antiche (righe nere sottili) che sono state poi spezzate e spostate da quelle più recenti (righe rosse grosse). Le antiche sono *accavallamenti* che molti milioni di anni fa generarono la catena appenninica. Le recenti sono faglie distensive, capaci di abbassare enormi settori di territorio. (Da G. La Vecchia - Resp. Prog., 1999; ridis. In: <http://emidius.mi.ingv.it>).

L'Italia dall'alto. Non basta. Sollevandoci scivoleremo altrettanto rapidamente indietro nel tempo. Ci fermeremo a 5 milioni di anni dal presente e a circa 1.000 km di altezza. Potrebbe bastare. Poi faremo in modo che gli ultimi milioni di anni di storia deformativa dell'Appennino centro-settentrionale scorrano a velocità accelerata. Cinque milioni di anni in soli tre minuti.

Ci siamo. Sotto di noi la catena appenninica emerge dal mare. Le rocce e i sedimenti dei suoi fondali (molti km di spessore) si affastellano le une sugli altri come enormi tegole sospinte verso NE, verso l'Adriatico di quei tempi. Mentre il tempo scorre rapido, ciò che più ci affascina è l'avanzamento progressivo del fronte deformato.

Nel proprio movimento verso NE la catena che avanza verso l'Adriatico si amplia, continuando ad incorporare, una dopo l'altra, come sollecitate da un gigantesco bulldozer, le successioni rocciose ancora orizzontali che incontra.

Saranno anch'esse trasformate da fondale marino a catena montuosa. Sotto di noi l'avanzamento della deformazione ha come effetto quello di continuare a sollevare dal mare spessori colossali di sedimenti e rocce, affastellandoli come enormi carte da gioco, ognuna spesso da molte centinaia di metri a parecchi chilometri. Una gigantesca onda di roccia emerge dalle acque (la catena Appenninica centro-settentrionale) e avanza inesorabilmente verso i settori balcani. Ci troviamo adesso a poco meno di 3 milioni di anni dal presente. Il limite più esterno della catena ci appare ancora arretrato rispetto alla posizione attuale. Si attesta ancora dove oggi si colloca la fascia del crinale appenninico.

Quello che accadrà da questo istante in poi ci porterà dritti alla scoperta del movente. Guardando meglio verso la gigantesca onda di roccia semovente notiamo che la porzione rocciosa che poco prima corrispondeva alla cresta dell'onda, la parte più sollevata, posta a poche decine di chilometri dal limite esterno della catena, col procedere e avanzare della deformazione, cessa di essere in compressione e si viene a trovare nella condizione opposta: ha cominciato a subire un pronunciato abbassamento. Ci sorge spontaneo un secondo paragone: gli Appennini, in formazione sotto di noi, ci sembrano una sorta di grande, gigantesca, meravigliosa OLA da stadio!

Ecco il movente. I settori che un tempo costituivano la fascia frontale della catena, in evidente compressione, una volta passata la "perturbazione



Fig. 217 - Lago di Chiusi, ampio 4 km² e profondo 5 m. Come il Lago Trasimeno (v. Fig. 218) occupa il fondo di una depressione del territorio. È situato sul confine toско-umbro ma la sua superficie ricade interamente in territorio toscano. Oggi in confronto al Lago Trasimeno è una pozzanghera ma alcune centinaia di migliaia di anni fa era ancora molto esteso e, con forma allungata circa N-S, occupava la fascia - tettonicamente ribassata - tra Arezzo e Fabriano (TR).

orogenetica", si sono trovati coinvolti in una generale tendenza all'abbassamento. Occorre aggiungere che questo è un comportamento abbastanza frequente che trova le proprie ragioni nei meccanismi geodinamici profondi. Le faglie sub-verticali che ancora oggi stanno abbassando le porzioni più interne di Toscana, Umbria, Marche e Abruzzo, sono piccole e superficiali distensioni crostali, riflesso del movente appena chiarito.

Sono faglie distensive che, pur spingendosi in profondità per molti chilometri (Fig. 216) possono essere definite "piccole" e "superficiali" perché a loro volta si appoggiano, come elementi minori, a una gigantesca faglia, anch'essa di natura distensiva, inclinata a basso angolo verso il Mare Adriatico.

La grande faglia-madre che nell'Appennino centrale per prima ha innescato l'abbassamento della parte interna della catena, ha dunque generato sulle proprie spalle i "piccoli" cedimenti capaci di modificare il paesaggio appenninico (Fig. 216).

Movente, cause, effetti e conseguenze in questo caso ci hanno condotto non solo ad assimilare il concetto *tettonica sin-sedimentaria*, ma a comprendere soprattutto che i caratteri del paesaggio, la conoscenza della pericolosità intrinseca di un settore, la sua evoluzione crostale, sono aspetti intimamente connessi e integrati, finalizzati ad ottenere conoscenze di base che dovrebbero portare a ricadute e applicazioni funzionali alla tutela dal rischio e allo sfruttamento sostenibile delle risorse.



Fig. 218 - Lago Trasimeno, con superficie di 125 km² ma profondità modesta (max 6 m). Negli Appennini centrali è l'unico vasto lago di forma circolare che non occupa la caldera di un vulcano spento - come invece si verifica per i Laghi di Bolsena, Vico, Nemi e Bracciano - ma il fondo di una depressione di origine tettonica. Il Lago Trasimeno, è situato una decina di km a NE di quello di Chiusi (v. Fig. 217) e un tempo confluiva in esso come braccio minore che si estendeva per non più di 30 km.

3b) Una gigantesca scala sottomarina

Un'altra area ricca di evidenze tettoniche sin-sedimentarie si incontra percorrendo le Giudicarie, tra Veneto, Trentino e Lombardia. Lì, fra Giurassico e Cretaceo (circa 180-130 milioni di anni fa), accadde qualcosa di eccezionale e i vasti affioramenti rocciosi ne danno, ancor oggi, testimonianza diretta. Questa volta il campo d'azione delle faglie era decisamente sottomarino. Come vedremo non si generavano più "scatoloni crostali" pronti a richiamare e confinare dei sedimenti alluvionali. Al contrario, faglie di questo tipo furono capaci di innescare periodiche e potenti mega-frane sottomarine (cfr. Cap. "Lo strato più spesso del mondo", SF-2c).

Anche questa volta cercheremo di comprendere non solo l'effetto indotto dai movimenti delle faglie sin-sedimentarie di età giurassica, che ancor oggi è possibile riconoscere nelle rocce delle Giudicarie, ma anche il loro ruolo.

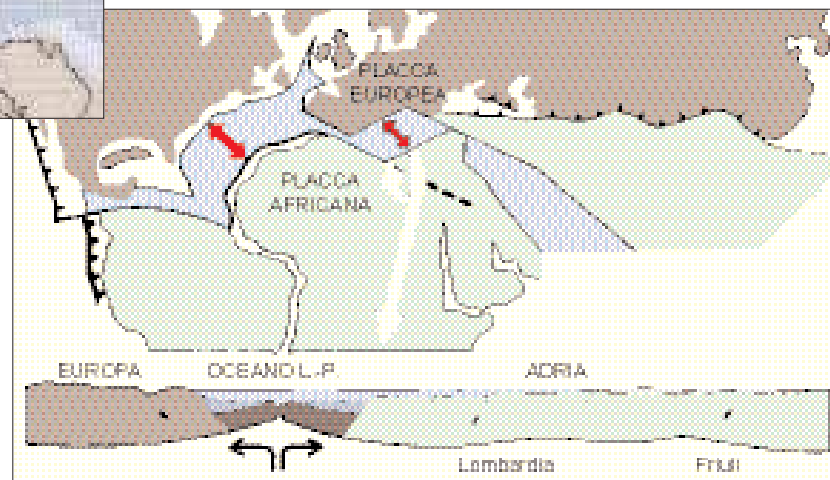
Per far questo occorre ricostruire l'aspetto che i territori dell'Italia settentrionale avevano durante il medio Mesozoico. Solo così quei particolari eventi tettonici sin-sedimentari diventeranno i fotogrammi di un affascinante e coinvolgente film geologico. Per raccontarlo potremmo partire proprio dalla scena dell'attivazione delle faglie per poi allargare la ripresa all'intero campo d'azione.

Il set era enorme. Si sviluppava dalla Francia sud-orientale, lì dove oggi trovano spazio le Alpi Marittime, Cozie e Graie, arrivando fino al Friuli (Fig. 220). La fascia in questione, estesa quasi 500 km, per molte decine di milioni d'anni - siamo nel Giurassico - era stata una sorta di paradiso tropicale. Lagune dalle sabbie bianchissime, che confinavano con bracci di mare da sottili a mediamente profondi, si distribuivano a perdita d'occhio in uno scenario che oggi descriveremmo con un



Fig. 219 - Torniamo a circa 300 Ma fa. Le placche si sono casualmente riunite in un'unica gigantesca placca crostale: Europa, Africa, Americhe, Asia, Antartide, India... tutti insieme a formare *Pangea*, il supercontinente circondato dal vasto oceano *Pantalassa*. Intanto il futuro paraurti dell'Africa cominciava a delinearsi: *Adria*. "Paraurti" perché 250 Ma dopo avrebbe iniziato ad assorbire l'urto ciclopico della grande collisione Africa-Europa! Inutile aggiungere che Adria siamo noi, con le nostre Alpi e Appennini.

Fig. 220 (a destra) - Circa 180 Ma fa quella che era stata una tranquilla placca unica (*Pangea*, il supercontinente) cominciò a lacerarsi. Si spezzò in due placche distinte e nel mezzo prese forma una stretta striscia oceanica. I suoi fondali ancor oggi continuano ad espandersi e arricchirsi di nuova crosta. L'Oceano appena nato era quello Atlantico. Per il momento solo quello centrale, ma ci sarebbe stato tutto il tempo per crescere ed ampliarsi. Sarà l'inizio di una complicata avventura - ancora lontana da un epilogo - fatta di allontanamenti, convergenze e scontri titanici. Novità nella novità, al neonato Atlantico era cresciuto anche un braccio minore, anch'esso in progressivo sviluppo: il cosiddetto Oceano Ligure-Piemontese. I suoi fondali si estendevano verso la futura Italia e i suoi depositi, non a caso, oggi formano, strizzati e metamorfosati, gran parte delle Alpi Liguri e Piemontesi. Già da quest'ultima anticipazione comprendiamo che l'Oceano L-P non ebbe vita lunga e la causa della sua estinzione fu, stranamente, proprio l'Oceano Atlantico. Sì, ma quello meridionale. Questo perché nel momento in cui cominciò ad aprirsi anche quest'ultimo (130 Ma fa) diventando tutt'uno con quello centrale, l'Africa (con attaccato il Medio Oriente) si staccò dall'America del Sud. Così facendo invece di muoversi verso oriente come aveva fatto negli ultimi 50 milioni d'anni, cominciò anche a ruotare in senso antiorario. Per il braccio d'oceano "italiano" fu l'inizio della fine. Da lì a qualche decina di milioni d'anni le sue rocce sarebbero finite strizzate e sollevate nella gigantesca morsa Africa-Europa. Il risultato? Prima le Alpi e poi, a ruota, gli Appennini. Le loro rocce ancora conservano le tracce del braccio oceanico precocemente amputato all'Atlantico. Un'ultima cosa da notare. Lo spaccato verticale mette in evidenza che l'ampliamento dell'Oceano L-P (mare profondo) causa anche un progressivo abbassamento (tramite una "gradonata di faglie") dei territori di Adria. Questi giganteschi scalini mobili, attivi tra Lombardia e Veneto, saranno capaci di generare enormi mega-frane (cfr. Cap. "I colossali accumuli di frana sottomarina", SF-2c) favorendo dunque, con la loro attività, il richiamo e la formazione di nuovi sedimenti.



unico aggettivo: caraibico! Poi, improvvisamente, il sistema entra in crisi.

Zoomata sulla zona-Giudicarie. *Le spiagge idilliache cominciano ad abbassarsi sotto il livello del mare. Uno, dieci, cinquanta, duecento e più metri. È solo l'inizio. L'originario vasto ambiente marino giurassico, in gran parte lagunare, nel volgere di qualche attimo geologico*

(qualche decina di milioni di anni) si trasforma in una profonda scalinata di roccia discendente verso occidente. Conduce a profondità sottomarine impensabili fino a pochi istanti prima. Si generano quattro o cinque gradoni rocciosi di dimensioni colossali; ognuno è prodotto e separato dagli altri tramite una faglia distensiva che ne causa lo sprofondamento. Il movimento distensivo delle faglie è

accompagnato da ricorrenti scosse sismiche. Le più violente e prolungate scuotono i gradoni in roccia così intensamente che i loro bordi instabili franano nelle profondità sottomarine generando ripetuti orizzonti di mega-frana.

Campo lungo sull'Italia settentrionale del Giurassico. I gradoni sottomarini in roccia della futura zona giudicariense, ognuno ampio parecchi chilometri, fungono da raccordo tra un'area collocata a oriente (Veneto orientale e Friuli, sostanzialmente stabili e con mare ancora sottile), e un settore ormai definitivamente "sprofondato" posto a occidente. Quest'ultimo è la vera grande novità, il vero indiscusso protagonista dell'intero film geologico nel quale le faglie distensive e le relative mega-frane rappresentano sì figure significative ma secondarie. Ed è proprio la più vasta zona occidentale il fulcro e il motivo alla base delle distensioni crostali dell'area giudicariense. A cavallo

di Piemonte, Francia orientale e Liguria, si è andato aprendo un oceano minore collegato trasversalmente, come braccio marino profondo, al più attivo e vasto Oceano Atlantico che proprio nel Giurassico inizia la sua apertura (Fig. 220). La megalitica scalinata sottomarina delle Giudicarie conduce dunque ad ambienti marini profondi (settore lombardo) che passano rapidamente a quelli abissali del cosiddetto - e non a caso - Oceano Ligure-Piemontese.

Zoomata sulla zona mediana dell'Oceano Ligure-Piemontese. Al centro del piccolo "oceano italiano" giurassico spicca, evidente, la zona di dorsale. Da quella stretta fascia mediana escono massicce le emissioni di lave basaltiche capaci di alimentare la formazione di nuova crosta oceanica. Ripercorrendo a ritroso i nuovi ambienti, da Ovest verso Est, si fa ritorno alla zona delle Giudicarie. Questa volta i gradoni di faglia con, alla loro base, gli orizzonti di mega-frana,

non ci parlano più solamente di anonimi crolli sottomarini e delle relative faglie sin-sedimentarie, ma di quel complesso e affascinante capitolo geologico che ha anticipato la nascita e il sollevamento delle Alpi.

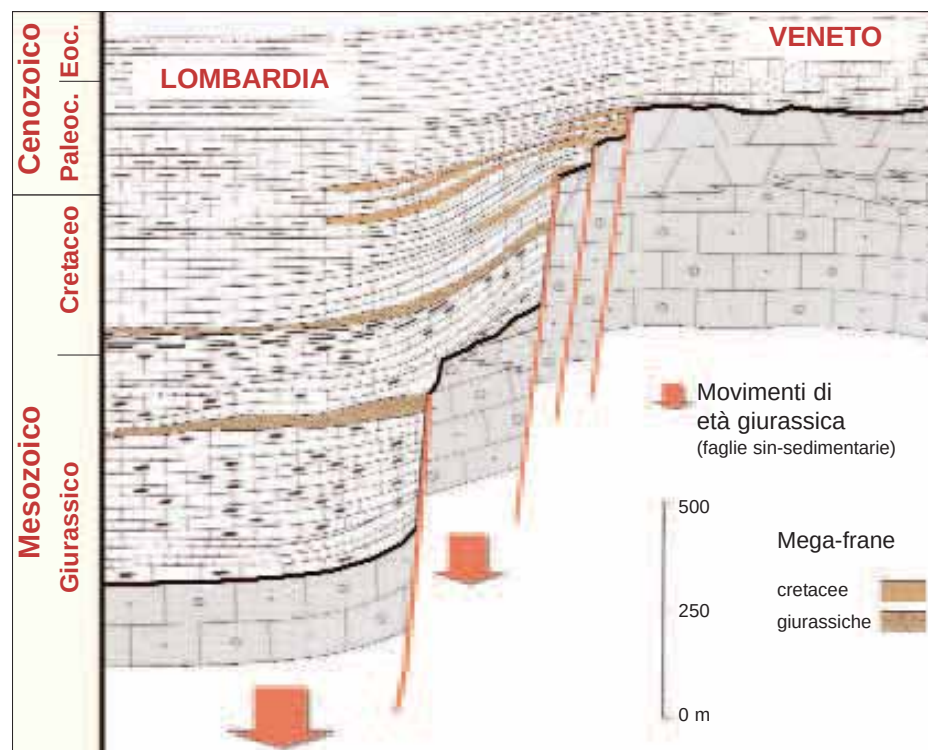
Fig. 221 - Questo spaccato verticale ricostruisce i rapporti delle successioni rocciose deposte nella fascia tra Lombardia e Veneto durante il Mesozoico, prima dell'avvento delle compressioni alpine. È evidente lo sprofondamento, lento e progressivo, del settore lombardo.



Fig. 222 - Questo è solo un "piccolo" blocco di una delle mega-frane segnate in Fig. 221. Dà l'idea delle dimensioni dei fenomeni distensivi, collegati all'oceanizzazione dell'area ligure-piemontese (cfr. Fig. 220). Giudicarie, Lombardia (Foto A. Castellarin).



Fig. 223 - Particolare della congerie di frammenti franati da una delle scarpate di faglia visibili in Fig. 222. (Foto A. Castellarin).



SD4 - Il motore degli strani effetti

Orogenesi è un termine prettamente geologico e significa “formazione di montagne”. Si realizza e manifesta attraverso la deformazione di potenti successioni rocciose che si piegano, accavallano e raccorciano rispetto all’originaria estensione che occupavano, determinando in superficie una serie di rilievi.

Non esiste una durata specifica per un’orogenesi, che per svilupparsi necessita comunque di tempi compresi fra una e parecchie decine di milioni di anni. All’interno di un’orogenesi si possono spesso distinguere più fasi, caratterizzate da spinte crostali orientate diversamente tra loro e/o intervallate da brevi stasi degli sforzi.

I terremoti causati da compressione sono le testimonianze più dirette e percepibili che il settore dove si innescano è coinvolto in un gigantesco sforzo crostale. Non bisogna però pensare che tra un sisma e il successivo le compressioni cessino di manifestarsi. Continuano, spesso con la medesima intensità, ma solo quando l’energia accumulata supera la resistenza dei materiali rocciosi ai quali viene applicata si determina la rottura che innescava la scossa di terremoto, con le conseguenti vibrazioni trasmesse alla massa crostale.

È un po’ come avvicinarsi con un bulldozer ad un muro e cominciare a spingerlo tenendo i giri del motore a intensità costante. Per un buon minuto non succede nulla poi, all’improvviso, la parete cede di schianto. Eppure non si può dire che durante quel minuto la compressione sia cessata.

Anche nelle rocce, specie quelle superficiali, distribuite negli ultimi 10-15 km di crosta terrestre, occorre sempre superare una soglia di rottura perché si manifesti, in modo tangibile, lo sforzo subito.

Cercando un altro possibile esempio si potrebbero paragonare le rotture che si verificano all’interno della crosta terrestre allo spezzarsi della punta di una matita quando la forza applicata dalla mano di chi la usa supera una certa intensità critica.

Quel medesimo sforzo, capace di produrre delle rotture in zone a bassa e media profondità, in livelli crostali ancor più profondi può dare luogo a sistemi di pieghe, ossia a deformazioni plastiche.

Questo si verifica perché in profondità aumentano progressivamente la temperatura e la pressione alle

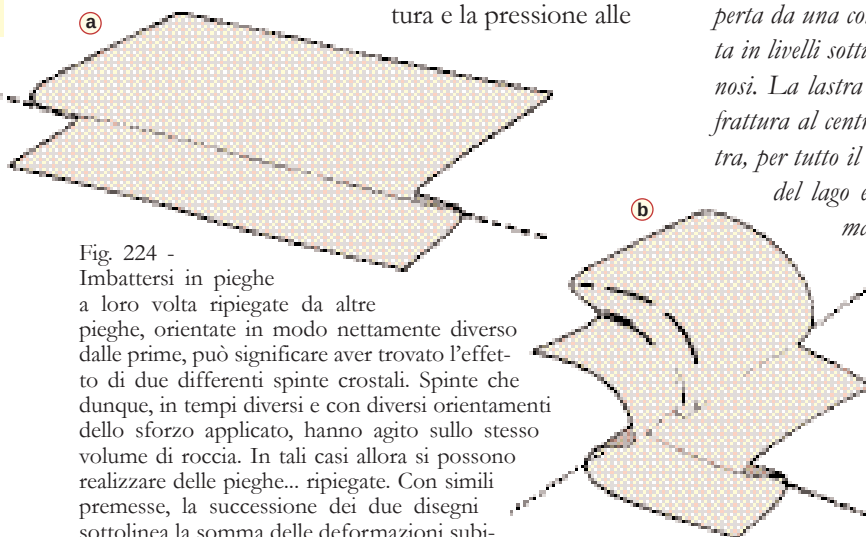


Fig. 224 - Imbattersi in pieghe a loro volta ripiegate da altre pieghe, orientate in modo nettamente diverso dalle prime, può significare aver trovato l’effetto di due differenti spinte crostali. Spinte che dunque, in tempi diversi e con diversi orientamenti dello sforzo applicato, hanno agito sullo stesso volume di roccia. In tali casi allora si possono realizzare delle pieghe... ripiegate. Con simili premesse, la successione dei due disegni sottolinea la somma delle deformazioni subita all’interno della crosta terrestre da una successione rocciosa stratificata. All’iniziale sforzo compressivo che ha generato la prima piega (a) ha fatto seguito un secondo sforzo (anche a distanza di milioni di anni dal precedente) orientato perpendicolarmente al primo. La piega iniziale subisce un’evidente torsione che la ripiega in modo congruente con le nuove sollecitazioni (b). In effetti la cerniera della prima piega (la linea tratteggiata che congiunge i punti di massima curvatura dello strato) si è assoggettata alle più recenti compressioni. Basterà seguirne lo sviluppo lungo l’affioramento per riconoscere le distorsioni procurate dal secondo atto deformativo. Sarà compito del geologo dipanare la complicata matassa cominciando a riconoscere l’ultima delle deformazioni (che come tale deve per forza avere ripiegato tutte quelle che la precedevano) e sottraendone l’effetto.

quali sono assoggettate le rocce che possono quindi deformarsi facilmente attraverso continui microspostamenti, senza superare la soglia di rottura che determina la propagazione delle scosse sismiche.

Ma quali sono i meccanismi che rendono possibili le deformazioni, fragili e plastiche, che stanno alla base della genesi di una catena montuosa legata allo scontro di due placche litosferiche, entrambe con crosta continentale? Questa volta dobbiamo aiutarci con un paragone insolito.

Una lastra di ghiaccio spessa qualche decimetro è ricoperta da una coltre di neve di uguale spessore, organizzata in livelli sottili e compatti, alternati a rari episodi farinosi. La lastra gelata copre un laghetto e ha una grossa frattura al centro che la attraversa da una sponda all’altra, per tutto il suo spessore. Una ruspa giunge sul bordo del lago e a colpi di benna spezza il ghiaccio del margine. Poi vi incastra i denti d’acciaio e comincia a spingere facendo leva sul terreno.

Il ghiaccio si muove lentamente. Lungo la frattura centrale la placca gelata sospinta dalla ruspa inizia a comprimersi e infine, superando attriti e resistenze, con una serie di oscillazioni e scricchiolii si inflette scivolando e infilandosi sotto il secondo blocco, posto oltre la frattura. Mentre una placca di ghiaccio scivola sotto l’altra, qualcosa di molto particolare si sviluppa nella copertura nevosa del frammento sospinto dalla ruspa. Via via che il blocco di ghiaccio viene fatto scivolare sotto la zona di frattura anche la sua copertura nevosa stratificata viene naturalmente spostata con esso.

È interessante però notare come il ghiaccio compatto e la neve depositata sopra ad esso si comportino in modo differente lungo la fascia di frattura - ormai trasformata in piano di subduzione - che segna il contatto tra le due placche gelate. Mentre il ghiaccio tende a inflettersi per

superare le resistenze opposte dall'altro blocco ghiacciato, la neve che lo ricopre si scolla da esso, è compressa e affastellata in superficie e dà origine a una serie di estesi e sottili trucioli che si embricano uno sotto l'altro come carte da gioco. Ogni nuovo truciolo, o scaglia, che così si forma viene ad aggiungersi, verso l'esterno, a quelli già formati. Il limite tra i singoli trucioli di neve è dato da superfici (gli accavallamenti!) lungo le quali si sviluppano movimenti reciproci che si situano di preferenza lungo i livelli di neve più farinosa.

Ogni nuova scaglia che si genera viene sospinta e incuneata sotto la precedente, dopo di che il ghiaccio che sta alla base si scolla e procede indipendentemente dagli strati nevosi appena deformati. La fascia di neve compressa dà luogo a un rilievo corrugato che ha il suo spessore massimo verso il limite tra i due blocchi: l'iniziale linea di frattura.

Questo esempio, nella sua semplicità, può rappresentare con sufficiente approssimazione l'effetto di una collisione tra due placche litosferiche a crosta continentale dotate di una spessa copertura sedimentaria.

Percorrendo le strade e i sentieri alpini ci si imbatte di frequente in strati inclinati, piegati, fratturati, fagliati. Sono tutte evidenze che conducono a ritenere che i territori attraversati sono stati sottoposti a sforzi colossali che hanno deformato, in varia e differente misura, le successioni rocciose di cui sono formati. Naturalmente, più vecchie sono le rocce che prendiamo in esame e più elevata è la probabilità che abbiano sopportato nel tempo un maggior numero di eventi deformativi.

Un po' come un'automobile: più vecchia è, maggiore risulta il numero di incidenti che può avere subito, anche se questa non è la regola. Né per le macchine, né per le successioni rocciose. E comunque, quando questo accade, per il geologo che studia la **tettonica** e ricostruisce la **cinematica** di un territorio, le cose si complicano notevolmente.

Sarebbe come prendere la penultima immagine della *torta distorta* (Fig. 3), utilizzata all'inizio del volume per sintetizzare i tre concetti chiave della geologia (*si forma, si deforma, si modella*) e comprimerla di nuovo, e poi un'altra volta ancora, ogni volta con una differente direzione di spinta. Pieghe e faglie alla fine si sovrapporrebbero, intersecandosi e dando luogo a geometrie terribilmente complesse.

Decifrare tali complicati assetti cosiddetti tettonici (*tectos* = edificio, struttura), ossia deformativi, spetta al *geologo strutturale* il quale, riconoscendo e sottraendo man mano, in un territorio vasto anche migliaia di chilometri quadrati, i sistemi di strutture più recenti e poi via via, nell'ordine, quelli più antichi, riesce a dipanare il complicato intrico di eventi. In tal modo, passo dopo passo, è possibile ricostruire le posizioni e gli assetti originari delle successioni rocciose o, come nell'esempio, degli strati della torta.

Semplificando il concetto è un po' come stendere un telo da mare sulla spiaggia e poi comprimerlo da un bordo, con entrambe le mani. Al suo interno si svilupperebbero delle chiare pieghe,



Fig. 225 - Anche le rocce, nelle profondità crostali (alcuni chilometri) si possono piegare con facilità. Come questo biscotto, salvato dalla distruzione e assunto ad emblema del "tutto si deforma".

grossomodo parallele, che determinerebbero nel telo un conseguente raccorciamento.

Successivamente, provando ad applicare a quello stesso telo, già piegato e raccorciato, una nuova spinta, orientata diversamente rispetto alla prima, un nuovo sistema di pieghe si sovrapporrà al precedente. La sua estensione ne sarà ulteriormente ridotta, tanto che alla fine il telo da mare occuperà un'area grande appena quanto un tovagliolo.

I due eventi deformativi proposti nell'esempio (spinta 1 e spinta 2) si sono sviluppati in tempi diversi. Nella realtà geologica possono essere intervallati tra loro di poche centinaia di migliaia di anni ma anche, in altri casi, più di centinaia di milioni d'anni! Una situazione paragonabile è accaduta nel settore alpino carnico, colpito per due volte nell'ultimo mezzo miliardo di anni dalle orogenesi (processo di collisione crostale che genera una catena montuosa). La prima volta accadde intorno a 320 milioni di anni fa e durò meno di 10 milioni di anni (*orogenesi ercinica*); la seconda è iniziata circa 40 milioni di anni fa e i ricorrenti sismi friulani ci raccontano che è ancora lontana dal concludersi (*orogenesi alpina*).

Per comprendere meglio quanto avviene in profondità, all'interno della crosta terrestre, durante lo sviluppo di due successivi eventi deformativi che generano dei sistemi di pieghe unitamente a superfici di rottura (fratture e faglie), è molto utile osservare che le pieghe più antiche possono essere ripiegate dalle più recenti. Le prime non perdono la loro identità ma si torcono secondo geometrie apparentemente strane ma logiche.

Potete provare voi stessi a simulare i due sistemi di pieghe sovrapposti, magari utilizzando un foglio di carta e osservando poi le interferenze ottenute sulle prime pieghe così costruite (Fig. 224).

4a) La crescita di un'antichissima catena montuosa

Si è visto come una stessa spinta crostale sia in grado di generare strutture differenti (e dunque stili deformativi diversi) a seconda della profondità alla quale si trovano, all'interno della crosta, le varie masse rocciose coinvolte negli sforzi deformativi. Per proporre un esempio reale che aiuti a comprendere meglio questo concetto possiamo considerare sinteticamente quello che avvenne nel Carbonifero (circa 320 milioni di anni fa) nel settore carnico. Quanto accadde ha lasciato segni indelebili nei rilievi rocciosi che oggi troviamo lungo la fascia di confine italo-austriaco, da Forni Avoltri a Tarvisio.

Una potente successione rocciosa, spesso complessivamente 3-4 km, si era andata depositando, dall'Ordoviciano al Carbonifero, sopra un territorio vasto alcune migliaia di km². Durante quasi 150 milioni di anni si erano alternati i più svariati ambienti sedimentari: di mare basso, di scogliera inter-tropicale, di mare profondo... dando luogo a depositi molto differenti gli uni dagli altri.

Gli ultimi, a chiusura del grande ciclo deposizionale, erano stati dei potenti accumuli di sabbie e argille di mare profondo, sostituiti localmente da alcuni episodi vulcanici. Poi, improvvisamente, qualcosa cambiò.

Iniziò una fase cosiddetta orogenetica. Nel volgere di una decina di milioni d'anni avrebbe generato una catena montuosa (Fig. 226), la cosiddetta Catena Ercinica (o Varisica). Nella vasta area carnica di quei tempi cessò la fase di deposizione, quella di accumulo dei sedimenti (v. Sez. "Si Forma"), lasciando il posto agli effetti delle spinte crostali (v. Sez. "Si Deforma") che iniziarono subito con intensità e rapidità di sviluppo.

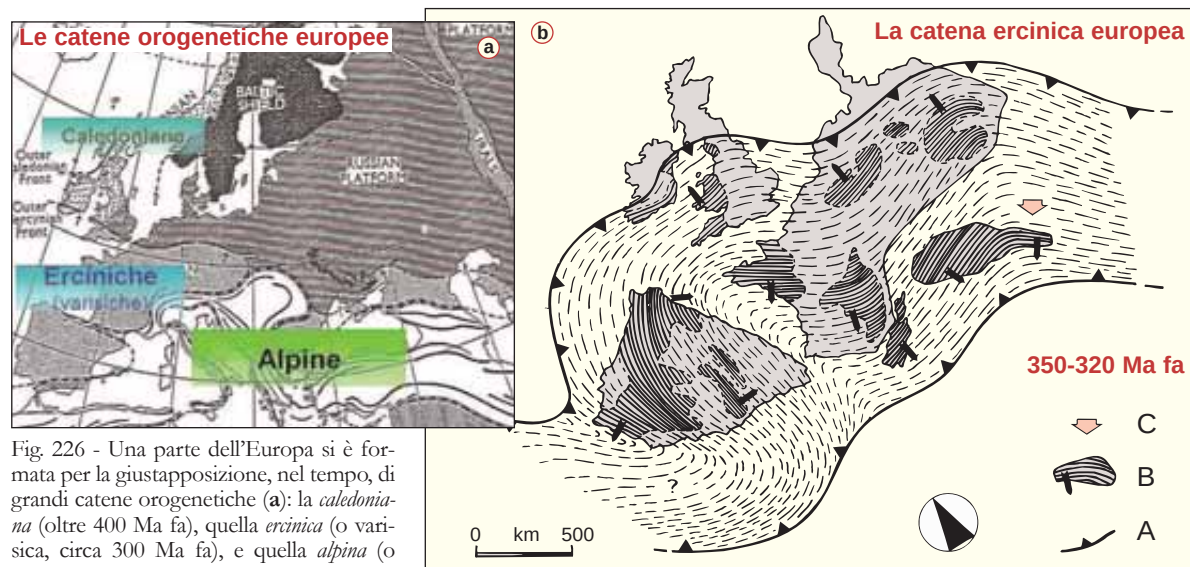


Fig. 226 - Una parte dell'Europa si è formata per la giustapposizione, nel tempo, di grandi catene orogenetiche (a): la *caledoniana* (oltre 400 Ma fa), quella *ercinica* (o varisica, circa 300 Ma fa), e quella *alpina* (o alpino-himalaiana, circa 50 Ma fa e tuttora attiva). Può accadere che un territorio sia colpito da più orogenesi e che le sue deformazioni finiscano per formare un intricato *geopuzzle*, come è accaduto per le Alpi Carniche. Esse conservano la registrazione sia dell'orogenesi ercinica che, naturalmente, di quella alpina. In (b) è proposta l'estensione della vasta catena ercinica europea così come appariva circa 300 Ma fa. (A: limiti della catena ercinica; B: rocce erciniche ancora affioranti; C: la freccia indica le Alpi Carniche). (Da Venturini, 1990).

La Fig. 227 sintetizza la progressione di tali effetti che, in meno di 10 milioni di anni - tanto durò la compressione - diedero forma a un'antichissima catena montuosa carnica (nulla a che vedere con quella attuale).

All'inizio (I stadio) prese forma una serie di gigantesche pieghe asimmetriche con vistosi fianchi rovesci (Fig. 227). L'intero Monte Zermùla, a N di Paularo (UD), costituisce una limitata porzione di un originario fianco rovescio.

Poteva finire lì. Nelle macro-pieghe, alte ben oltre il chilometro, trovarono spazio un'infinità di pieghe minori. A volte alte un centinaio di metri, altre "solo" qualche decina, in certi casi qualche metro, e non mancano quelle inferiori al decimetro.

Sia le macro-pieghe che le pieghe in esse contenute, si generarono contemporaneamente acquistando tutte lo stesso caratteristico orientamento

WNW-ESE con vergenza verso SW (intesa come il senso di trasporto o traslazione di una piega).

Poteva finire lì, dunque. Invece le compressioni proseguirono intense e il volume immenso di rocce che in futuro, dopo oltre 300 milioni di anni, sarebbe diventato il nucleo più antico delle odierne Alpi Carniche, si corrugò ulteriormente. Le spinte proseguivano con la medesima intensità e direzione, continuando a colpire quegli stessi volumi di rocce già deformati dalle macro-pieghe.

A questo punto potrebbe sembrare logico presupporre lo sviluppo di nuove grandi pieghe, simili alle precedenti. Invece lo stile cambiò completamente.

I pacchi di strati che formavano le iniziali macro-pieghe si comportarono come le carte da gioco di un mazzo appoggiato sopra un tavolo e spinto orizzontalmente. La successione piegata si smembrò in



I stadio

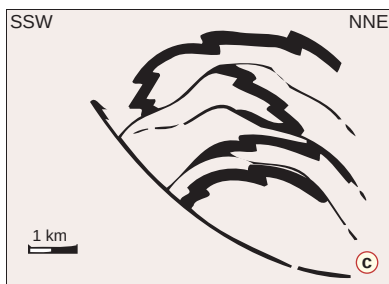
profondità
crostale alta



II stadio

profondità crostale
intermedia

III stadio



profondità crostale
bassa

Fig. 227 - Sulle antiche rocce paleozoiche delle Alpi Carniche l'*orogenesi ercinica*, nel Carbonifero, ha lasciato un segno tangibile: tre differenti gruppi di deformazioni che si sovrapposero sul medesimo volume di roccia in rapida successione temporale. Si generò la cosiddetta *Catena Paleocarnica*, un nucleo intensamente deformato che oggi, 320 milioni di anni da allora, è ben esposto lungo il confine italo-austriaco, tra Carnia e Carinzia. I disegni mostrano le fasi di sovrapposizione dei tre successivi gruppi di deformazioni. Si pensa che si possano essere sviluppati sotto l'azione della stessa spinta (orientata circa NNE-SSW) ma con le rocce che attraversavano profondità crostali via via decrescenti.

I stadio deformativo. Si genera una gigantesca piega asimmetrica, alta molti km, rampante verso SSW e accompagnata da pieghe minori.

II stadio deformativo. Fitti accavallamenti (*ramp and flat*) spezzano e "mescolano" la grande piega asimmetrica (come le carte da gioco prima sparse sopra un tavolo e poi radunate insieme).

III stadio deformativo. Tutte le precedenti deformazioni, tanto le pieghe quanto le faglie, sono ulteriormente affastellate e ripiegate in una serie di almeno cinque grandi pieghe, questa volta simmetriche. Ognuna è sorretta alla propria base da una gigantesca superficie di accavallamento.

Il terzo dei disegni rappresenta l'eredità finale dell'*orogenesi ercinica*, in parte ancora riconoscibile in alcuni rilievi delle Alpi Carniche, nonostante i successivi movimenti (qui non disegnati) dovuti all'*orogenesi alpina*. Per ricostruire le varie fasi deformative occorre, come sempre, sottrarre via via i gruppi di deformazioni più recenti, primi fra tutti... quelli alpini. (Da Venturini, 1990).

degli scorrimenti, furono i livelli pelitici dell'Ordoviciano sup. (Formazione di Uqua), del Siluriano (argilliti nere a Graptoliti) e quelli, numerosissimi, del Carbonifero (Fm. del Hochwipfel e Fm. del Dimon).

Anche durante questo secondo stadio deformativo - il primo aveva

generato le gigantesche macro-pieghe asimmetriche - si generò, oltre agli accavallamenti, una serie di ulteriori pieghe asimmetriche, con dimensioni da metriche a ettometriche: si appoggiavano alle superfici di movimento tra una "tegola" e l'altra. Ogni "tegola", nella realtà, era spesso da pochi metri fino a molte centinaia (Fig. 227b).

Alle macro-pieghe asimmetriche (I stadio, profondità massima) si sovrappose dunque lo stile a scaglie tettoniche embricate (II stadio, profondità intermedia). Tutte le strutture descritte hanno un comune orientamento WNW-ESE, con vergenza (ossia spostamento) verso SW; un segnale che la direzione di compressione, circa perpendicolare alle strutture, non era mutata nel tempo.

Resta da domandarsi perché lo stile deformativo sia cambiato in modo così evidente se l'orienta-

mento di tutte le strutture tettoniche testimonia il perdurare del medesimo sforzo compressivo e quindi condizioni uniformi. La differenza tra i due stili deformativi (a macro-pieghe asimmetriche e a scaglie embricate) potrebbe risiedere nelle differenti profondità crostali attraversate dalla successione rocciosa durante il I e il successivo II stadio. Uno stile deformativo esclusivamente plastico, come quello a macro-pieghe asimmetriche del primo stadio, suggerisce una profondità crostale più elevata rispetto a quella del secondo stadio. Durante lo sviluppo di quest'ultimo difatti, cominciarono a formarsi fitti sistemi di rotture fragili (accavallamenti), associati a pieghe di trascinamento, caratteristici di contesti crostali di profondità intermedia.

La catena montuosa, o meglio quelle che erano le sue radici medio-profonde, man mano che si affastellavano erano portate verso posizioni sempre più superficiali all'interno della crosta. A complicare ulteriormente il quadro deformativo finale dell'antica catena carnica di età carbonifera, contribuì lo sviluppo di un terzo stile di deformazione, ancora una volta differente dai precedenti.

Anche in quest'ultimo caso gli effetti prodotti si sovrapposero a quelli precedenti, insistendo sul medesimo enorme volume di rocce.

tante fette (le singole carte da gioco) che scivolarono una rispetto all'altra, verso l'avanti (Fig. 227).

Alla fine del processo l'effetto prodotto poteva ricordare una sequenza di tegole, embricate una sull'altra. Si crearono in tal modo superfici di accavallamento sub-orizzontali che, quando incontravano resistenza all'interno della massa rocciosa si inerpicavano, raggiungendo inclinazioni di 35°-40°, per poi tornare pressoché orizzontali in corrispondenza di livelli rocciosi più plastici, dotati di assetto sub-orizzontale (Figg. 211b e 227b).

Nella successione paleozoica antica della Carnia, superfici di questo tipo si svilupparono a centinaia, smembrando le precedenti macropieghe.

Smembrandole soltanto, senza cancellarle o renderle illeggibili. I livelli più plastici, quelli dove poterono generarsi le porzioni sub-orizzontali

Le spinte compressive proseguirono con lo stesso ritmo e orientamento. Ciò che cambiava, ancora una volta, era la profondità crostale della massa rocciosa sottoposta alla costante compressione. Un nuovo stile tettonico, caratteristico di zone crostali più superficiali delle precedenti, si sviluppò durante il III e ultimo stadio deformativo.

Questa volta, e sarebbe stata l'ultima, all'interno della massa rocciosa già fortemente deformata e compressa, si individuarono dei nuovi piani di scorrimento. Superfici di accavallamento spaziate tra loro di alcuni chilometri e che trascinavano con sé centinaia e centinaia di metri di successione rocciosa già precedentemente piegata e poi affastellata in fitte **scaglie tettoniche**. Ognuno di questi nuovi giganteschi lembi rocciosi si spostava in avanti, accavallandosi sopra quello antistante. Le masse rocciose non solo traslavano verso SW, ma si inarcavano dando forma a nuove colossali pieghe anticlinali, ampie ognuna alcuni chilometri ed estese in pianta per decine. Altrettanto continui risultavano gli accavallamenti arcuati sui quali le grandi pieghe si appoggiavano (Figg. 227c e 211a).

Le nuove macro-pieghe anticlinali, ripiegarono in modo molto ampio, ma non per questo meno evidente, tutte le precedenti strutture: da quanto restava delle gigantesche e strette pieghe asimmetriche, alle successive superfici di scorrimento organizzate a "tegole", con le relative scaglie embricate. Tutto risultava ora, alla fine del III e ultimo stadio deformativo, cristallizzato in una successione di deformazioni progressivamente... deformate che il tempo ci ha tramandato quasi intatte attraverso centinaia di milioni di anni.

Quasi, dato che, 250 milioni di anni più tardi quelle stesse rocce, già deformate durante il Carbonifero e ormai sepolte sotto oltre 10 km di nuovi strati, subirono l'affronto dell'orogenesi

alpina che riprese le danze ri-strapazzandole a dovere (un vero *ROCK-and-roll*!).

Difatti, i geologi che vogliono riconoscere l'aspetto dell'antica catena carnica generatasi nel Carbonifero, devono prima riconoscere bene le deformazioni alpine e poi... sottrarle. Deformazioni che, complessivamente, hanno raccorciato sensibilmente l'originaria estensione pre-compressiva, per così dire, di quegli stessi depositi.

È stato come piegare e ancora ripiegare e poi piegare ancora, sempre nello stesso senso, un foglio di carta portandolo a occupare uno spazio cinque volte inferiore a quello che copriva in ori-

gine, quand'era ancora steso. Il raccorciamento subito dalle rocce coinvolte in queste antiche deformazioni è stato infatti stimato pari ad un "fattore 5". Il che equivale a dire che l'antico nucleo paleozoico delle Alpi Carniche, che attualmente affiora lungo una fascia larga dai 7 ai 15 km, in origine doveva essere ampio cinque volte tanto. Anzi, molto di più se teniamo conto che quello stesso nucleo roccioso ha anche subito le compressioni alpine (v. Cap. "Come e quando si è deformato il settore alpino orientale", SD-4d).

Nel settore friulano le compressioni alpine hanno causato un raccorciamento pari a un "fatto-

Fig. 228 - Così poteva presentarsi, sulla base dei dati di terreno, la cosiddetta Catena Paleocarnica alla fine del I stadio deformativo dell'*orogenesi ercinica* (Carbonifero). Il grande fianco rovescio della originaria immensa piega ercinica è oggi conservato nel potente massiccio calcareo del M. Zermula, a N di Paularo, e nelle sue propaggini rocciose settentrionali.

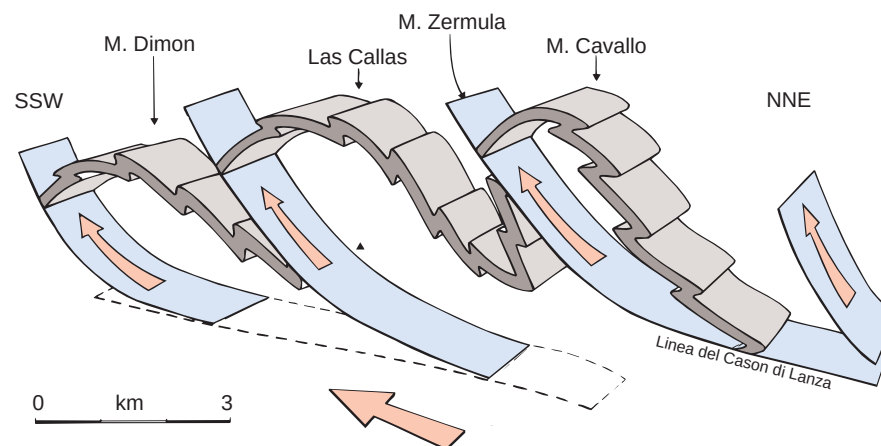
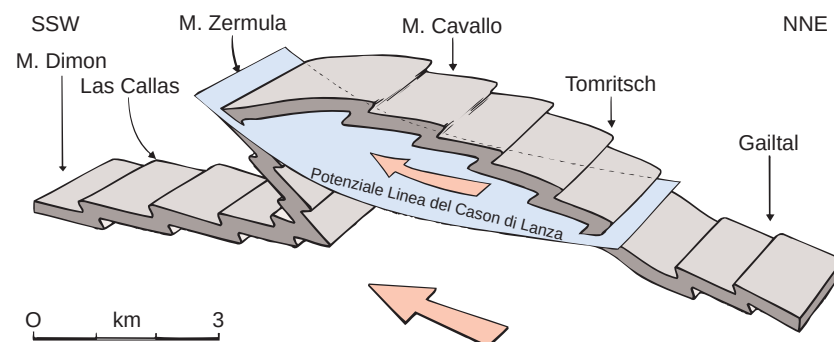


Fig. 229 - Tralasciando le deformazioni del II stadio (che avrebbero resa troppo complessa la lettura del disegno, cfr. Fig. 227), possono essere più facilmente visualizzati gli effetti del III stadio deformativo: quello che è stato capace di ripiegare le precedenti deformazioni e consegnare alla storia (geologica) la registrazione delle poderose spinte connesse all'*orogenesi ercinica*. (Da Venturini, 1990).

re 3'', In altre parole ciò che adesso appare ampio 10 km (l'antica Catena Ercinica, di età carbonifera inf.), prima dell'evento orogenetico alpino doveva essere prossimo a 30 km. Tre volte tanto appunto. Ma è anche vero che questa larghezza si riferisce a un nucleo che già aveva subito le deformazioni carbonifere, che l'avevano raccorciato addirittura a un quinto della sua estensione originaria.

In questo caso, per ottenere l'estensione delle successioni paleozoiche antiche dell'area carnica, occorre amplificare cinque volte quei 30 km, ottenendo 150 km! Un valore che ora, dopo due eventi orogenetici, si attesta in media intorno a soli 10 km. Incredibile!

L'antica catena a pieghe e accavallamenti, formata nel Carbonifero nel territorio dall'alta Carnia e di parte della Carinzia (Austria meridionale) fa parte della più estesa Catena Ercinica (o Varisica), le cui propaggini sono ancora riconoscibili in gran parte del dominio circum-mediterraneo.

In Italia è solo nel territorio carnico, posto a E del settore di Bordaglia (presso il confine fra Friuli e Veneto), che tali rocce non hanno subito effetti metamorfici. Questo significa che, oltre a fornire come visto, precise informazioni sugli atti deformativi subiti, consentono anche la ricostruzione degli antichi ambienti sedimentari nei quali le successioni rocciose si accumulavano e, di conseguenza, l'evoluzione nel tempo di quella porzione di territorio.

Fig. 230 - Anche il massiccio del Pizzo di Timau (Alpi Carniche centrali) registra e tramanda gli effetti del III stadio deformativo dell'orogenesi ercinica. In questo caso, data la distanza più ravvicinata, è stato possibile mettere in luce anche lo scompaginamento operato dalle faglie alpine (in tratteggio) sull'antica macro-piega ercinica. Nel disegno piccolo è ricostruita l'originaria macro-piega e la posizione che al suo interno occupavano i blocchi (1-4) delimitati (e spostati) dalle faglie alpine.

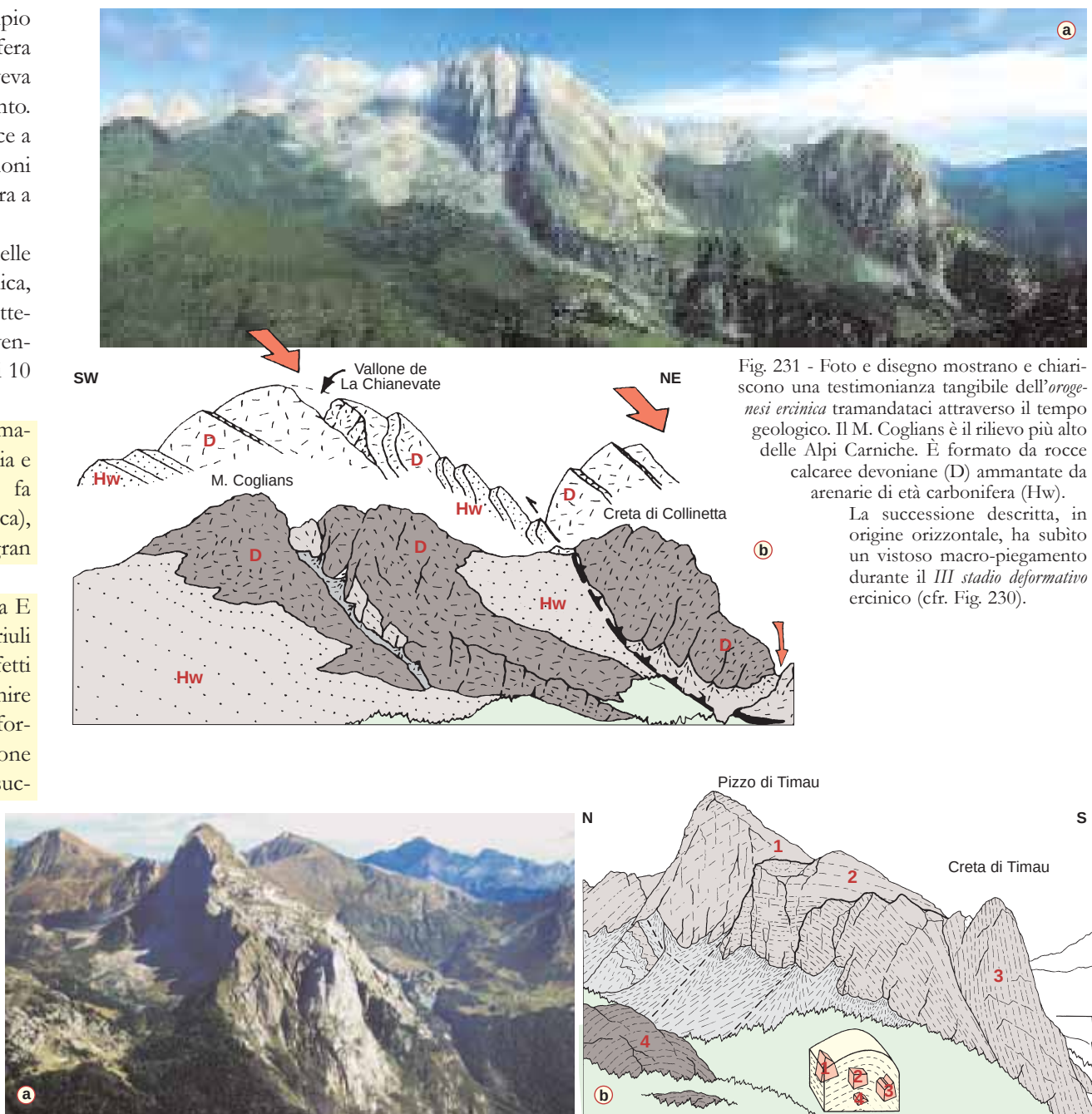


Fig. 231 - Foto e disegno mostrano e chiariscono una testimonianza tangibile dell'orogenesi ercinica tramandataci attraverso il tempo geologico. Il M. Coglians è il rilievo più alto delle Alpi Carniche. È formato da rocce calcaree devoniane (D) ammantate da arenarie di età carbonifera (Hw).

La successione descritta, in origine orizzontale, ha subito un vistoso macro-piegamento durante il III stadio deformativo ercinico (cfr. Fig. 230).

4b) Come e quando si è deformato il settore alpino orientale

Continuando a parlare di deformazioni che hanno interessato le Alpi Meridionali orientali (Fig. 232a) ci si potrebbe chiedere quando e quante volte la porzione nord-orientale della penisola (Fig. 232b) ha subito gli effetti di enormi compressioni crostali, qual era la direzione delle spinte, a quanto ammonta il raccorciamento del volume di rocce originario, e così di seguito.

Nel territorio alpino, dal Piemonte al Friuli Venezia Giulia, si riconoscono con certezza gli effetti di due orogenesi. La più antica, definita *ercinica*, ha colpito le rocce che si erano depositate nel Paleozoico antico, oltre 300 milioni di anni fa; la seconda, quella *alpina*, è iniziata quasi 50 milioni di anni fa e risulta ancora attiva, come testimoniato dall'elevata sismicità, sia recente sia attuale.

Gli effetti dello sforzo che in Friuli ha prodotto gli antichi rilievi dell'*orogenesi ercinica* sono visibili negli affioramenti della Catena Paleocarnica, situata a cavallo del confine italo-austriaco.

Sempre nel settore friulano, l'*orogenesi alpina*, iniziata oltre 200 milioni di anni più tardi, si è realizzata attraverso la sovrapposizione, sul medesimo volume roccioso, di tre (o addirittura quattro) spinte successive, ravvicinate nel tempo e caratterizzate da orientamenti sempre differenti dello sforzo applicato.

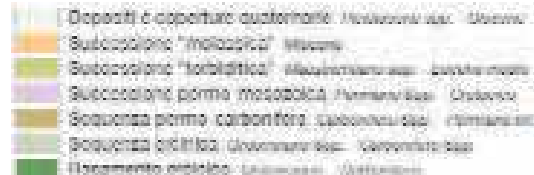
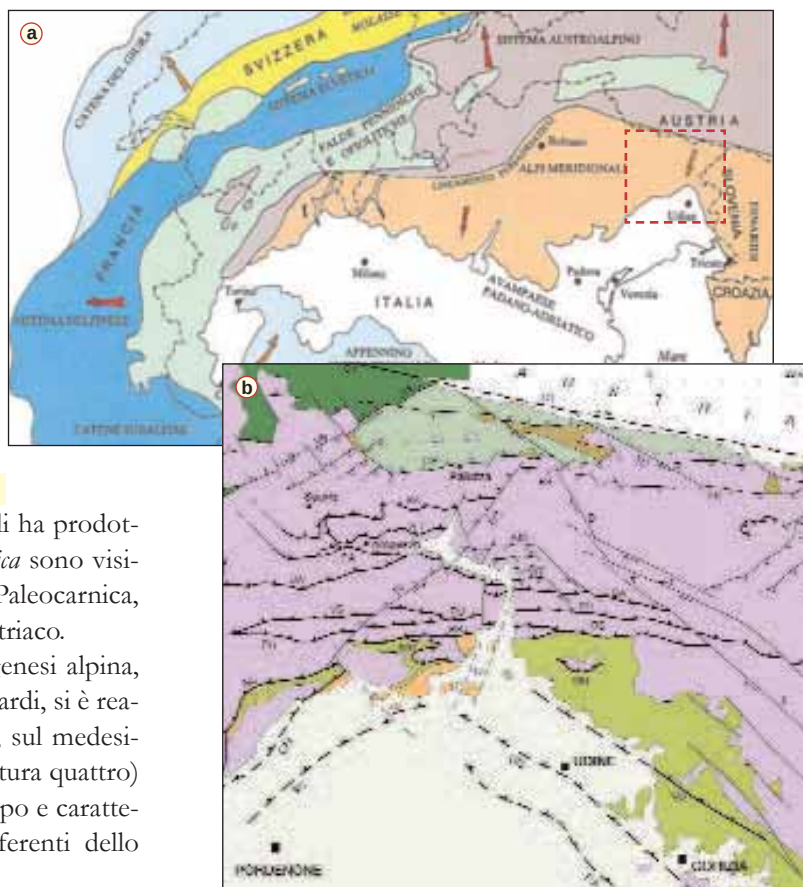
Ognuna di queste spinte è una singola "fase deformativa" all'interno della stessa orogenesi. Per comprendere meglio, all'interno del settore alpino

orientale, la successione delle due orogenesi e delle loro varie fasi attraverso lo sviluppo dei rispettivi effetti si può continuare a produrre paragoni.

Immaginiamo di trovarci sopra un marciapiede posto al margine di un crocevia nel quale si intersecano ben tre strade diverse. Lo stanno asfaltando. Stiamo osservando con attenzione la distribuzione degli strati di bitume e graniglia. Il passaggio del rullo compatta il tutto e conclude l'operazione. Essendo dei geologi non possiamo evitare

di paragonare quanto abbiamo visto alla deposizione di una successione sedimentaria, strato su strato.

Improvvisamente sentiamo giungere da una delle strade che porta all'incrocio (orientata circa SW-NE) un camion a forte velocità. La totale assenza di segnaletica gli impone una brusca quanto prolungata frenata che lo fa arrestare proprio al centro dell'incrocio. Sotto le ruote l'asfalto, ancora molle, si è raggrinzito in pieghe e microscopici scorrimenti orientati perpendicolarmente alla dire-



Assetto tettonico delle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie (b), porzione delle Alpi Meridionali. Faglie principali:

- AM - linea del M. Amariana (retro-accavallamento)
- AT - linea Ampezzo-Tolmezzo
- BS - linea Barcis-Staro Selo
- CM - linea Canave-Maniago
- CP - linea Corneglians-Paularo
- CV - linea di Cividale
- D - linea di Dognà
- DA - linea M. Dof-M. Anda
- FS - linea Fella-Sava (retro-accavallamento)
- GT - linea della Gailtal (Linea Insubrica)
- I - linea di Idria
- MB - linea dei M. ti La Bernadia
- MP - linea del M. Pala
- O - linee di Osoppo
- PA - linea di Palmanova
- PC - linea Pieve di Cadore
- PU - linea Pinedo-Uccea
- SA - linea di Sauris
- SC - linea di Sacile
- TA - linea dell'alto Tagliamento
- TC - linea Tröpolach-Camporosso
- TV - linea Tramonti-Verzegnis
- UB - linea Udine-Buttrio
- VB - linea della Val Bortaglia
- VR - linea della Val Resia (retro-accavallamento)
- VS - linea della Val Silisa

Fig. 232 - Una collisione tra placche genera compressioni capaci di deformare, piegare e affastellare enormi volumi crostali con successioni rocciose potenti decine di chilometri. Il risultato visibile sono le catene orogenetiche, formate da un insieme di falde e scaglie tettoniche, grandi e piccole, gigantesche e infinitesime, accavallate una sull'altra come enormi tegole o carte da gioco. Le Alpi (a), strette nella ganciata Africa-Europa, sono una dimostrazione della potenza sprigionata da queste poderose spinte crostali.

zione di frenata. Alcune pieghe si lacerano e scorrono in avanti a ricoprire quelle che le stavano al fronte. Dopo un attimo di sosta il camion riparte, lasciando al centro dell'incrocio una fascia di basse pieghe asimmetriche protese nel senso della frenata. Nel rettangolo deformato gli strati più superficiali di asfalto si sono raccorciati a un quinto della loro estensione originaria.

L'istinto geologico, onnipresente, ci porta a pensare che l'orientamento di quelle deformazioni e il loro grado di raccorciamento sembrano proprio coincidere con gli effetti che l'**orogenesi ercinica** ha sviluppato in Friuli, o meglio in Carnia, lungo il confine italo-austriaco.

Poco più di trecento milioni di anni fa la Carnia, e con essa un'estesa fascia pressoché continua dai Pirenei alla Sardegna e Corsica, al Nord della Francia, a parte della Germania, alla porzione più profonda dell'attuale successione alpina, alla Slovenia, ai paesi dell'Est europeo, subì una serie di deformazioni che piegarono, affastellando e comprimendo, una serie di potenti volumi rocciosi formati in massima parte in zone marine, da basse a decisamente profonde. Tali rocce emersero formando un'antica catena montuosa (Fig. 226b).

Quella serie di micropieghe asimmetriche formatesi sull'asfalto di fronte a noi possono

veramente sembrare una catena montuosa vista dall'alto: l'antica catena ercinica!

I pensieri geologici vengono interrotti dall'occasionale transito della squadra di operai che ha poco prima finito di asfaltare la strada. Accorgendosi di quanto è successo si apprestano a porvi rimedio: spianano con una pala le parti sommitali delle micropieghe più pronunciate riportando a livello la strada. Poi vi sovrappongono alcune gettate di nuovo asfalto, sottili strati di sabbia e bitume, uno sull'altro. Infine con una passata di rullo uniformano nuovamente il tutto. Delle precedenti pieghe non resta più traccia: eppure se volessimo scavare qualche centimetro sotto quei nuovi strati appena depositi troveremmo i residui, piegati e raccorciati, del precedente più antico livello d'asfalto. La squadra di operai si allontana, questa volta definitivamente. Noi ricominciamo a guardare con occhio geologico quanto è accaduto.

Anche le parti più elevate del sistema di pieghe che formava la catena ercinica in Friuli furono asportate dall'erosione che seguì la loro formazione ed esumazione. In quel caso non fu la pala di un operaio ma la forza dell'alterazione fisica e chimica e il trasporto operato dalle acque superficiali ad abbassare (ne fu asportata solo una

piccola parte) l'antica catena montuosa. Poi, dopo lo spianamento, seguì una lunga fase durata quasi 200 milioni di anni, durante la quale il territorio subì ripetuti abbassamenti, compensati via via dalla formazione di nuovi strati sedimentari che si sovrapposero, pressoché orizzontalmente, sopra ai resti della Catena Ercinica. Furono queste le potenti successioni del tardo Paleozoico e del Mesozoico. Il parallelo con quanto sta avvenendo sulla strada di fronte a noi per il momento risulta perfetto. La nuova gettata di asfalto corrisponde ai nuovi strati depositi nelle decine e decine di milioni d'anni che seguirono.

Uno stridìo ci distoglie dalle nostre elucubrazioni geologiche. Un'utilitaria, percorrendo la stessa via seguita dal camion (circa SW-NE), si blocca in frenata replicando quanto accaduto venti minuti prima. Nel medesimo incrocio, su quello stesso punto coperto da nuovo asfalto, lì di fronte a noi, si è verificato un evento molto simile al precedente, anche se con effetti di intensità più ridotta. Nuovi raggrinzimenti dell'asfalto, con pieghe più piccole ma orientate allo stesso modo. Non facciamo in tempo nemmeno a chinarci ad osservare quelle nuove deformazioni che da un'altra delle strade che convergono verso l'incrocio (orientata questa volta N-S) vediamo un pullman che punta verso di noi! Non è giornata. Schizziamo via da

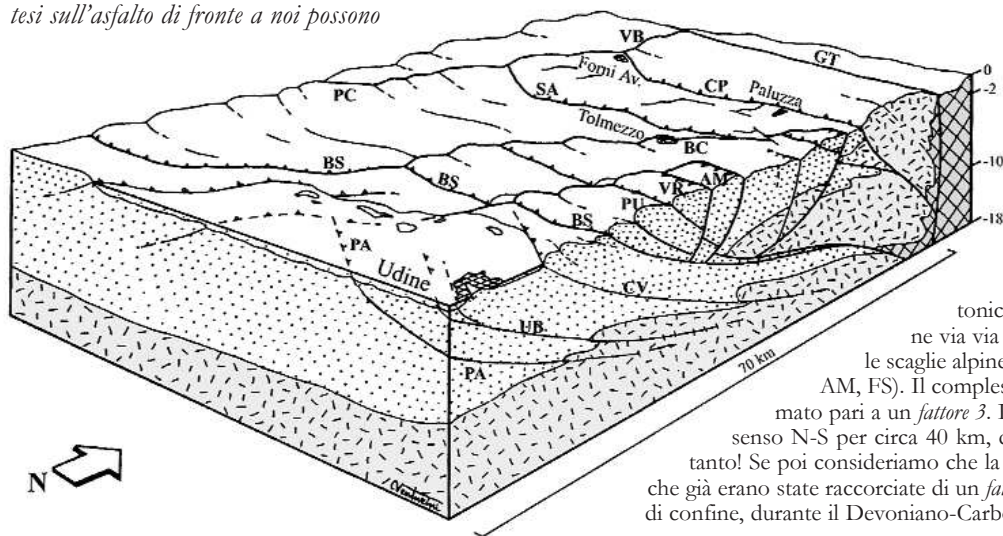


Fig. 233 - Questo schematico block-diagramma geologico, orientato N-S, rappresenta uno spaccato del territorio friulano-carnico, porzione orientale delle Alpi Meridionali. Sono evidenti tanto le fitte scaglie tettoniche embricate, rampanti verso S - il classico stile deformativo proprio non solo di questo settore ma di tutte le Alpi Meridionali (cfr. Fig. 234a) - quanto gli sporadici retro-accavallamenti (VR, AM, FS) rampanti verso N, sviluppati in corrispondenza di settori particolari. Per riportare le rocce della catena montuosa nella loro posizione originaria, pre-deformativa, occorrerebbe ridistendere ogni scaglia tettonica ripristinando l'assetto orizzontale che le successioni rocciose avevano prima dell'inizio dell'*orogenesi alpina*. Si dovrebbe cominciare dalle scaglie tettoniche formate per ultime (qui sono quelle più meridionali), per poi prendere in considerazione via via quelle più antiche (e settentrionali), traslandole ognuna da N verso S. Questo vale sia per le scaglie alpine accavallate nel senso "abituale", verso S, sia per quelle accavallate verso settentrione (VR, AM, FS). Il complessivo raccorciamento causato dall'*orogenesi alpina* su questo segmento di catena, è stato stimato pari a un *fattore 3*. Il che significa che i terreni delle Alpi e Prealpi Carniche (Fig. 232b), attualmente estesi in senso N-S per circa 40 km, dovevano in origine coprire, prima delle compressioni alpine, un'area larga ben tre volte tanto! Se poi consideriamo che la striscia di confine, larga trasversalmente da 5 a 15 km, è formata da rocce molto antiche che già erano state raccorciate di un *fattore 5* durante l'*orogenesi ercinica* (cfr. Fig. 229), dobbiamo presupporre che la sola fascia di confine, durante il Devoniano-Carbonifero, fosse larga sicuramente più di 80 km. Potenza delle orogenesi!

quel rettangolo posto al centro del crocevia mentre una nuova decisa frenata sovrappone alle precedenti deformazioni un altro sistema di micropieghe e lacerazioni. Sono deformazioni ben sviluppate fino alla profondità di qualche centimetro e coinvolgono anche l'antico livello ripiegato dalla prima frenata, quella del camion. Il pullman fa appena tempo ad allontanarsi che su quel medesimo punto, dall'ultima delle direzioni che portano all'incrocio (circa SE-NW), piomba a forte velocità - ormai siamo abituati - una moto di grossa cilindrata che inevitabilmente frena bruscamente. Forse si è sparsa la voce, e ormai si sa in giro che aspettiamo proprio quello!

Un nuovo sistema di pieghe e scorrimenti, distinguibile dai precedenti per il differente orientamento, strizza e raccorcia ulteriormente l'asfalto del nostro piccolo settore di strada. Anche queste deformazioni si sviluppano ben oltre lo strato superficiale. Si allontana anche la moto. Restiamo soli al margine di quel rettangolo d'asfalto che registra, attraverso le sue minuscole ma ben visibili deformazioni, una serie di eventi altrimenti impossibili da ricostruire. Soli, con le nostre ultime considerazioni geologiche.

Dopo l'ultimo intervento della squadra di operai abbiamo assistito a tre nuove fasi deformative sviluppate in tempi ravvicinati (una frenata dopo l'altra) e perciò considerabili come appartenenti ad un unico grande evento, distinto da quello inizialmente prodotto dal camion.

Lì, in mezzo all'incrocio, in quel rettangolo d'asfalto piegato e lacerato, siamo stati spettatori di una storia deformativa paragonabile a quella subita dal settore alpino orientale, rappresentato dal nucleo friulano-carnico e giuliano con le propaggini austriache e slovene, durante le complesse vicende erciniche (camion!), e alpine (utilitaria, pullman, moto), iniziate ormai da decine di milioni d'anni e tuttora attive.

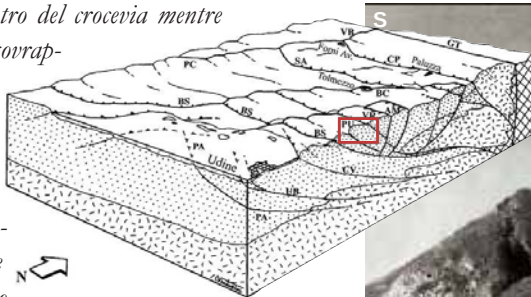
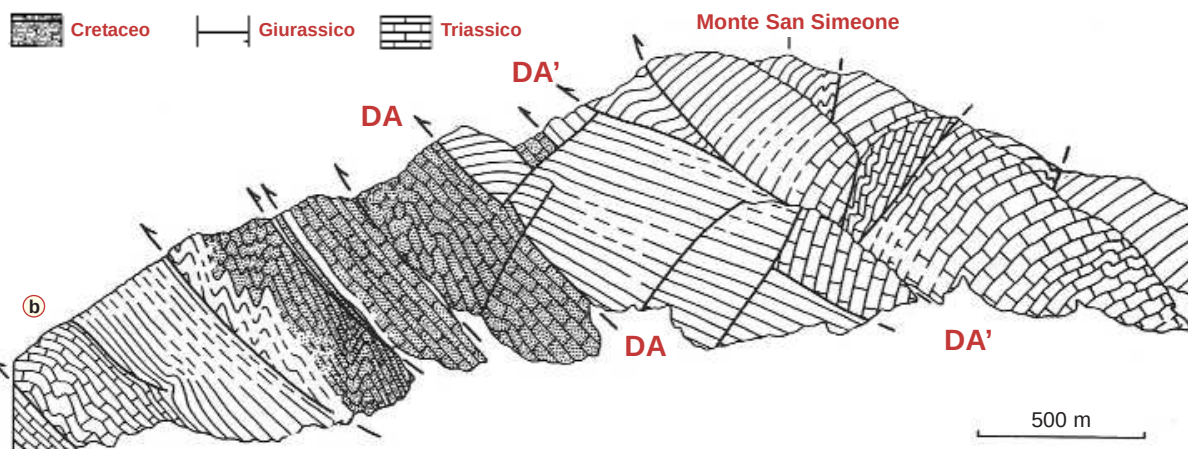


Fig. 234 - La fotografia raffigura il massiccio del M. San Simeone (Prealpi Carniche) così come si può osservare dal ponte sul T. Venzonassa, alla periferia N di Venzone (UD). Il rilievo nel 1976 è stato prossimo a molti degli epicentri collegati ai disastrosi eventi sismici che colpirono il Friuli centrale. La foto (a) e il relativo disegno (b), che aiuta a decifrare la sua complessa strutturazione tettonica, consentono di comprendere quello che avviene durante una compressione orogonica all'interno della crosta terrestre, ad alcuni chilometri di profondità.

Le successioni rocciose si sono affastellate una sull'altra, impilandosi in lembi che scorrevano lentamente - pochi cm al secolo - lungo le rispettive superfici di accavallamento. Durante tali movimenti nelle rocce sopra i piani di trascinamento si sviluppavano perfetti sistemi di pieghe con particolari geometrie rampanti. Ridistendere gli effetti della compressione (pieghe e accavallamenti) significa riporre al proprio posto i vagoni di un treno le cui carrozze (vuote!) durante uno scontro frontale si sono schiacciate impilandosi una sull'altra (cfr. Fig. 212b). Ridistendere il treno (e le rocce) significa determinare l'entità del raccorciamento subito. Ricordiamo che stime generali sull'intera catena carnica, valutano il raccorciamento complessivo dovuto all'*orogenesi alpina* pari ad un terzo dell'estensione originaria. Osservando il disegno (b) diventano percepibili i numerosi accavallamenti (indicati con le frecce) e i frequenti gruppi di pieghe, con dimensioni da decametriche a ettometriche, indicativi anch'essi dell'intenso raccorciamento. Gran parte delle strutture è orientata circa E-W e costituisce l'evidente risultato di una compressione diretta in senso quasi N-S, molto attiva intorno a 15-5 milioni di anni fa. La successione rocciosa di età triassico sup.-giurassico-cretacea oggi si presenta decisamente inclinata, piegata e accavallata. In origine si era deposta orizzontalmente in un vasto ambiente sottomarino. Nel block-diagramma un riquadro individua la posizione del M. San Simeone in seno all'edificio alpino carnico. DA: Linea M. Douf-M. Auda e sua vicariante (DA'), cfr. Fig. 232b, (da Venturini & Carulli, 2002).



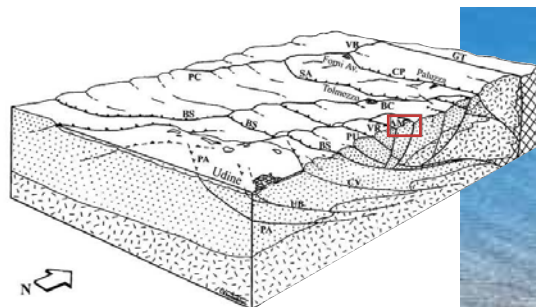


Fig. 235 - Il M. Amariana così come appare dal ponte sul Tagliamento, lungo la strada Tolmezzo-Verzegnis (UD). Le successioni sedimentarie coinvolte nelle deformazioni sono in gran parte rappresentate dalla Dolomia Principale e, in subordine, dai Calcari di Dachstein, entrambi di età triassica sup. Nel block-diagramma un riquadro individua la posizione del M. Amariana all'interno dell'edificio alpino carnico.

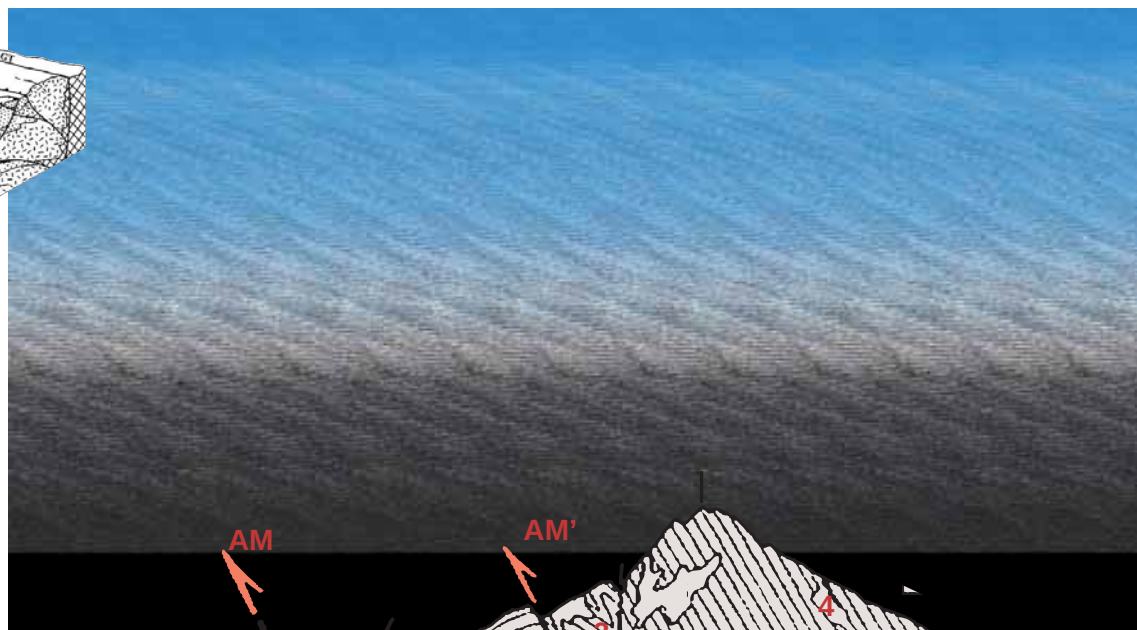
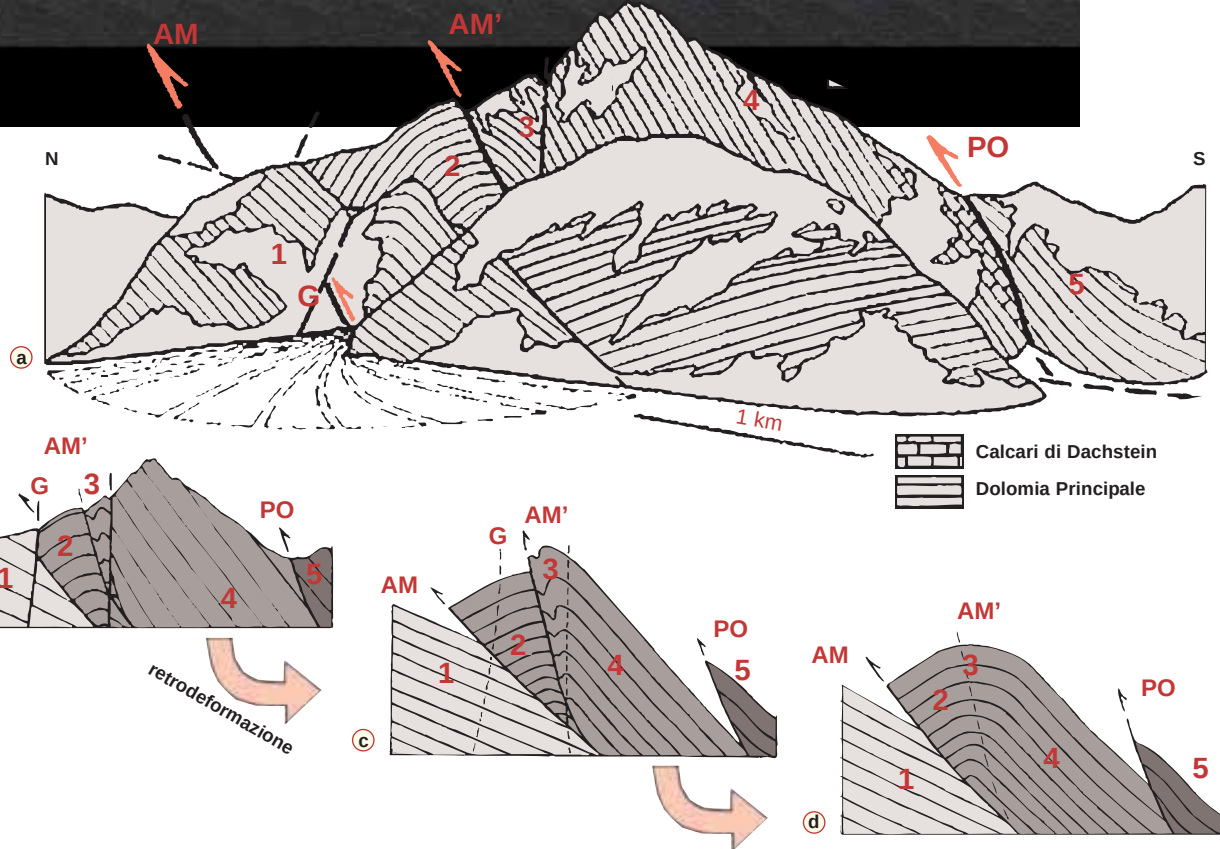


Fig. 236 - La situazione deformativa del M. Amariana (a) si presenta solo in apparenza complessa. Difatti, diventa ben decifrabile una grande piega che interessa l'intero rilievo. Il risultato si ottiene... retro-deformando la montagna, ossia eliminando gli effetti, modesti ma confusionari (a, b), prodotti da una serie di recenti faglie sub-verticali (linee sottili) disposte trasversalmente alla grande struttura plicativa. Togliendo gli spostamenti laterali causati dalle faglie compare una macro-piega appoggiata a un accavallamento (AM). La struttura è nettamente rampante verso N (d). Un altro accavallamento identico (PO) le si appoggia sul retro. Questi accavallamenti (linee marcate), immergenti a S e rampanti verso N, sono opposti rispetto alla quasi totalità degli accavallamenti del settore alpino orientale (cfr. Figg. 232b e 235). Sono definiti, rispetto alle strutture più comuni, come *retro-accavallamenti*. In (b) è sintetizzata la deformazione attuale del rilievo. In (c) ed (d) si osserva la progressiva retro-deformazione che riporta il M. Amariana indietro nel tempo di parecchi milioni di anni, nel momento in cui si era appena enucleata la piega ed era ancora lontano l'innescare delle faglie sub-verticali che avrebbero tagliato e spostato la struttura rendendola, a prima vista, indecifrabile.



Tornando all'attuale situazione del settore alpino orientale, le Figg. 232 e 234 evidenziano il raccorciamento subito dall'area friulana durante le ultime decine di milioni d'anni (orogenesi alpina).

Sono riconoscibili i grandi accavallamenti lungo i quali si è realizzato l'intenso affastellamento tettonico. Il motivo di un tale esasperato costipamento di scaglie tettoniche (le "tegole embricate", uno stile di deformazione che è sempre in auge), in gran parte rampanti verso S, è da ricercarsi in profondità. Come nell'esempio della lastra di ghiaccio, così si sono comportate le coperture sedimentarie della placca adriatica che da una ventina di milioni d'anni si muove traslando verso N e NW.

Mentre la porzione di crosta inferiore e mantello si insacca sotto e contro la placca europea la sua copertura non riesce ad essere trascinata in profondità e lentamente si affastella dando origine ad una fitta sequenza di trucioli tettonici di proporzioni immense, ognuno dei quali oggi contiene e ospita montagne, torrenti, vallate e paesi.

Il progressivo raccorciamento tettonico ha generato, come diretta conseguenza, un sollevamento generalizzato del territorio che continua a subire l'incessante modellamento erosivo.

L'erosione, se da un lato smantella le montagne, dall'altro procura sempre nuovi materiali detritici che, trasportati verso e attraverso le pianure e i fondali marini, vanno a formare le future successioni sedimentarie. Queste ultime sono potenzialmente destinate, fra cinque, dieci o forse cento milioni di anni, a risentire gli effetti di una prossima collisione crostale, piegandosi, affastellandosi e forse subendo a loro volta un'impronta metamorfica. Nuove montagne per ricominciare con rinnovate erosioni, trasporti e accumuli sedimentari, l'infinito alternarsi di ruoli sul mobile e imprevedibile palcoscenico crostale del pianeta Terra.

4c) Si forma qui, ma si deforma là

Immaginando di osservare il Friuli dall'alto, magari con l'aiuto di una mappa che simuli l'effetto tridimensionale - ottima a tal proposito si rivela la carta "Friuli Venezia Giulia, 1:150.000" edita dalla Casa Editrice Tabacco - emerge in modo nettissimo la divisione morfologica tra il territorio montuoso e quello di pianura il quale, verso S, prosegue con deboli pendenze oltre la linea di costa sotto il livello del mare.

Mentre sui fondali dell'alto Mare Adriatico e lungo l'attuale pianura negli ultimi milioni di anni si è registrata una pressoché continua deposizione di strati sedimentari (di piana alluvionale, di

delta, costieri e di mare basso) il settore montuoso, al contrario, ha mostrato una tendenza opposta.

Durante lo stesso intervallo di tempo i rilievi alpini e prealpini sono stati sede di diffuse e profonde erosioni causate da una generalizzata (anche se non totale) tendenza al sollevamento (v. Cap. "Il motore degli strani effetti", SD4).

Con questa premessa l'erosione dell'area settentrionale ha fornito i materiali per lo sviluppo della fascia meridionale. A scala locale anche l'area settentrionale ha avuto, e ha tuttora, delle limitate zone di accumulo di sedimenti (v. Capp. "Conoidi di versante", SF-3a e "Delta lacustri e marini", SF-3c). Comunque, nel generale contesto di smantel-

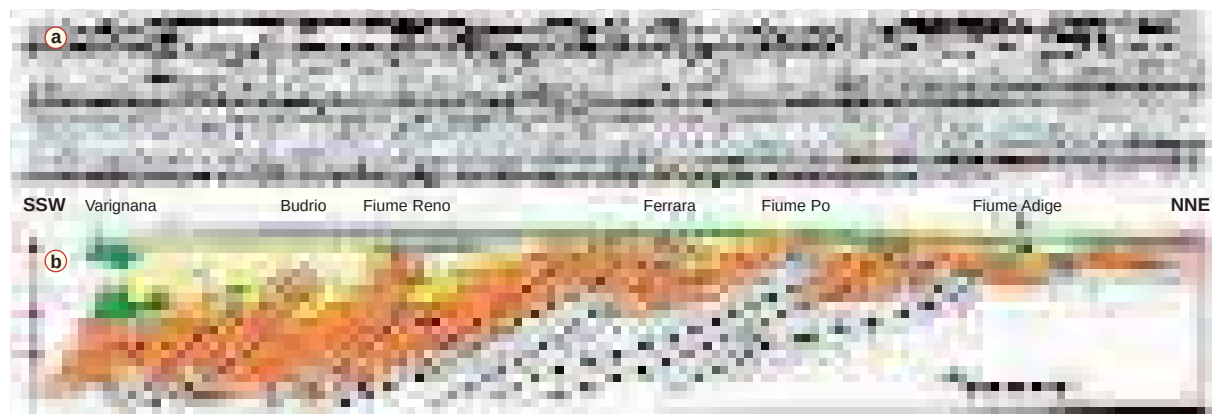


Fig. 237 - La sezione geologica qui raffigurata (b) è basata sui dati di un *profilo sismico* dell'Agip Petroli (a). È stata tarata con i dati dei carotaggi effettuati per la ricerca di idrocarburi. (Da Pieri e Groppi, 1981). Sotto la superficie della Pianura Padana orientale, tra Bologna, Ferrara, il Po e l'Adige si nota una serie di "tegole tettoniche". Sotto la pianura è presente una sorta di propaggine avanzata della catena appenninica! La zona ferrarese (assieme a quella modenese) iniziò a sollevarsi circa 4 Ma fa, affastellandosi in gigantesche, perfette scaglie tettoniche. Sembrò per qualche tempo che quel territorio dovesse comprimersi in maniera ancor più drastica, raccorciandosi e innalzandosi fino alle quote del retrostante Appennino, a quel tempo già ben formato. E invece non accadde più nulla. Dopo i primi sintomi compressivi che lasciavano prevedere risultati tutt'altro che modesti, sopravvenne improvvisa una quiescenza tettonica che dura tuttora. Il fronte compressivo si spostò all'indietro di una quarantina di chilometri, concentrandosi oltre il margine segnato dalla via Emilia, come testimoniano le ricorrenti scosse sismiche dell'Appennino forlivese e bolognese. L'iniziale esuberanza tettonica della zona ferrarese (e modenese) terminò all'improvviso, salvo deboli e sporadiche scosse che proseguono tuttora. Il suo effetto - l'embrione della catena - fu tappato sotto una successione di depositi orizzontali portati dal Po e dai fiumi appenninici. Col tempo fu seppellito e nascosto completamente. Grigio: Mesozoico; arancione: Paleogene-Neogene; gialli: Pliocene medio-sup.; verde chiaro: Quaternario. In verde scuro le Liguri, antiche, enormi, frane sottomarine.

lamento erosivo, sono piccoli accumuli destinati col tempo a sparire, travolti inesorabilmente dalla generalizzata tendenza al sollevamento ancora in atto in questo settore alpino. Dunque, più un territorio si solleva e più è sottoposto, come logica conseguenza, a una marcata erosione.

Se, all'improvviso, questa tendenza si dovesse invertire e il complessivo territorio montuoso friulano cominciasse a registrare un regolare quanto continuo abbassamento, lento e costante, con velocità che ragionevolmente potrebbero raggiungere qualche millimetro all'anno, nel volgere di 2-3 milioni di anni anche dove ora sorgono le Prealpi Carniche e Giulie comincerebbero a depositarsi dei sedimenti sub-orizzontali che colmerebbero man mano le residue valli giungendo, col passare del tempo, a ricoprire persino quelle che erano state le cime dei rilievi.

Rilievi che, oltre ad abbassarsi per la costante subsidenza, continuerebbero anche a subire lo smantellamento erosivo tipico di ogni zona che presenti dislivelli. Fra qualche milione di anni dunque, un ipotetico geologo troverebbe due successioni rocciose completamente differenti a una distanza di poche decine di chilometri una dall'altra.

In cosa consisterebbe la differenza? Nel settore prealpino per alcuni milioni di anni nessuno strato si sarebbe potuto accumulare data la decisa propensione all'erosione piuttosto che alla deposizione; al contrario, a S della congiungente San Daniele-Udine-Cividale, lo stesso intervallo di tempo sarebbe rappresentato da una successione stratificata continua nel tempo.

Sarebbe quindi il riconoscimento della **lacuna** presente nel settore settentrionale (lacuna intesa proprio come mancanza di accumulo di sedimenti) a far comprendere l'evoluzione geologica del

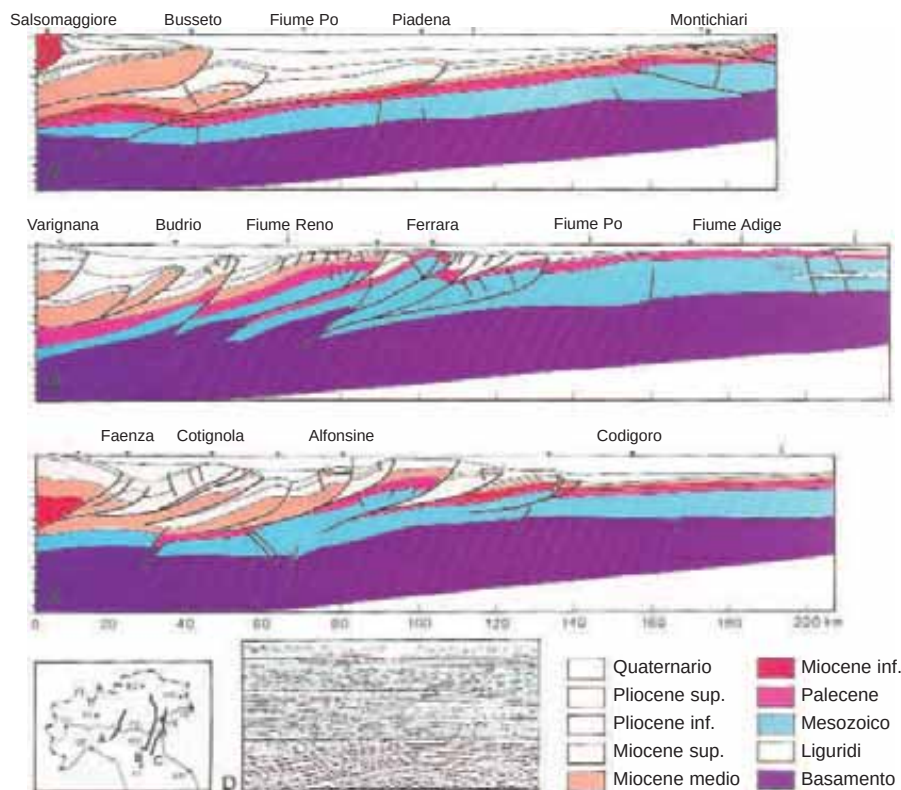


Fig. 238 - Grazie alle *sezioni sismiche* eseguite dall'Agip (Eni) alla fine degli anni '70 è stato possibile ricavare molte "radiografie geologiche" del sottosuolo padano. In questa figura tre significative sezioni sismiche sono state trasformate in *sezioni geologiche*. Si può notare come, sotto uno spessore di depositi fluviali più o meno potente (solo 50 m nei pressi di Ferrara), ci sia un affastellamento delle successioni rocciose tipico delle catene orogenetiche. In effetti queste deformazioni, che hanno dato luogo a una serie di evidenti "tegole tettoniche" rampanti verso NE, sono la parte più avanzata (seppure nascosta) della Catena Appenninica settentrionale. (Da Castellarin et al., 1986, su dati di Pieri e Groppi, 1981).

territorio. In questa ipotetica ricostruzione il settore meridionale avrebbe continuato ad abbassarsi, ricevendo con regolarità gli apporti provenienti dall'estremo N della regione, sotto forma di ghiaie, sabbie e limi. Il settore settentrionale invece avrebbe avuto una storia geologica discontinua: prima si sarebbe sollevato (condizione attuale) poi, interrompendo questa tendenza, avrebbe cominciato ad abbassarsi. Superato un certo livello, avrebbe iniziato, anch'esso, a coprirsi di sedimenti, finendo col trasformarsi in pianura.

L'esempio, fanta-geologico, è stato adattato all'area friulana ipotizzando uno scenario futuro in controtendenza con la generale estensione verso la pianura degli effetti compressivi.

Se però cerchiamo nel vasto panorama geologico italiano una situazione che, in un recente passato, può essersi già evoluta in un modo molto simile a quello ipotizzato, la troveremmo in una zona che dai più è ritenuta impensabile: il cuore della Pianura Padana, proprio dove oggi sorge Ferrara.

Pochi, guardando la piatta pianura emiliano-romagnola compresa tra la via Emilia e il corso del Po, dove gli unici rilievi morfologici sono gli argini artificiali dei fiumi, immaginerebbero che sotto, a profondità di poche decine di metri, esiste l'embrione di una catena montuosa: la porzione più avanzata, piegata e sollevata degli Appennini settentrionali.

Il tutto accadde da 5 a 2 milioni di anni fa quando tra Lugo (BO), Ferrara e Ravenna prese forma una serie di grandi pieghe e accavallamenti che si estendevano, in pianta, per decine e decine di chilometri. A questo evento, che generò dei modesti ma evidenti rilievi, fece seguito un lento sprofondamento del territorio e una contemporanea quiescenza e inattività delle faglie che avevano favorito e accompagnato il corrugamento del complessivo settore. Da 2 milioni di anni a questa parte, una potente successione di sedimenti orizzontali, che oggi culminano con le alluvioni quaternarie del Po, si è sovrapposta a quegli antichi rilievi seppellendoli e mascherandone completamente le antiche strutture (Figg. 237 e 238).

In simili casi le uniche possibilità di individuare queste complesse situazioni geologiche, a volte sepolte a profondità e che possono raggiungere anche parecchi chilometri, sono rappresentate dai dati forniti dai carotaggi di trivellazioni per idrocarburi o ricerche d'acqua, ma soprattutto dai cosiddetti **profili sismici**. Una sorta di radiografia degli ammassi rocciosi (Fig. 237).

I profili sismici si ottengono facendo brillare in superficie una serie di cariche esplosive e registrando con sofisticati strumenti le vibrazioni ritrasmesse verso l'alto dalle successioni stratificate presenti nel sottosuolo. Vibrazioni che, opportunamente decodificate, rappresentano graficamente, con dei segni tracciati su tabulati, la posizione e l'andamento delle successioni rocciose stratificate.

Si potranno così riconoscere pieghe, discordanze tra successioni piegate e strati tabulari che le ricoprono (come nell'esempio riportato), faglie, accavallamenti, ... rivelando situazioni geologiche che altrimenti sarebbero destinate a rimanere sconosciute, sottraendo importanti tasselli alle ricostruzioni evolutive di interi domini crostali.

4d) Ma c'è ancora chi non si scompone

C'è una regione italiana, la Puglia, che dal punto di vista geologico (o sarebbe meglio dire *geodinamico*) riveste un ruolo tutto particolare. È il solo territorio della penisola a non risentire delle compressioni orogenetiche, in questo caso quelle appenniniche. Per il momento almeno. La ragione sta nella sua particolare posizione rispetto al fronte deformato della catena appenninica. Un fronte in progressivo spostamento verso NE ma che, nella propria lenta marcia verso l'Adriatico, non è ancora giunto ad incorporare i territori pugliesi. Anche se, occorre dirlo, sarà solo questione di tempo.

L'assimilazione avverrà nelle prossime decine di milioni di anni, forse anche meno, dato che, con ogni probabilità, nel frattempo nulla si sarà opposto al poderoso moto verso settentrione del blocco africano, meccanismo primario destinato, col tempo, a trasformare i fondali del Mare Mediterraneo (Adriatico compreso) in rilievi, prima sottomarini e poi emersi.

Per il momento comunque - e per noi sarà ancora un lungo e tranquillizzante momento - la Puglia beneficia di una situazione che potrebbe essere definita la proverbiale calma prima della tempesta.

È una regione, la Puglia, collocata appena oltre il margine esterno dell'Appennino centro-meridionale. Da una parte, quella interna, stanno i territori deformati di Campania e Basilicata, la catena appenninica, con i propri accavallamenti, gli affastellamenti di enormi pacchi di rocce in forma di gigantesche "tegole tettoniche".

Dall'altro lato invece si affaccia la Puglia (Fig. 239), con le sue successioni rocciose ancora regolari, pressoché indeformate.

A dire il vero alcune deformazioni sono presenti anche nelle successioni pugliesi, ma si limitano a

sciame di faglie sub-verticali (una delle più importanti è quella, orientata E-W a carattere trascorrente, che lambisce Mattinata e si perde in Adriatico; Fig. 113a). Sono invece assenti gli accavallamenti, tipici e peculiari dei settori crostali superficiali (primi 15 km) altamente deformati.

Le faglie sub-verticali della Puglia sono, nel loro insieme, il blando riflesso dovuto ai movimenti

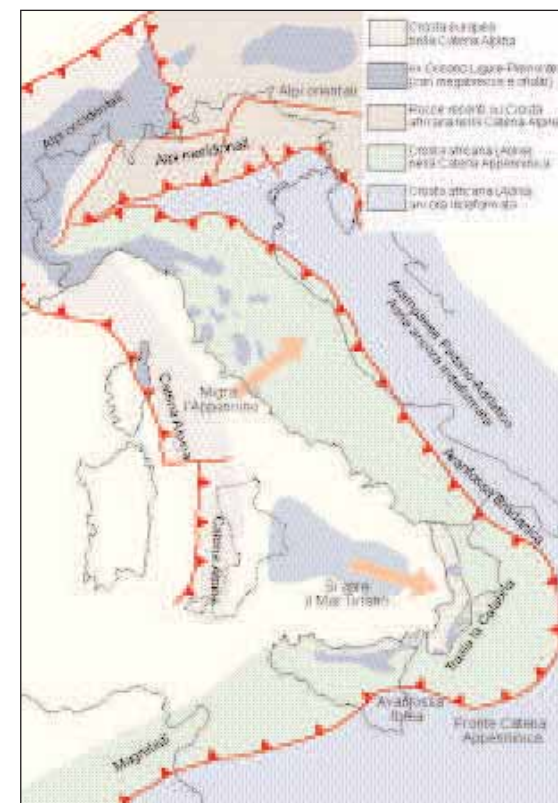
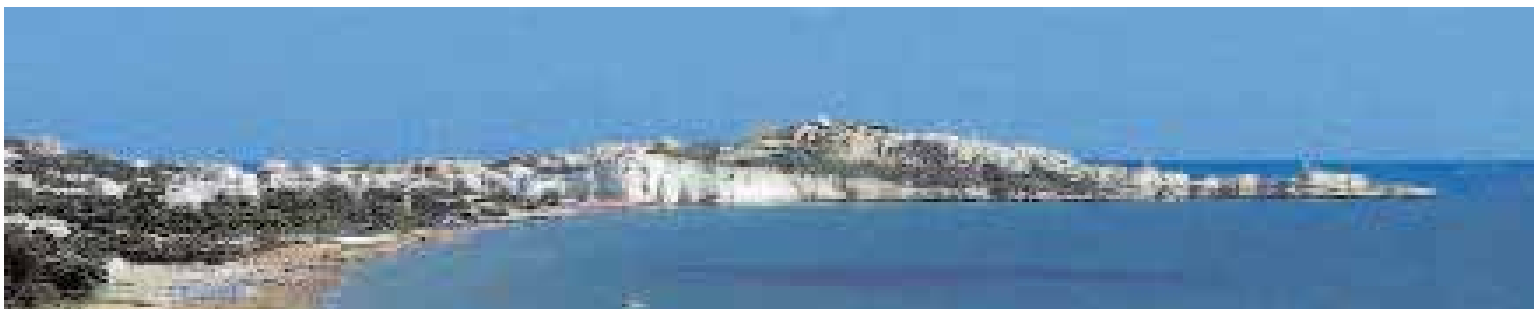


Fig. 239 - Il primo embrione (ancora sottomarino) di Appennino si generò meno di 30 Ma fa; le Alpi occidentali e orientali erano già da tempo rilievi consistenti. Da allora l'Appennino, nella sua avanzata verso NE, ha fagocitato sempre nuovi territori. In futuro ingloberà anche Adriatico e Puglia, per il momento ancora tranquilli. Il loro destino è già scritto: entro 30 Ma i fondali dell'Adriatico compressi emergeranno e la Puglia assomiglierà al Molise.



del vicino margine appenninico campano-lucano, in evidente compressione. Se in effetti osserviamo uno spaccato geologico del territorio pugliese il suo comportamento diventa, anche solo intuitivamente, logico e conseguente.

L'estesa successione rocciosa della Puglia, composta da migliaia di metri di sedimenti calcarei marini di prevalente età mesozoica e, in parte, cenozoica, ha costituito un volume rigido che si è frammentato in giganteschi blocchi, ampi da centinaia a migliaia di km², separati proprio dalle faglie sub-verticali.

Altrettanto giustificati, in questo quadro, appaiono i movimenti reciproci dei vari blocchi, in massima parte verticali, ma anche, localmente, orizzontali, ossia trascorrenti. Nel loro complesso sono il logico effetto della ricerca di un nuovo equilibrio profondo, alterato dal carico crostale del vicino fronte appenninico in avanzamento.

Inoltre, effetti collaterali collegati ai movimenti tettonici verticali degli ultimi milioni d'anni sono anche i frequenti basculamenti (ossia le blande inclinazioni) subiti dai grandi blocchi durante i movimenti reciproci.

Così come si riconoscono, a scala regionale, le grandi faglie sub-verticali e gli evidenti basculamenti, è possibile trovare sul singolo ridotto affioramento roccioso una infinita serie di effetti

minori (micro-faglie, deboli inclinazioni della stratificazione, ...) che replicano e riproducono lo stile deformativo dell'intera regione.

Tutti questi movimenti si stanno verificando in Puglia ormai da alcuni milioni di anni e proseguiranno per molti altri milioni. Poi, progressivamente, l'intero territorio - archivio degli effetti deformativi descritti - sarà letteralmente fagocitato dall'onda orogenetica in progressivo avanzamento. Le testimonianze, oggi così evidenti, di questa fase evolutiva attraversata dalla Puglia negli ultimi milioni di anni, finiranno per essere cancellate, o meglio incorporate e nascoste, dalle ben più intense deformazioni appenniniche. Ma c'è ancora tempo.



Fig. 240 - Vista sul golfo di Vieste, incorniciato dai calcari bianchi del Cretaceo sormontati da calcari più scuri, del Paleogene. La successione rocciosa non presenta le tipiche deformazioni a "tegole tettoniche" che interessano il retrostante Appennino molisano e campano.

Fig. 241 - Zoomata sui caratteristici calcari cretacei, alternati a sottili livelli di selce, che formano il Pizzomunno.

Fig. 242 - Il faraglione Pizzomunno, gioiello della baia di Vieste, capace di offrire il suo profilo migliore dall'antistante Hotel Scialara. Riassume il tipo di deformazioni del settore pugliese: solo faglie sub-verticali e fratture.





Fig. 243 - Particolare della successione rocciosa di età cretacea e paleogenica sulla quale sorge la città vecchia di Vieste (cfr. Fig. 240). Il settore fa parte dell'altopiano del Gargano le cui rocce, per il momento, hanno risentito solo di un iniziale blando inarcamento e del successivo innesco di faglie verticali con movimenti paragonabili a quelli dei... tasti di un pianoforte!

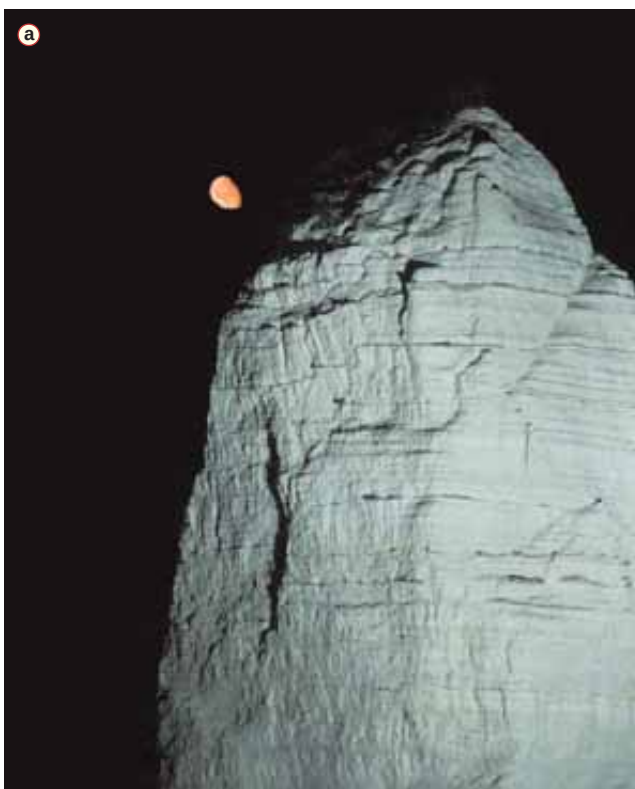


Fig. 244 - Lenti e livelli di selce si intercalano ai calcari bianchi cretacei. Un infinito serbatoio di utensili per chi, oltre mezzo milione di anni fa, abitava questi territori.

Fig. 245 - Pizzomunno in serata di gala (a) e in *versione jeans*. In (b) sono segnate le micro-faglie per facilitare la lettura dei piccoli spostamenti (rigetti) subiti dalla successione rocciosa. Sono movimenti che risalgono a molti milioni di anni fa, dopo la fase di blando inarcamento e sollevamento del Gargano e della complessiva penisola salentina.





Fig. 246 - Altre rocce ancora indisturbate affiorano sull'altro lato dell'Adriatico, nella parte occidentale dell'isola di Corfù (Grecia). Come dietro al Gargano e alla penisola salentina stanno preme-
n-
do le deformazioni appenniniche, così dietro queste rocce, verso oriente, premono le deformazioni della Catena Ellenide. L'Adriatico, con le sue rocce profonde ancora indisturbate, ha i milio-
ni d'anni contati!

SM1 - Una superficie sempre diversa

L'Uomo è portato a considerare il territorio come un insieme di forme statiche e immutabili nel tempo. L'evoluzione del territorio può essere paragonata ad una lunghissima teoria di scalini che, scavati nella roccia, conducono dal fondovalle alla cima di un'alta montagna.

Ogni generazione riesce a salire uno solo di questi infiniti scalini e la vetta continua a sembrare egualmente distante. Uno scalino equivale dunque a qualche scossa sismica, a una serie di piccole o grandi alluvioni, a qualche centinaio di frane concentrate in poche decine di anni. Poca cosa, eppure dopo qualche migliaio di scalini, guardando all'indietro, si scopre di essere distanti dal punto di partenza, di osservare panorami nuovi, di percepire dimensioni diverse.

Scendendo qualche decina di scalini nella storia dei paesaggi montani che frequentiamo ritroveremmo alcuni piccoli laghi naturali ora scomparsi per successivo riempimento o per cedimento degli sbarramenti che li hanno propiziati. Ci apparirebbero crinali di spartiacque con andamenti differenti rispetto agli attuali, osserveremmo alvei di fiumi e torrenti con sviluppi localmente molto differenti dai presenti.

Il confronto tra il passato prossimo - tramandato attraverso carte, schizzi, cronache, oppure riferito oralmente, ma anche desunto dai dati morfologici disseminati lungo il territorio stesso - e l'aspetto attuale di un determinato settore geografico ci fornisce un quadro delle variazioni subite nelle ultime decine di migliaia di anni.

Salendo una montagna si ha l'opportunità di osservare con rara efficacia gli effetti sopra descritti. Dall'alto di una cima tutto appare più chiaro ed evidente. E allora è bello sedersi lassù in

vetta e osservare gli innumerevoli giochi di pieni e vuoti, di crinali e valli, di solchi e creste. E ancor più bello e appassionante diventa interpretare quelle morfologie e da esse decifrare la recente storia geologica del territorio.

In ogni angolo del pianeta non sommerso dalle acque, incessantemente, in modo evidente, rapido e catastrofico, oppure con lentezza quasi esasperante ma che comunque testimonia una costante attività, si realizzano processi fisico-chimici, alcuni distruttivi altri costruttivi. Ad essi sono imputabili erosioni e accumuli, spesso direttamente connessi gli uni con gli altri.

Se un nubifragio colpisce il versante di una montagna le acque erodono le pareti e le sponde di rii e torrenti. Quanto scavato e asportato a monte sarà necessariamente accumulato e stratificato più a valle, quando e dove le acque abbandoneranno il loro carico.

Dunque, in zone differenti, si generano scavi e accumuli, erosioni e depositi. Il risultato più evidente è una modifica della superficie terrestre che si altera incidendosi, spianandosi, modellandosi, oppure colmandosi, livellandosi e riempiendosi.

La cosa più interessante è che le modifiche erosive assumono particolari forme a seconda del tipo di processo fisico che le ha generate. Questo fa sì che le erosioni, riconosciute indagando la storia più recente di un territorio, conducano con sicurezza verso la comprensione dell'evoluzione morfologica subita da quello stesso paesaggio fisico.

È così possibile, nei paesaggi di media e alta montagna, distinguere le erosioni fluviali, caratterizzate da incisioni strette con versanti ripidi, convergenti a V verso il fondovalle, da quelle glaciali, a fondovalle ampio e pareti che si raccordano a U, quasi sempre rivestite da abbondanti detriti.

SM2 - Fiumi e ghiacciai: gli scultori del territorio

La storia della Terra, della sua superficie, è dominata dall'acqua. Acqua per alimentare la vita, per riempire i mari e abbassare le montagne. Acqua per erodere e trasportare, per dissolvere e accumulare.

Acque che scorrono rapide e impetuose lungo vallate e pianure, convogliate nei fiumi e nei torrenti. Oppure che fluiscono lentamente, con velocità nemmeno percepibili, sotto forma di gigantesche lingue ghiacciate. Acque e ghiacci, con il loro carico di detriti smantellati e franati dalle valli più ripide e impervie e ridistribuiti decine o centinaia di chilometri più a valle a formare apparati morenici, pianure immense e delta protesi verso il mare.

Prendere in considerazione il modellamento recente di un territorio montuoso posto sia lungo la fascia alpina e prealpina, sia lungo la dorsale appenninica, significa tenere in debita considerazione non solo l'attività erosiva fluvio-torrentizia ma anche, e necessariamente, la ripercussione delle ripetute espansioni glaciali che negli ultimi due milioni d'anni si sono periodicamente affermate sopra un territorio molto ampio e morfologicamente articolato.

Le vallate alpine registrano in maniera marcata gli effetti dell'ultima epoca glaciale, terminata circa diecimila anni or sono. Di essa restano notevoli testimonianze tanto sotto forma di poderosi modellamenti quanto di spettacolari accumuli.

All'azione dei ghiacciai è seguita quella dei torrenti e dei fiumi che li sostituirono occupando e scavando quelle stesse vallate in precedenza occupate dalle lingue glaciali. Tale azione prosegue tuttora e le antiche valli risentono delle mutate condizioni ambientali incidendosi in profonde gole dove attualmente domina l'erosione, o colmandosi di alluvioni ove prevale il deposito.

Fig. 247 - Veduta aerea del massiccio del Monte Bianco. Al centro della foto si individua un serbatoio glacio-nivale ancora in attività. Produce una lingua glaciale in movimento verso l'osservatore. Morfologie a conca di questo tipo sono definite *circhi glaciali* sulla base della loro caratteristica forma sub-circolare e semisferica, e in ragione del loro modellamento, di chiaro influsso glaciale. Conche simili, in un passato non molto remoto (meno di 20.000 anni), accumulavano e distribuivano verso le quote inferiori quantità di ghiaccio veramente ingenti. (Foto D. Castaldini).



Fig. 248 - La vallata che ospita Livigno (provincia di Sondrio, alta Lombardia) proseguendo verso N, oltre l'abitato, si trasforma in bacino idroelettrico. La valle è di origine glaciale. La sua classica forma a U (versanti in roccia molto ripidi e fondo piatto) è stata in parte mascherata da diffusi depositi detritici, come sempre avviene in presenza di versanti rocciosi molto fratturati e/o disaggregabili. Questi depositi - naturalmente successivi al ritiro dei ghiacci - hanno formato un rivestimento pressoché continuo sotto forma di conoidi di versante coalescenti (v. Cap. "Conoidi di versante", SF-3a)

Alle nostre latitudini l'alternanza di periodi glaciali e climaticamente temperati si susseguì per almeno quattro volte negli ultimi 2,6 milioni di anni e la più recente discesa dei ghiacci modellava e confondeva sempre le morfologie precedenti.

A ogni intervallo glaciale ne seguiva uno denominato interglaciale, caratterizzato da inverni più miti e da estati decisamente più calde che favorivano il regresso e la scomparsa dei ghiacci. La concomitanza delle due condizioni favoriva immancabilmente il rapido ritiro dei ghiacciai che preludeva alla loro pressoché completa scomparsa, conseguente inizio di un nuovo periodo interglaciale. Da quel momento il territorio montano risultava regolato dalla forza erosiva delle acque superficiali rapide e vorticosi che si sostituiva a quella dei ghiacci.

Le incisioni fluvio-torrentizie, i marcati approfondimenti e allargamenti erosivi degli alvei, l'accelerata franosità dei versanti, l'asporto dei prodotti erosi, la loro deposizione negli ampi ventagli detritici dell'alta pianura,... sono fenomeni che trovano la massima intensità di affermazione subito dopo la scomparsa dei ghiacci dai territori montani, per poi decrescere via via nel tempo, con effetti che permangono intensi solo lungo particolari fasce o settori.

La ragione di questa iniziale propensione all'erosione del territorio risiede nella totale mancanza di vegetazione che, nell'immediato periodo post-glaciale, caratterizza sia i fondivalle sia i versanti e le cime dei rilievi. Gli intensi periodi piovosi indotti dalle mutate condizioni climatiche interessano dunque territori che facilmente si sgretolano, si frammentano e alterano sotto l'azione di acque superficiali caratterizzate da scorrimenti non regimati.

La mancanza di alberi d'alto fusto lungo le pendici rocciose non vegetate, e inizialmente di qualsiasi tipo di vegetazione anche solo arbustiva o



Fig. 249 - La Valle di Fleons, al confine fra le province di Udine e Belluno. Durante l'ultima glaciazione (Würm) il suo aspetto poteva ricordare quello dell'attuale conca raffigurata in Fig. 247.

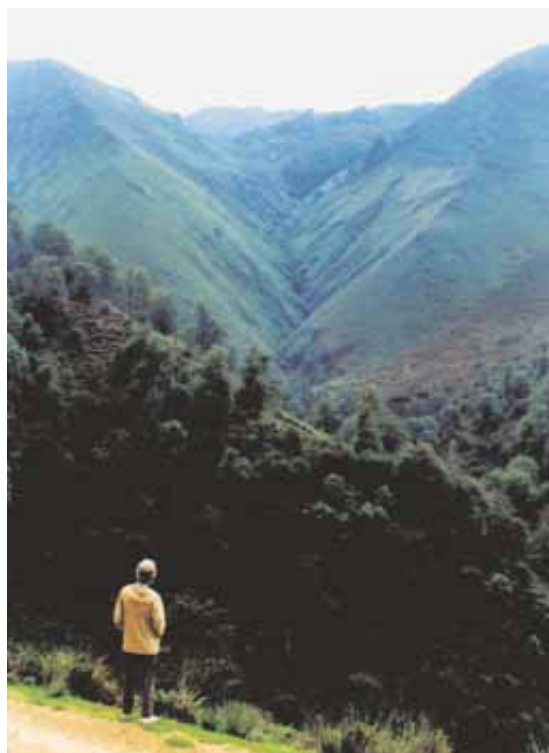


Fig. 250 - Questo splendido esempio di valle fluviale dalla caratteristica sezione a V è visibile nei rilievi delle Asturie (Spagna settentrionale). Il torrente è tuttora in fase di marcato approfondimento erosivo.

erbacea, risulta un doppio incentivo all'erosione: diretto e indiretto al tempo stesso.

Diretto perché l'azione di protezione e sostegno del versante è praticamente assente, indiretto in quanto la presenza di tronchi d'albero divelti e trascinati lungo l'alveo dalle piene torrentizie può creare occasionali barriere trasversali che, bloccando parte dei detriti con un effetto briglia, rallentano la velocità delle acque e di conseguenza limitano, per un certo tempo, le future erosioni spondali.

Gli effetti dell'alternanza degli intervalli glaciali e interglaciali sul territorio può essere paragonata, nei suoi effetti, alle modifiche che potrebbe subire un percorso sportivo che d'inverno viene utilizzato come anello per lo sci di fondo e d'estate è destinato a pista di motocross!

In generale si può ribadire che la demolizione dei rilievi è connessa e influenzata da tre distinte variabili: il clima, il dislivello e i caratteri delle rocce affioranti. Queste ultime possono essere più o meno fratturate, più o meno cementate, possono risultare composizionalmente costituite da aggregati di minerali facilmente o difficilmente alterabili, oppure disgregabili con esasperante lentezza o, altre volte, con impressionante rapidità.

Il clima condiziona le precipitazioni, liquide o solide, l'effetto del gelo e disgelo, la presenza di vegetazione, oppure l'alterazione chimica dei singoli componenti delle rocce. Il dislivello, infine, spesso effetto diretto dei movimenti tettonici, favorisce l'asportazione dei materiali erosi o disgregati e aumenta il potere erosivo delle acque, oltre a causare direttamente il cedimento di pareti e versanti instabili.

Ecco dunque che la stessa causa dell'aumento di altitudine di un territorio diventa al tempo stesso il motivo della sua futura lenta demolizione. Demolizione che un particolare clima può notevolmente accelerare.

2a) Acque per graffiare

Le erosioni causate dalle acque meteoriche, le piogge per intenderci, possono essere sì prodotte da flussi incanalati, quali fiumi, torrenti, rii e ruscelli, ma anche da semplice dilavamento, ossia dall'effetto battente delle precipitazioni stesse.

Questo tipo di erosione si concentra di preferenza su sedimenti sciolti privi di rivestimenti vegetali, come alluvioni o accumuli morenici con prevalenza di componenti fini. Non mancano comunque esempi di dilavamento sviluppati su litologie ben cementate che, tuttavia, presentano una particolare propensione all'erosione meccanica (Fig. 258).

Gli effetti che ne conseguono sono comunque connessi non solo alla facilità che certi sedimenti hanno di essere erosi meccanicamente, ma anche all'inclinazione che possono assumere i versanti rivestiti da tali depositi.

In altre parole, un deposito recente, formato da abbondanti sabbie e fanghi ancora sciolti, ossia non cementati, avrà una propensione nulla a tale tipo di erosione lungo le aree sub-pianeggianti, mentre lo stesso tipo di accumulo mostrerà una tendenza opposta lungo le fasce ripide.



Fig. 251 - La pioggia battente ha generato fitte conche e creste a spese delle marne (depositi finissimi composti da fango calcareo e argilla) di questa caratteristica unità pliocenica chiamata Trubi. Calabria, costa ionica.



Fig. 252 - La pioggia battente disgrega facilmente i depositi non cementati, come nel caso di queste argille che affiorano alle porte di Bologna. Le forme che ne derivano sono chiamate *calanchi*.

Fig. 253 - Effetto ruscellante della pioggia battente sopra un deposito sciolto o debolmente cementato. La scarpata (sagomata alcuni anni prima per costruire la strada) in origine era perfettamente liscia. Periferia di Aiaccio (Corsica).

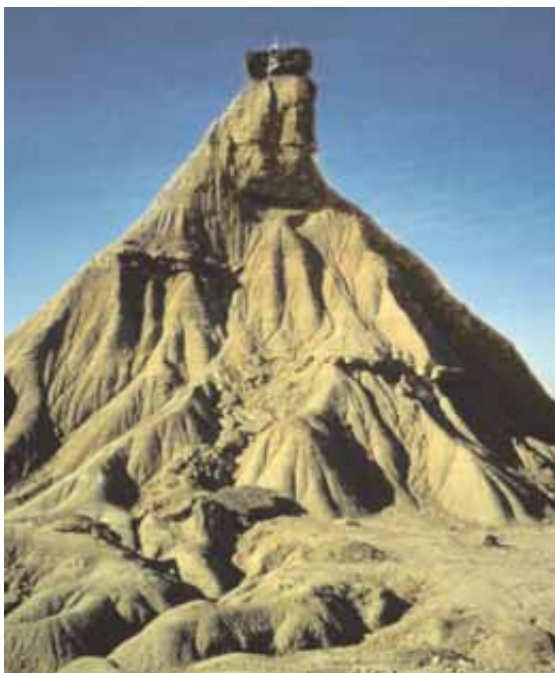


Fig. 254 - L'erosione smantella un rilievo più o meno velocemente a seconda dei tipi di roccia o dei sedimenti che incontra. Le differenze interne di una successione possono determinare effetti selettivi nell'erosione. Il risultato è chiaro in questo affioramento dove alcuni sottili livelli sabbiosi ben cementati, trasformati dunque in areniti (o arenarie che dir si voglia), sporgono rispetto alle prevalenti porzioni sabbiose debolmente cementate, più erodibili. Castel de Tierra, Las Bardenas (Zaragoza, Spagna). (Foto D. Castaldini).



Fig. 255 - I limi, sabbie e rare ghiaie (parte inf. color ocra) esposti lungo la ripida scarpata fluviale sono soggetti alla particolare erosione delle piogge battenti. Le forme d'erosione generano un effetto "esercito di terracotta". I depositi erosi e/o che cadono dalla parete formano al piede piccoli ventagli coalescenti, intermedi tra i conoidi detritici e quelli di deiezione. Fiume Tagliamento, Scarpata di Aonedis, UD.



Fig. 256 - Le rapide incisioni erosive delle acque ruscellanti possono creare forme di indubbio richiamo estetico quali, ad esempio, le *piramidi di terra* (ma sarebbe più giusto chiamarle *obelischi di terra*). Segonzano, in Trentino, è la località classica per questo tipo di morfologie. La piramide della foto, alta una decina di metri, era l'ultima splendida superstite di un gruppo di forme visibili presso Fielis, paese dell'alta Carnia (UD). Resistette fino al 1976 per poi disintegrarsi sotto i colpi del terremoto (e delle alluvioni). Tra i sedimenti che più si prestano a fornire *obelischi di terra* troviamo quelli morenici, capaci di contenere al loro interno blocchi rocciosi di dimensioni notevoli. È proprio la presenza di blocchi rocciosi fuori misura, dispersi in un sedimento sciolto o solo debolmente cementato che riveste un pendio, a favorire il caratteristico processo. La pioggia battente scava progressivamente il deposito sciolto, ma risparmia quello sotto al blocco che funge (come un fungo!) da ombrello.



Fig. 257 - L'effetto erosivo illustrato nella Fig. 256 trova degli equivalenti anche a scala molto ridotta. In questo caso i frammenti di roccia che hanno consentito la formazione di questi micro-*obelischi di terra* non superavano i 2-3 cm di diametro. In questa foto manca decisamente l'effetto spettacolare del fenomeno, ma è percepibile la funzione - sempre identica - dei frammenti "fuori-taglia". Il loro compito è quello di riparare dall'erosione delle piogge battenti il sedimento sottostante. In entrambi gli ammassi detritici delle due figure ci sono frammenti sparsi che hanno dimensioni "eccezionali". Sono loro in grado di tutelare dallo smantellamento rapido i depositi finì presi *sotto* la loro tutela.



Fig. 258 - Questa non è, come potrebbe sembrare, una classica *piramide di terra*. Per due ragioni: non c'è mai stato un "ombrello" sommitale e, particolare ancora più decisivo, l'erosione agisce su strati rocciosi ben cementati (seppure fratturati) e non su depositi sciolti. Dunque fa parte dei *torrioni in roccia*, detti anche *campanili* (o, in lingua friulana, *Lander*). Questo della foto si trova (ancora intatto) nel dirupato anfiteatro franoso del M. di Rivo (cfr. Fig. 290), nelle Alpi Carniche (UD). Supera in altezza i 20 m e ha impiegato alcune migliaia di anni per formarsi. Alla base però c'è sempre l'azione erosiva della pioggia battente, ossia ruscellante.



Fig. 259 - C'è un settore dell'Appennino modenese (Salse di Nirano, MO) in cui, grazie alla continua effusione in superficie di acque clorurato-sodiche miste ad abbondante fango, metano e anidride carbonica, si originano coni d'argilla (a) alti fino a una decina di metri (cfr. Fig. 159). L'apparato qui fotografato è attualmente il più imponente tra i numerosi che costellano l'area, la cui spettacolarità è capace di attrarre ogni anno migliaia di visitatori. Osservandone con cura le strutture in argilla, il sito può diventare un'ottima palestra didattica. Si presta a documentare, su scala ridotta, processi erosivi che normalmente si sviluppano su aree enormi, impiegando tempi di realizzazione che richiedono da parecchie centinaia di migliaia a molti milioni di anni. In (b) si osserva il versante occidentale del cono, caratterizzato da recenti e recentissime colate fangose. Questa porzione dell'apparato è, come si dice in questi casi, in "fase costruttiva", favorita dal giustapporsi delle successive colate.



Fig. 260 - Il lato orientale del cono fangoso da alcune settimane non riceveva più alimentazione, essendosi spostata la *bocca lutivoma*: così si chiama, in modo

corretto, il punto di emissione del fango, ben evidente in Fig. 259b. L'intero versante orientale dell'apparato, ampio alcune centinaia di metri quadrati, ha potuto così registrare gli effetti di un successivo periodo piovoso caratterizzato alcuni giorni di piogge battenti. Il fango, inizialmente seccatosi, ha cominciato col trattenere l'acqua piovana, rammollandosi. L'argilla è impermeabile, ma questo non le impedisce di assorbire acqua. Di lì a poco, l'acqua battente che inizialmente cadeva su una crosta fangosa dura e compatta ha trovato un deposito molle e facilmente asportabile. Lungo il pendio del cono (di tutto il cono!) hanno iniziato a prodursi dei piccolissimi solchi, lì dove il fango veniva asportato dai rivoli d'acqua. Il fenomeno è proseguito con l'acqua ruscellante che tendeva a concentrarsi lungo linee preferenziali. Queste, grazie al maggiore afflusso, hanno sviluppato un incremento dell'erosione. Le occasionali confluenze di piccoli rigagnoli hanno poi dato maggior vigore all'asportazione del fango e, al tempo stesso, hanno creato una gerarchia di drenaggio molto simile a quella fluviale, tipica dei territori a clima temperato-umido delle medie latitudini. Questi effetti erosivi erano inizialmente presenti anche lungo la porzione occidentale del cono. Le più recenti colate fangose li hanno sepolti (senza cancellarli). Basterebbe scavare per ritrovarli intatti!

I terrazzi fluviali

In natura le erosioni producono effetti simili a scale molto differenti. È il caso, ad esempio, dei terrazzi fluviali. Non è raro imbattersi in erosioni “a matrioska” capaci di incidere un sedimento sciolto formando spianate (*terraces*) e ripide incisioni (*scarpace*) in gradini discendenti (Fig. 261).

Spesso le valli solcate da fiumi presentano il fondo modellato in gradoni scavati nei depositi alluvionali. È questo il risultato di rapidi approfondimenti del corso d'acqua principale che si infossa nei detriti ghiaiosi e sabbiosi che aveva accumulato non molto tempo prima.

I vari ordini di terrazzi presenti lungo una vallata montana o una piana alluvionale riflettono una risposta locale del territorio a improvvise alterazioni degli equilibri tra deposizione ed erosione, limitate sia nel tempo che nello spazio.

Più generali diventano le cause del disequilibrio e più gli effetti sono destinati a svilupparsi sopra un territorio più vasto, lasciando tracce marcate e persistenti.

I **terrazzi fluviali** in ambito montano si presentano solitamente sotto forma di due o più ripiani raccordati da ripide scarpate erbose o abbondantemente vegetate. Si possono sviluppare anche per chilometri, con andamento sub-parallelo al corso d'acqua che li ha generati. In certi contesti non superano le poche decine o centinaia di metri e in questo caso sono l'espressione di processi indotti da cause locali e circoscritte (Fig. 262).

Un esempio che bene illustra quest'ultima situazione e fa comprendere il meccanismo che sta alla base anche dei terrazzi più estesi, si poteva trovare una ventina d'anni fa in Carnia, a Paularo, dove il Torrente Chiarsò esce dalla forra scavata nelle rocce paleozoiche e si prepara ad attraversare il paese (Fig. 263).

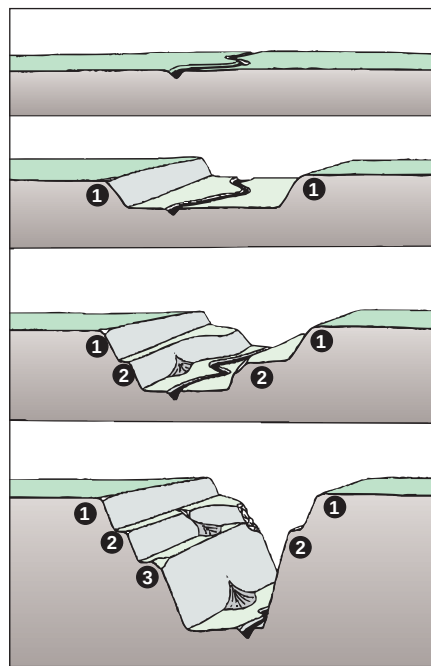


Fig. 261 - Una delle possibili cause di rapido approfondimento di un fiume può essere l'abbassamento del *livello di base* verso il quale scorre (solitamente il livello del mare o, più raramente, di un lago). In altri casi, come spesso accade nei conoidi di deiezione (v. Cap. “Conoidi di deiezione”, SF-3b), si collega a un drastico calo nella disponibilità di detriti da accumulare. Come conseguenza il corso d'acqua inizia ad incidere parte dei propri depositi (il conoide), creando una vallecola con sponde ravvicinate e ripide che non di rado superano i 20 m e più d'altezza. La ragione di questo comportamento erosivo, tra l'altro molto rapido (poche decine di anni) è dovuto alla propensione che ha ogni corso d'acqua, in assenza di apporti consistenti, a formare un *profilo altimetrico* il più possibile regolare. Sovente le incisioni delle proprie alluvioni procedono per progressivi approfondimenti ad impulsi. A ogni scatto si creano delle ripide scarpate che delimitano dei ripiani. Tali ripiani corrispondono ai brandelli relitti del precedente letto di piena e vengono denominati *terrazzi* (distribuiti su più livelli: 1, 2, 3). Le progressive escavazioni (alla ricerca del profilo d'equilibrio perduto) generano vari ordini di terrazzi ai quali è possibile dare una numerazione progressiva partendo - v. figura - dai più antichi, quelli a quote più elevate.

Fig. 262 - Questo micro-conoide (a) è il risultato di tre tappe successive (b): 1) rio in fase di erosione; 2) rio in fase di deposizione (accumulo rapido di ghiaie che danno vita al conoide); 3) rio che, terminata la fase di apporto, scava e micro-terrazza il conoide. Quest'ultima tappa sottolinea la necessità, da parte del rio, di riportare il proprio profilo altimetrico a quell'andamento regolare che precedeva l'anomalia creata dal conoide.



Gli effetti di un'improvvisa alluvione

Era la notte dell'11 settembre 1987. Nell'alta Carnia il Torrente Chiarsò gonfio di acqua trascinava con sé una enorme quantità di detriti e tronchi divelti che, all'ingresso di Paularo, incontrando il primo ponte sul fiume, si bloccarono formando un'improvvisa barriera alta quasi sei metri sul precedente livello delle acque. Nel giro di poche ore contro lo sbarramento si accumulò uno spessore equivalente di ghiaie e sabbie grossolane. Quando il vorticare delle acque si smorzò i nuovi detriti, abbandonati per oltre mezzo chilometro a monte del ponte, avevano sopraelevato l'alveo a tal punto da sommergere arbusti e piante di media grandezza e avvolgere i tronchi degli abeti più alti, marcan-doli con un'impronta che si è mantenuta ricono-scibile a distanza di molti anni da quell'evento.

Il Chiarsò in piena aveva un'elevata capacità di trasporto detritico. Il carico più grossolano era trascinato sul fondo, il più fine portato in sospensione nelle acque rese torbide e limacciose. L'ostacolo causò l'abbandono del carico che saturò il fondo-valle retrostante. Era possibile risalire l'alveo semplicemente scavalcando la spalletta del ponte! Già dopo pochi mesi, però, il paesaggio di quel tratto di valle era nuovamente mutato. Alla fase di trasporto e di deposito aveva fatto seguito quella di scavo, producendo un perfetto terrazzo che la vegetazione, solo dopo alcuni anni, cominciò a rivestire.

Ci si potrebbe chiedere come e perché il torrente, tornato limpido e con una portata idrica normale o addirittura scarsa, abbia potuto scavare a tal punto le sue stesse alluvioni. La risposta è abbastanza semplice.

Ogni corso d'acqua non regimato artificialmente con briglie o altri interventi, tende, con lentezza e regolarità, a sviluppare un percorso (il profilo ideale di un corso d'acqua) con un'inclinazione



Fig. 263 - La foto è stata scattata lungo il corso del T. Chiarsò (Paularo, UD), appena a monte del ponte in muratura che negli anni '80 aveva bloccato un'ingente quantità di detriti fluviali trasportati a valle durante un eccezionale evento di piena (v. testo). Erano trascorsi solo otto mesi dalla piena e già il torrente aveva inciso in profondità le proprie alluvioni (7 m di spessore, una palazzina di due piani) riportando le acque a scorrere alle quote di un tempo. L'approfondimento del profilo si è attuato con una serie di pulsazioni che, tra un'erosione e l'altra, hanno prodotto le piccole spianate (*terrazzi*) documentate nella foto. Oggi la situazione morfologica è ulteriormente mutata, grazie anche un muro spondale in blocchi e cemento costruito lungo la riva in sinistra.

che diventa via via più blanda e impercettibile procedendo dalla sorgente verso la foce. L'andamento di tale profilo ricorda quello della pista da sci collocata davanti al salto dal trampolino. Le pendenze tendono a calare progressivamente verso le zone inferiori, la fine della pista. Quest'ultimo tratto equivale al punto in cui un corso d'acqua sfocia in mare, in un lago, o nel suo collettore.

Se un evento occasionale di piena modifica una parte del profilo del corso innalzando di molti metri l'alveo, come nel caso del nubifragio di Paularo, in breve tempo, settimane o al massimo qualche mese, il corso d'acqua eliminerà l'anomalia, scavandola e asportando parte dei detriti accumulati in eccesso, e dando così forma a un evidente terrazzamento.

Un copione collaudato

Se dai recentissimi terrazzi di Paularo (UD), oggi modificati rispetto alla foto di oltre vent'anni fa (Fig. 263), provaste ad alzare lo sguardo sui versanti vallivi che sovrastano quel medesimo tratto di fondovalle, credo vi stupireste non poco nel riconoscere delle ulteriori morfologie terrazzate (Figg. 264 e 265), familiari sì ma... in formato extra-large.

Le porzioni inferiori dei versanti appaiono sagomate a terrazzi e gradoni, ma in questo caso lo stupore è dato proprio dalle grandi dimensioni e dalla quota raggiunta dai ripiani rispetto al fondovalle. Le ripide scarpate hanno altezze di 20-25 m l'una e i rispettivi terrazzi si estendono per parecchie centinaia di metri, alcuni per chilometri.

La ragione di simili evidenze può essere stata una sola: nell'evoluzione di questa vallata ci sono stati

periodi durante i quali prevaleva - alla grande! - la deposizione e l'accumulo di ghiaie fluviali. Date le proporzioni del terrazzamento e del volume di materiale inciso dall'erosione, quest'ultimo non poteva essersi depositato durante una semplice piena fluviale. La ragione dell'accumulo deve essere stata differente e, soprattutto, deve aver necessitato di tempi molto lunghi. Quanto lunghi? Almeno alcune migliaia di anni, a giudicare dalla quantità di materiale depositato.

Quello che è accaduto una ventina di anni fa sul fondo di questo stesso segmento vallivo (Fig. 266) ci sarà comunque di grande aiuto. Ci rendiamo conto che il criterio per ricostruire l'originaria estensione del più antico e gigantesco deposito di Paularo è il medesimo usato per il ridotto deposi-

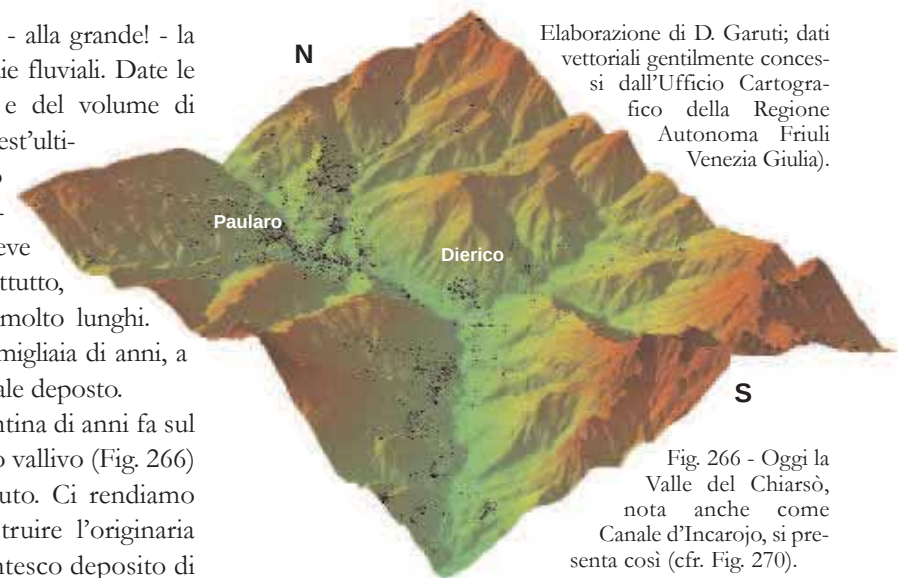


Fig. 264 (a sinistra) - Sullo sfondo si stagliano i Monti Lodin e Zermula, aree di sorgente degli apporti idrici superficiali del T. Chiarsò, capace di convogliare verso Paularo (UD) enormi quantità di detriti. Tra la zona boscata (dove il T. Chiarsò scorre in forra) e il nucleo abitato, si sviluppa un'ampia zona prativa. La gran parte dei prati cela un consistente deposito fluviale, successivamente inciso e terrazzato dalle acque dello stesso T. Chiarsò. La zona, ricca di testimonianze archeologiche, mostra una vocazione all'insediamento sin dal VII sec. a.C., conservando i resti di una importante necropoli a Misincinis, presso Paularo.



Fig. 265 (a destra) - Particolare della foto precedente, con vista da N. Nell'unica zona non edificata si scorge chiara l'evidenza di un approfondimento erosivo d'origine fluviale. È rappresentata dalla ripida *scarpata* che delimita il soprastante *terrazzo* erboso. La borgata di Villamezzo è cresciuta sulle morfologie erosive create dall'approfondimento fluviale del T. Chiarsò. Il corso, negli ultimi 15.000 anni, ha prima accumulato abbondanti depositi e poi li ha parzialmente incisi.

to di piena del fondovalle (Fig. 263). Se uniamo idealmente i ripiani del primo e più alto terrazzo (presenti sugli opposti versanti vallivi) siamo in grado di ricostruire una superficie unica che degrada visibilmente verso S, assecondando il verso di scorrimento del Torrente Chiarsò.

L'ultimo indizio, risolutivo, lo forniscono i diffusi cedimenti superficiali attivi periodicamente lungo le ripide scarpate che delimitano i grandi terrazzi di Paularo (cfr. Fig. 286). Mettono allo scoperto il "contenuto" delimitato dalla "forma": sono ghiaie fluviali con locali orizzonti a blocchi. Abbiamo individuato la presenza di un antico conoide di deiezione (cfr. Cap. "Conoidi di deiezione", SF-3b) la cui superficie correva parecchie decine di metri più in alto rispetto al fondovalle attuale. Lo generava il Torrente Chiarsò con il contributo detritico dei suoi affluenti più ripidi e dissestati.

In geologia la conquista di una certezza spesso genera ulteriori domande. È logico in questo caso chiedersi: quand'era attivo il conoide di Paularo?

Come e perché a un certo istante della sua evoluzione è, per così dire, entrato in crisi, venendo letteralmente divorato (*terrazzamento*) dalle acque di quello stesso Torrente Chiarsò che, fino a poco prima, aveva contribuito a generarlo?

Alla prima domanda si può rispondere con una certa approssimazione, mancando al momento resti fossili sui quali basare delle datazioni (cfr. Cap. “Mezzo miliardo di anni ...ma non li dimostra”, A6). Sicuramente la deposizione avvenne dopo il ritiro dei ghiacci dalla vallata (dunque non oltre i 18.000 anni fa). Come ordine di grandezza potrebbe essere collocata verosimilmente intorno a 10.000 anni or sono.

Per rispondere alla seconda domanda non mancano gli indizi, anche se per intercettarli occorre spostarsi un paio di km a S di Paularo. Ci imbattiamo ancora in terrazzi fluviali e sempre sviluppati a spese di un conoide di deiezione. Questa volta è il Conoide di Dierico (Fig. 267), frazione di Paularo, a risentirne in modo marcato. Anch'esso, alla pari di quello di Paularo, sembra aver vissuto tempi migliori. Il copione difatti si rivela il medesimo. La fase di accumulo (abbondanti ghiaie fluviali) anche nel caso di Dierico dovette durare parecchio.

Lo possiamo dedurre dalle dimensioni che il deposito doveva avere avuto prima della “cannibalizzazione” erosiva che ha portato al vistoso terrazzamento. Questa volta i detriti fluviali erano trasportati e abbandonati dal Rio Mueia, affluente del T. Chiarsò. Anche in questo caso, improvvisamente, la fase di accumulo si è per qualche ragione interrotta e deve essere subentrata una fase di incisione fluviale, di intensità paragonabile a quella che ha generato i grandi terrazzamenti di Paularo (Fig. 265).

Paularo e Dierico sono troppo vicini per non pensare a un'evoluzione comune. Nemmeno il Ten. Colombo a questo punto si sarebbe arreso, e anche



Fig. 267 - Il paese di Dierico, a S di Paularo (UD) lungo il Canale d'Incaroio, è costruito sui resti di un ampio conoide di deiezione che sfociava in un lago trasformandosi in delta. Il deposito si accumulò in tempi piuttosto rapidi grazie a un impetuoso affluente del T. Chiarsò, il Rio Mueia, che riversava i propri detriti ghiaioso-sabbiosi nelle acque del lago. Tutto accadde non oltre 18.000 anni fa, dato che prima di allora i ghiacci coprivano ancora l'intero settore alpino. La ragione della formazione del lago, scomparso ormai da alcune migliaia di anni, fu verosimilmente una frana. Staccandosi dal versante vallivo sinistro (Fig. 271) bloccò i deflussi della vallata. Non si bloccarono solo le acque ma anche i detriti fluviali. Il ventaglio di detriti di Dierico (metà conoide di deiezione e metà delta lacustre) si formò allo sbocco della valle del Rio Mueia in quella del T. Chiarsò. Alcune migliaia di anni dopo il corpo di frana che aveva sbarrato la valle cedette. L'erosione fluviale si propagò rapidamente alle zone a monte, ormai quasi colme di depositi fluvio-deltizio-lacustri. La fase erosiva riportò i profili del T. Chiarsò e del suo affluente Rio Mueia alle quote di un tempo, prossime a quelle odierne. Il risultato fu lo sviluppo di profonde incisioni capaci di distruggere gran parte dei depositi che stavano colmando il lago. Guardando le case di Dierico, disposte su un piano inclinato, si riesce ancora a percepire la forma dell'antico conoide. Un ventaglio di detriti oggi mutilato dalle erosioni, testimoniate dalle ripide scarpate erosive.

noi continueremo a cercare indizi per rispondere alla seconda domanda. Perché tutto questo?

In questi casi il problema si risolve percorrendo due filoni d'indagine: il primo si concentra sulle forme, l'altro sui contenuti. È interessante essere consapevoli che le forme (morfologie) possono essere “positive” o “negative”. Le prime sono il

risultato di una deposizione, di un processo di accumulo. Ad esempio la superficie a ventaglio di un conoide di deiezione (v. Cap. “Conoidi di deiezione”, SF-3b) è una classica “forma positiva”, così come quella di un cordone morenico (v. Cap. “I depositi dei ghiacciai”, SF-2e). Al contrario i terrazzi fluviali, i solchi vallivi, le falesie..., sono



Fig. 268 - La conca di Paularo e Dierico (UD, Alpi Carniche centrali) durante la presenza del paleo-lago si doveva presentare così insediamenti esclusi, naturalmente! (Ricostruzione virtuale K. Discenza).

tutte “forme negative”. Ossia si sono prodotte asportando qualcosa.

I contenuti invece indagano sulla natura e sui caratteri del materiale racchiuso dalle forme (v. Sez. “Tanto per cominciare”, A). E proprio dai contenuti arrivano i nuovi indizi per il settore di Dierico.

Appena a valle dell’abitato, oltre il perimetro a ventaglio dell’originario conoide, si incontrano ben 11 m di sabbie deposte in modo continuo. Strano ritrovamento per un ambiente fluviale montano solitamente dominato da ghiaie e blocchi! Procedendo ancora più a S diventano invece frequenti, fino a diventare prevalenti, i resti di abbondanti fanghi (limi) laminati. Sabbie e fanghi sono visibili lungo i soliti provvidenziali cedimenti e scavi.

Sono evidenze che al geologo suggeriscono indubitabilmente la presenza di un lago. E qui il Ten. Colombo, già sul punto di uscire di scena, tornerebbe sui suoi passi (Paularo e Dierico), dirigendosi risoluto verso il colpevole e inchiodandolo alle proprie responsabilità. Nel nostro caso la prolungata e intensa fase di accumulo di detriti fluviali (e deltizio-lacustri), anomala per un segmento vallivo montano, fu messa in atto da un improvviso bloc-

co dei deflussi, indotto da una frana che sbarrò la vallata qualche km a valle dei due paesi. Ne risultò un locale sollevamento del livello di base che, per alcune migliaia di anni, favorì non solo la vita del lago ma anche e soprattutto la ritenzione di enormi masse di detriti fluvio-torrentizi e lacustri che, sotto forma di conoidi di deiezione passanti a delta-conoidi (cfr. Fig. 142), avanzavano riempiendo l’invaso lacustre (Figg. 268a e 270).

Lo sfondamento dell’ostacolo di frana, alcune migliaia di anni più tardi, avrebbe poi innescato nel tratto a monte le poderose erosioni capaci di riportare il corso del Torrente Chiarsò e quello dei suoi affluenti alle quote alle quali scorrevano prima della formazione del lago e del suo parziale riempimento. Il risultato di questi approfondimenti erosivi ha generato le grandi superfici terrazzate e le consistenti scarpate che li delimitano. Sono tutti elementi morfologici che oggi fanno parte del paesaggio di questo tratto di valle e che con le loro forme particolari hanno propiziato lo sviluppo degli insediamenti antropici e guidato l’uso del territorio.

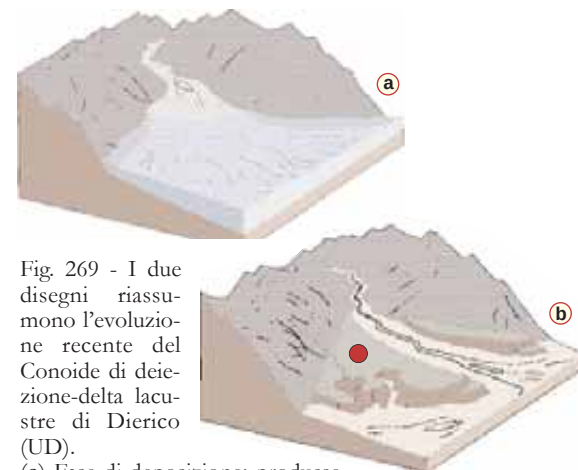
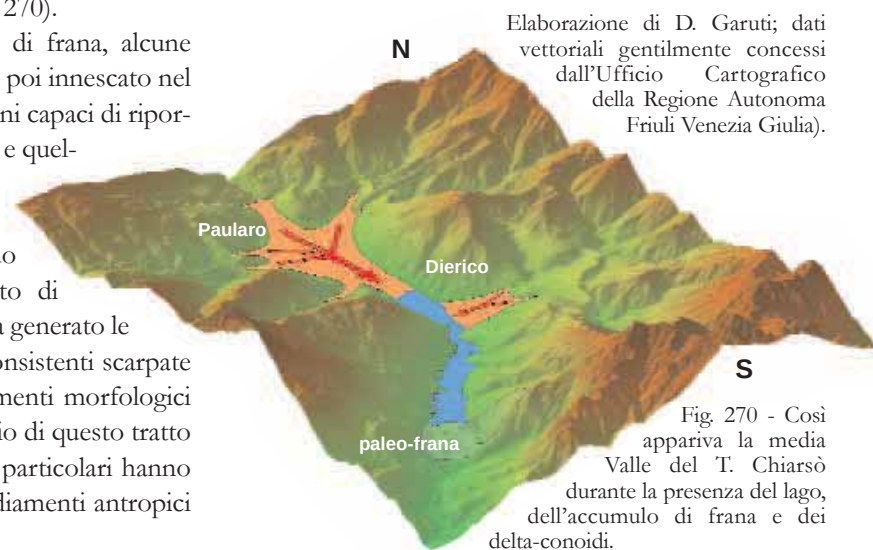


Fig. 269 - I due disegni riassumono l’evoluzione recente del Conoide di deiezione-delta lacustre di Dierico (UD).

(a) Fase di deposizione; produsse un potente ventaglio di detriti torrentizi che sfociava nel lago, causato da un franamento improvviso (collocabile tra 15.000 e 5.000 anni fa).
(b) Fase di erosione fluviale; innescata dal cedimento del corpo di frana, comportò, un abbassamento del locale livello di base innescando una rapida erosione fluviale. Gran parte del Conoide di Dierico fu *cannibalizzato* dall’approfondimento del Rio Mueia da un lato, e dal Torrente Chiarsò dall’altro. I risultati, che oggi tutti possiamo osservare, sono le ripide *scarpate* erosive.



Elaborazione di D. Garuti; dati vettoriali gentilmente concessi dall’Ufficio Cartografico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia).

Fig. 270 - Così appariva la media Valle del T. Chiarsò durante la presenza del lago, dell’accumulo di frana e dei delta-conoidi.

2b) Acqua per sciogliere

Si è già osservato come l'acqua sgretoli la roccia e ne asporti i frammenti convogliandoli e accumulandoli fino a distanze di centinaia di chilometri dal luogo d'origine. Le acque superficiali esplicano dunque un'azione meccanica di asporto e allontanamento del materiale eroso.

Naturalmente le rocce devono essere facilmente aggredibili. Perché questo si verifichi occorre che gli affioramenti rocciosi presentino una marcata fratturazione o che, in alternativa, siano costituiti da sedimenti ancora sciolti, ossia non cementati. Oppure, che siano particolarmente alterabili per aggressione chimica.

Condizioni termiche prossime agli 0°C inibiscono l'alterazione chimica ma sono spesso un formidabile acceleratore dei processi erosivi meccanici. Basti pensare all'acqua di condensa che gela e disgela quotidianamente nelle fratture delle rocce d'alta montagna che in questo modo subiscono una successione di sforzi infinitesimi capaci di sgretolarne costantemente la superficie.

Non si sottovalutino gli effetti delle infinitesime pressioni applicate con metodica continuità. Potrei mostrarvi la sbarra di ferro di una ringhiera che è stata piegata dal fusto di un'edera cresciuto nel ristretto spazio tra la ringhiera e il muro al quale si appoggiava.

In altri casi, con climi caldo-umidi e piovosi, una roccia granitica tende ad alterarsi chimicamente con rapidità. Alcuni dei suoi minerali vengono trasformati in altri (ad esempio i feldspati in minerali argillosi) e la sua superficie si sgretola e desquama, diventando facilmente aggredibile dalle piogge e dal vento. Il processo continua all'infinito distruggendo chilometri cubi di roccia che, sotto forma di particelle infinitesime, di ioni e di granu-

li minerali, sono trasportati lontano e depositi altrove.

Esiste comunque un modo ancora diverso per le acque superficiali di aggredire e scavare le rocce, anche se queste non sono fratturate, si presentano tenacemente cementate e non sono trasformabili chimicamente in altri minerali più facilmente asportabili. Questo ulteriore metodo attraverso il quale l'acqua esprime la sua forza nei

confronti delle rocce su cui scorre è la **dissoluzione**.

Ci sono alcuni tipi di roccia particolarmente sensibili a questo tipo di azione. Tra i più diffusi troviamo i gessi che riescono a dissolversi in quantità che raggiungono i 2 g/litro d'acqua, e i calcari puri che l'acqua piovana, massimamente se arricchita in CO₂, riesce facilmente ad incidere e scavare, anche se con molta lentezza rispetto



Fig. 271 - Allineamenti di doline (forme di dissoluzione carsica) sviluppate a spese di un substrato gessoso, per sua natura facilmente solubile (fino a 2 g/litro). Da notare come le due serie di doline risultino distribuite lungo la stessa direzione. La ragione di questi allineamenti paralleli è dovuta alla presenza di faglie verticali che fungono da superfici drenanti. Richiamando le acque piovane concentrano il loro potenziale di dissoluzione con effetti superficiali facilmente individuabili. Forcella di Liùs, tra Ligosullo e Paularo (UD), Alpi Carniche.

ai gessi, determinando caratteristiche morfologie corrosive.

Entrambi questi tipi di roccia possono dare comunemente luogo alle cosiddette forme carsiche, sviluppate con grotte, cavità, gallerie sotterranee, collegate con la superficie attraverso particolari depressioni a volte facilmente individuabili, come le doline (Fig. 271), oppure tramite stretti inghiottitoi o voragini imbutiformi identificabili con maggiore difficoltà.

Le doline, singole o coalescenti, ossia riunite e fuse in un'unica struttura maggiore, si trovano solitamente concentrate in particolari massicci rocciosi, spesso lontani dai più frequentati percorsi turistici. Camminando in montagna sarà più frequente imbattersi nelle caratteristiche microforme carsiche sviluppate nelle rocce direttamente esposte all'azione delle acque piovane.

Si trovano di preferenza sopra superfici calcaree e creano dei fitti insiemi di solchi e creste con le più disparate forme e andamenti che riescono a dare origine a intrecci esteticamente sorprendenti.

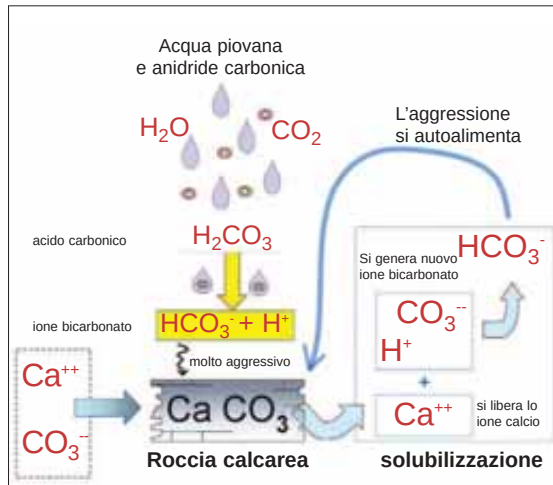


Fig. 272 - Piogge acide su substrati calcarei: reazioni chimiche.

Fig. 273 - Parete calcarea segnata da fitti solchi di dissoluzione carsica (*Karren*). M. Poviz (Alpi Giulie).



Fig. 274 (sotto) - Forme superficiali di dissoluzione carsica che solcano i calcari devoniani della Chialderate, nel massiccio del M. Coglians. X geoday (2009), OdG-FVG.



Fig. 275 - Creste, crepacci e fori carsici (Foto A. D'Andrea).

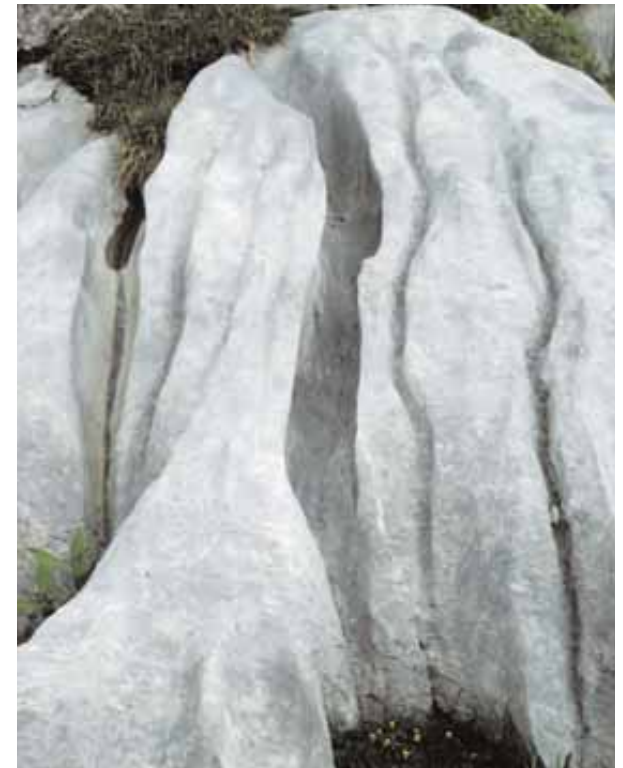


Fig. 276 - Particolare di un profondo solco di dissoluzione carsica.



Fig. 277 - Una roccia con caratteristiche di medio-elevata solubilità è attaccata tanto dalle acque che si infiltrano in profondità lungo fratture e superfici di faglia, quanto, congiuntamente, dalle acque che ne dilavano le superfici esposte. In superficie l'effetto che ne deriva è dato da solchi e incisioni alle scale più varie. Le acque responsabili delle lente ma evidenti dissoluzioni superficiali possono essere le semplici acque piovane, specie se rese più aggressive da CO_2 disciolta in esse, oppure quelle che possono abitualmente circolare tra la superficie in roccia e le masse nevose che la ricoprono. I solchi superficiali tendono a distribuirsi seguendo, ovviamente, i percorsi di massima pendenza. In (d) il reticolo di dissoluzione si è sviluppato nei gessi miocenici (Appennino emiliano) ed è dovuto alle piogge battenti. Le altre immagini (Alpi Carniche) si riferiscono a calcari devoniani.



2c) Acque per cancellare

Il mare è un infinito serbatoio di sedimenti in continua formazione e accumulo. Sedimenti destinati col tempo a trasformarsi nelle rocce più varie. Tra le rocce sedimentarie affioranti più del 90%, in volume complessivo, si è formato in mare.

Ma il mare in senso lato, oltre ad essere uno dei protagonisti e principali artefici del “*si forma*”, riveste un ruolo significativo anche nel “*si modella*”, perlomeno su quella stretta fascia dove periodicamente si concentrano forti energie: la linea di costa.

Si tratta di un “*si modella*” all’insegna di erosioni che, a seconda dei casi, possono essere lente e progressive, oppure rapide e catastrofiche. Questo ultimo caso è tipico delle zone con coste

cosiddette a falesia, ripide pareti di roccia a strapiombo sul mare. Durante le più violente tempeste ogni ondata vi scarica contro un’energia colossale determinando, attraverso periodici crolli, l’arretramento della falesia stessa. Un classico esempio di un simile fenomeno lo forniscono le coste dell’Irlanda e dell’Inghilterra lungo le cui falesie sono stati eccezionalmente misurati arretramenti annui del limite tra la terra e il mare compresi tra 3 e 6 metri!

Naturalmente, in questi casi le coste destinate a subire tali evoluzioni saranno quelle esposte a occidente in quanto, oltre ad essere rocciose e strapiombanti sul mare con altezze fino a qualche centinaia di metri, ricevono in modo diretto l’onda d’urto delle mareggiate associate alle perturbazioni cicloniche che in quel settore si muovono,



Fig. 278 - La forza delle mareggiate si è da poco scaricata sulla falesia rocciosa. Al crollo ha contribuito la presenza di fratture verticali che hanno guidato e accelerato il recente distacco. Peroulades, Corfù NW (Grecia).



Fig. 279 - Ripida falesia localmente intaccata alla base dalla forza delle mareggiate, capaci di generare cavità che col tempo generano zone di debolezza nella parte più esterna della parete. Peroulades, Corfù NW (Grecia).

per l'appunto, da NW verso SE.

Esempi di evoluzioni simili lungo le coste rocciose italiane non ne esistono, date le caratteristiche dei mari che le lambiscono: mari interni, non dotati di quella forza distruttiva che può generarsi solo lungo le falesie che guardano verso l’oceano.

Al contrario i modellamenti erosivi lenti e progressivi sono diffusi e riguardano perlopiù rive sabbiose che da un anno all’altro risentono di arretramenti, evidenti anche agli osservatori più superficiali.

In molti settori a tali micro-erosioni corrispondono ritiri annui dell’intera linea di riva stimabili in un metro o poco meno. Preso come singolo effetto stagionale un metro di spiaggia in meno risulta poca cosa. Eppure proviamo a tornare 15 anni



dopo su quella stessa linea di riva, magari della Romagna o della Versilia o di Lignano Sabbiadoro, sapendo che la tendenza all'erosione è proseguita con quello stesso “trascurabile” ritmo. Inutile sottolineare i danni economici che possono derivarne.

Occorre chiarire un punto fondamentale: non è l'onda in arrivo contro la spiaggia a determinarne l'erosione progressiva ma l'acqua di quella stessa onda quando rifluisce verso il largo. Quando una serie di onde particolarmente violente risale la battigia e invade la spiaggia, una piccola parte di quell'acqua si infila nei pori tra granulo e granulo saturando il sedimento e facilitandone la rimozione, mentre il grosso volume dell'onda viene richiamato verso il largo dal riflusso. Lungo il breve percorso di trasferimento lungo la battigia, verso il mare, l'acqua si incanala e concentra in percorsi subacquei che ne accrescono la velocità (cfr. Fig. 64).

In tal modo aumenta la capacità erosiva a spese di sedimenti intrinseci d'acqua e perciò dotati di attriti interni (i freni reciproci fra granulo e granulo) molto ridotti. Si potrebbe obiettare che tanto un riflusso d'onda asporta i granuli sabbiosi dalla zona del bagnasciuga quanto il successivo flusso li rispinge verso riva. Intuitivamente sembra che le due opposte energie debbano bilanciarsi eguagliando i

Fig. 280 - Tipico aspetto della costa adriatica a S. Benedetto del Tronto (AP) (a) e a Torre Pedrera (RN) (b). Dove le coste sono basse e sabbiose la caratteristica regimazione a *barriere frangiflutti*, formate da blocchi di calcare giustapposti e incastrati senza ancoraggi, ha dato ottimi risultati favorevoli al progressivo ampliamento della spiaggia verso mare. La funzione di strutture di questo tipo, collocate in serie e disposte obliquamente alla costa, è quella di scaricare su di esse la forza delle mareggiate, annullando l'erosione costiera. Tali barriere difatti creano, tra esse e la riva, una zona a bassa energia in cui le onde delle mareggiate arrivano sì, ma ormai prive di forza. In tal modo l'asporto di sabbia dal fondo è totalmente inibito. Al contrario, è favorito l'accumulo, con sabbia che dal largo, durante le stesse mareggiate, passa attraverso i ridotti spazi tra le singole barriere ma, mancando un forte riflusso (zona di bassa energia), resta intrappolata ampliando col tempo la zona emersa balneabile. Questo tipo di regimazione costiera, sempre più utilizzata, efficace, contenuta nei costi, apparentemente perfetta, nasconde però un'insidia. Nel tratto di costa appena successivo all'ultima barriera della serie si innescano erosioni violente e poderose che non è possibile controllare se non... estendendo anche a quelle zone le *barriere frangiflutti*. Ecco perché ormai questo tipo di regimazione è diventata sempre più estesa! Per rendersene conto basta osservare con *Google Earth* le coste romagnole e marchigiane.



valori di erosione e accumulo. Nella realtà invece non è così e le spiagge in rapido arretramento erosivo ne sono la diretta testimonianza.

Per risolvere l'apparente contraddizione bisogna, come sempre, osservare i dati che la natura stessa ci offre e capire quali sono le variabili da prendere in considerazione per risolvere il problema. Quale

scelta migliore che raggiungere una spiaggia, magari d'autunno, durante le prime mareggiate della stagione fredda, e lì sulla riva del mare cominciare ad osservare. Ci siamo: di fronte a noi un treno d'onde generato da una burrasca al largo colpisce con metodica frequenza la riva sabbiosa.

La prima cosa da notare è che i vari fronti d'on-

da, tutti paralleli tra loro, non lo sono mai rispetto alla riva, ma la raggiungono obliquamente. Ce ne rendiamo conto perché la schiuma che sottolinea e individua il frangente (il quale marca il punto dove l'onda si ribalta su se stessa a causa degli attriti sviluppati lungo il fondale ormai prossimo alla superficie) non si genera nello stesso istante lungo tutti i punti della costa. L'incidenza obliqua, con angoli non elevati, è la norma; le onde generate dai venti legati alle perturbazioni periodiche hanno sempre la stessa direzione media e questa è la prima importante considerazione.

La seconda riguarda gli effetti che i fronti d'onda obliqui inducono sui granuli della battigia. Effetti connessi al flusso e al riflusso, effetti di apporto e asporto. I granuli mossi durante il flusso (ricordiamo la sua incidenza obliqua) sono spostati verso riva e la risalgono di sbieco con una componente di spostamento orizzontale, mentre durante il riflusso tornano al mare perpendicolarmente rispetto alla riva. Onda dopo onda dunque i granuli non solo oscillano avvicinandosi e allontanandosi dalla linea di costa ma anche, e soprattutto, spostandosi lungo essa, lateralmente, con un complessivo movimento a denti di sega.

Di fronte a noi le onde continuano ad insistere con forza sulla battigia. Se potessimo versare in mare, nella zona dei frangenti presso la riva, un milione di piccole biglie colorate riusciremmo a visualizzare con precisione gli spostamenti indotti dal moto ondoso. In mancanza di biglie colorate in quantità smodate, ci accontentiamo di quanto offerto, tentando di seguire le evoluzioni di un gruppo di granuli continuamente trasferiti oltre e rimpiazzati da nuove particelle.

Granuli che sono lentamente asportati da porzioni di spiaggia sempre più interne se all'inizio di tutta la catena di movimenti reciproci manca

Fig. 281 - Una classica barriera foranea in grado di smorzare la forza delle mareggiate utilizzando i *tetrapodi*, forme in calcestruzzo (alte 1,5 m) che si incastrano efficacemente l'una nell'altra.



una sorgente di continuo approvvigionamento sabbioso: un delta fluviale in grado di rimpiazzare continuamente i granuli sottratti.

È per evitare questo tipo di erosioni che spesso, nei settori balneari più esposti alle progressive asportazioni di sabbie, sono stati deposti in mare dei massi incastrati a secco, impropriamente definiti "scogliere". Sono organizzati in file semisommerse, con funzione di frangiflutti (Fig. 280). Con opere simili la violenza delle mareggiate non si scarica più lungo la battigia ma esternamente ad essa, in mare, contro le file dei blocchi di roccia.

Progettando adeguatamente le opere frangiflutti, ossia tenendo in debito conto l'orientamento e la lunghezza che dovranno avere i singoli elementi che di norma vengono posizionati in mare a un centinaio di metri dalla linea di riva, è possibile non solo ottenere un'interruzione dell'erosione ma, anzi, innescare un'inversione di tendenza.

Con il passare degli anni tra riva e frangiflutti si potrà osservare la formazione di nuova spiaggia delimitata da una serie di linee di riva conformate a semicerchio. Le ragioni della rapida deposizione e della forma acquisita dalla nuova battigia vanno cer-

cate tanto nella rifrazione che subiscono le onde abbattendosi sulle parti laterali dei singoli frangiflutti, quanto nella progressiva perdita di potenza delle stesse onde che, conseguentemente, abbandonano sul retro delle file di blocchi le sabbie che trascinano con sé. Dato che il fattore innescante l'erosione non è, come osservato, l'onda che si infrange sulla battigia o che invade la spiaggia, quanto la voracità del riflusso di quella stessa onda, ecco che una barriera frangiflutti crea tra sé e la battigia una zona a bassa energia dove le onde giungono molto smorzate. All'interno di questa fascia protetta, oltre ad essere favorito l'abbandono dei granuli fin a quel punto trasportati, risultano anche completamente annullati i tanto temuti riflussi.

Queste soluzioni sono state impiegate con ottimi risultati locali pure se, come spesso accade, anche in un tale tipo di regimazione del territorio è presente un risvolto negativo. Si è osservato che comunemente una costa sabbiosa regolata per un tratto con opere frangiflutti subisce un'erosione amplificata nei territori sottocorrenti: barriere improvvisamente terminano.

Sono stati sommariamente presi in considerazione

ne gli effetti delle erosioni attive lungo le coste sabbiose e ne sono stati citati i rimedi rappresentati da *barriere frangiflutti* a blocchi rocciosi opportunamente scelti come litologie, forme, dimensioni e distribuzione. Si sono sommariamente valutate le cause di tali erosioni, da ricercarsi nei riflussi delle onde.

Ancora però non si è accennato al movente, alla ragione prima, che negli ultimi 70 anni ha innescato in gran parte dei litorali sabbiosi italiani (e non) vistosi arretramenti di linee di riva sabbiose che fino ad allora erano rimaste quasi in equilibrio.

Cosa può essere accaduto, oltre mezzo secolo fa, di tanto importante, o meglio di tanto catastrofico, da produrre ovunque generalizzate erosioni delle coste sabbiose?

Affrontiamo la risposta ricordando da dove provengono le sabbie che formano le spiagge dei nostri litorali (v. Cap. "Sabbie e spiagge", A13). Queste sono formate in massima parte da granuli smantellati dalle rocce dei rilievi montuosi, convogliati da torrente e fiumi fino a delta ed estuari, e da lì distribuiti lungo le coste ad alimentare le spiagge attraverso le onde e le correnti lungo costa.

Se si cerca di bloccare, in qualsiasi modo, questo continuo approvvigionamento di particelle, grandi e piccole, erose dai rilievi e condotte verso il mare dalle acque di superficie, sarà profondamente alterato quell'equilibrio che consente alle coste sabbiose di mantenersi stabili o addirittura di progredire verso il mare. L'equilibrio verrà spezzato e col tempo comincerà a prevalere l'erosione e, di fatto, l'arretramento progressivo e tanto temuto della linea di riva. Ma cosa può, a cominciare da oltre mezzo secolo fa, aver causato la sensibile diminuzione dei detriti fini che giungono ai delta e sono poi distribuiti dal mare lungo le fasce costiere? La risposta è duplice: la creazione di invasi idroelettri-

ci e la capillare regimazione dei corsi d'acqua.

La prima causa genera un effetto immediatamente percepibile. È stato il caso delle grandi dighe fluviali realizzate nella seconda metà del secolo scorso. Si provi ora a inserire nei torrenti di montagna una briglia (priva di fori, come le costruivano prima degli anni '70) ogni 100-200 m di corso o meno; si difendano dall'erosione le sponde di quegli stessi torrenti rivestendone in certi casi il fondo con lastre di roccia compatta e organizzando perfette coperture vegetali lungo le sponde naturali più ripide che potrebbero altrimenti franare negli alvei.

Si predisponga tutto questo e alla fine diminuirà drasticamente l'erosione nelle zone montane. Risultato questo spesso necessario, anzi indispensabile, per stabilizzare e mettere in sicurezza totale un territorio abitato e utilizzato dall'Uomo.

Ma se nelle aree montane diminuisce l'erosione, nelle fasce costiere si realizza quello che in gergo tecnico viene indicato come un *mancato ripascimento dei litorali*, ossia una carenza di materia prima: la sabbia. In altre parole se un treno parte vuoto da una stazione è impensabile che alla successiva scendano dei passeggeri.

Tutto questo insegna che quasi sempre l'intervento sul territorio, effettuato al fine di correggerne un aspetto o una tendenza, provoca una serie di

ripercussioni, anche in aree molto distanti e differenti tra loro, che rischiano di alterare gli equilibri fisici di ambienti molto vasti. Spesso comunque non si può fare a meno di intervenire, e tutto questo implica ulteriori correzioni e modifiche a catena, per poter vivere meglio e, in una parola, più tutelati e protetti.

Un'altra causa alla base dei recenti arretramenti (attivi sempre negli ultimi 70 anni) registrati dalle linee di costa delle zone balneari deve essere cercata nella rapida urbanizzazione dei litorali. Per uno sviluppo turistico ottimale, i piani urbanistici delle cittadine balneari hanno, logicamente, privilegiato la valorizzazione della fascia prospiciente al mare, dotandola di servizi fissi (alberghi fronte mare, viabilità lungomare, insediamenti di ristoro, cabine e lidi con attrezzature fisse,...) spianando ed eliminando fisicamente un elemento morfologico naturale che, ovunque, lungo tutti gli arenili, costituiva un serbatoio locale di materiale sabbioso che il vento contribuiva ad alimentare e accrescere e le mareggiate, periodicamente, a ridistribuire sotto costa (cfr. Fig. 90).

Questa scorta perpetua (se non asportata!) è data dalle dune eoliche, organizzate in sistemi di dune prospicienti alla linea di riva sabbiosa e disposti parallelamente ad essa. Al giorno d'oggi, lungo le coste urbanizzate, sopravvivono nei rari tratti di cosiddetta spiaggia libera (Fig. 282).



Fig. 282 - Dune costiere. Anche in Italia, prima dello sviluppo turistico dei centri balneari, erano un carattere peculiare di tutte le coste sabbiose. Spiaggia di Issos. Corfù W (Grecia).

1500 anni per cancellare un delta

Esiste in Friuli un luogo dove è possibile percepire come l'azione del mare, non interrotta né rallentata dall'intervento antropico, può modellare una costa sabbiosa stravolgendone radicalmente l'aspetto. È stata un'azione erosiva, lenta e continua, che dura ormai da oltre un millennio e mezzo. È stata capace di trasformare radicalmente un intero settore costiero: l'attuale laguna di Grado, affacciata sull'Adriatico in provincia di Gorizia.

Per comprendere l'entità dei mutamenti subiti da questo settore occorre procedere a ritroso nel tempo di oltre 1.500 anni, immaginando di sorvolare la Bassa Friulana di quel tempo, provenendo da Venezia e muovendosi verso il confine sloveno. Non sarà particolarmente difficile.

Ci troviamo adesso proiettati nel V secolo d.C. Siamo a bordo di un aerostato, sulla verticale dei luoghi dove sorgeranno Bibione e Lignano Sabbiadoro. Sotto di noi ancora il mare aperto. Il delta del Tagliamento è un paio di chilometri più arretrato rispetto all'odierna posizione, ma la sua tipica forma cuspidata risulta già ben sviluppata. La ragione della sua caratteristica forma è dovuta alla costante e regolare distribuzione, ai due lati del delta, delle sabbie e dei limi abbandonati alla foce. Tutto ciò avviene ad opera delle onde e delle correnti marine.

Abbiamo il tempo di osservare bene il delta dall'alto. È caratterizzato da un confine netto tra mare e spiaggia, a differenza di quanto si osserva nelle attigue zone lagunari visibili verso oriente, punteggiate di lame d'acqua e di secche che una vegetazione salmastra riveste a tratti e colora. Poi, ancora più a Est, riusciamo a scorgere Aquileia. Un'imponente basilica, a noi del tutto sconosciuta, fa da fulcro a una metropoli di quasi 200.000 abitanti, seconda per importanza solo a Roma. La sorvoliamo più volte, ammirati, destando a nostra volta una sorta di terrore che si impadronisce di molti che, come punti impazziti, seguiamo a vista mentre scompaiono

sotto i portici e dentro agli edifici. Non sarà facile per loro dimenticarci e forse, spulciando tra le cronache del tempo, potremmo - a distanza di 15 secoli - ritrovare qualche testimonianza interessante!

Da Aquileia, guardando verso Sud, si presenta ora una situazione imprevista e insolita. Adesso siamo noi a stupirci (anche se siamo ben lontani dall'atterrirci!). Sotto di noi dovremmo trovare quella che, 1.500 anni dopo, diventerà nota come la Laguna di Grado. Invece, non riusciamo nemmeno a riconoscere quei luoghi. Né lo potremmo, dato che l'intero spazio della futura laguna, è occupato da un ampio delta, gemello di quello del Fiume Tagliamento. Le terre di questo imprevisto grande apparato deltizio sono punteggiate da basse costruzioni in blocchi di pietra e mattoni.

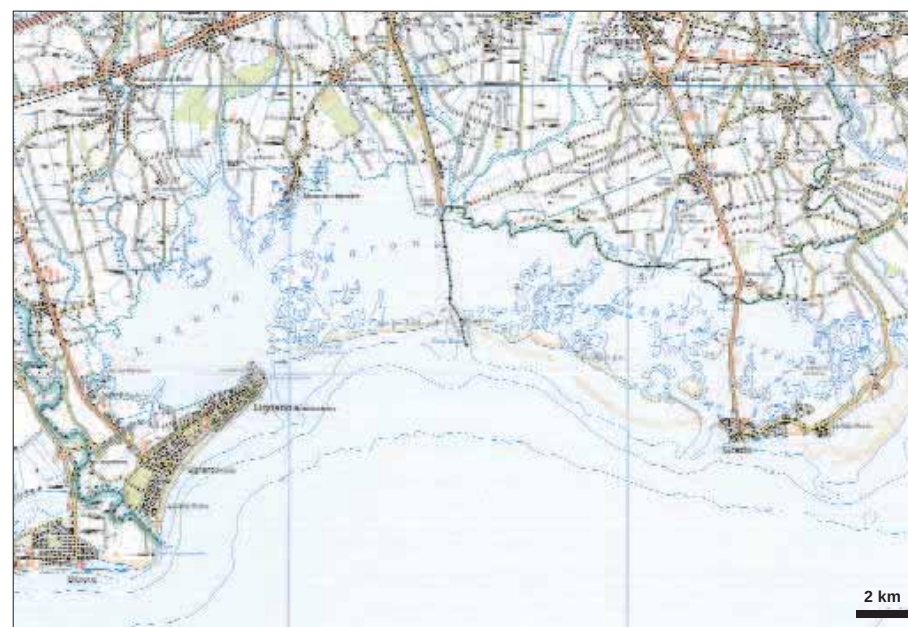
Scorgiamo, tra la vegetazione, una via principale, lastricata, e una rete di sentieri minori che si perdono tra i cortili. Più in là, tra modesti terrapieni che ne delimitano il corso, corre il fiume responsabile primo del nostro

stupore. Sorpresi dall'inaspettata novità cerchiamo di individuare, dall'alto della nostra posizione di osservatori privilegiati, l'origine di quel fiume che, ricco di acque, ha potuto dare forma a un delta così evidente, sfociando in mare addirittura molto più a Sud del banco di sabbia sul quale molti secoli più tardi sarebbe sorta l'odierna Grado.

Il problema ci incuriosisce e la ricerca della soluzione ci stimola. Cambiamo rotta. Si vola verso settentrione ora, verso le Prealpi Giulie, all'individuazione di quel fiume del quale, dall'alto, possiamo agevolmente seguire il corso a ritroso. È un corso d'acqua che ci diventa familiare solo dopo aver percorso qualche decina di chilometri verso Nord, quando ci accorgiamo che il suo alveo lambisce Udine, anzi la latina Utinum, a quel tempo ancora nemmeno assunta agli onori delle cronache.

La città si limita ad una manciata di piccole costruzioni distribuite a ridosso e sopra un piccolo rilievo del terreno che si staglia isolato in mezzo alla vasta pianura.

Fig. 283 - Morfologia costiera della Laguna di Grado e Marano, Mare Adriatico settentrionale. Tramite il confronto tra la forma di un delta attivo - quello del Fiume Tagliamento, tra Lignano (UD) e Bibione (VE) - e i resti di un delta non più alimentato da ormai 1500 anni - quello di Grado - si comprende come, col trascorrere dei secoli, le onde e le correnti marine possono riappropriarsi dei depositi deltizi (sabbie e limi), ridistribuendoli sui bassi fondali e cancellando gli antichi territori costieri emersi.



Pianura che risulta solcata da una via di transito ben frequentata e rettilinea, perfettamente percepibile. Porta a Nord, verso gli aspri monti della Carnia, e da lì, anche per il valico di Monte Croce Carnico, al Norico.

Siamo ancora sopra Udine, dove riconosciamo senza indecisione il Torrente Torre. Sono sue le acque che, scorrendo dalle sorgenti dei Musi verso Sud, oltrepassano Udine e, unitesi a quelle del Natisone, quaranta chilometri dopo lambiscono, col nome di Natissa, la futura

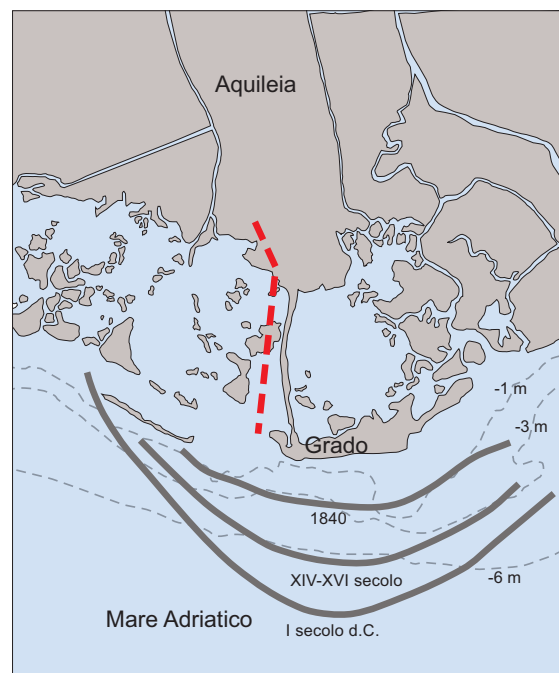


Fig. 284 - Laguna di Grado (GO). L'ubicazione dei reperti archeologici romani e paleo-cristiani, le strade e le fonti storiche (carte geografiche) hanno consentito la ricostruzione dell'antico delta di Grado. Era alimentato dai trasporti congiunti del T. Torre e del F. Natisone, a quei tempi confluenti e sfocianti in mare, come corso unico, dopo aver attraversato la città di Aquileia. La progressiva riduzione d'ampiezza dell'apparato deltizio fu causata da una deviazione fluviale (v. testo), da una generale tendenza alla *subsidenza* (abbassamento) del territorio e dal conseguente prevalere della forza distruttiva del mare. (Da De Grassi, 1950 e Brambati, 1975; ridis.).

Grado. Sono acque capaci di scaricare nell'Adriatico parte delle Prealpi, dopo averle sezionate, incise, sgretolate, frammentate e infine trasportate e ricomposte a modo loro, come un gigantesco mosaico dal disegno sempre nuovo, nella successione di strati deltizi che affondano e si diffondono in mare.

La nostra trasvolata, fantastica ma realistica, è finita. Adesso abbiamo il prologo e l'epilogo di una storia che dobbiamo ricostruire. Nella zona di Grado abbiamo trovato un fiume del quale ora si sono perse le tracce. Dove prima si espandeva un delta ora esiste il mare. Un mare oggi punteggiato di secche e di lagune profonde al massimo mezzo metro. Deve esistere un particolare che per il momento ci sfugge. Un evento, un processo, un fenomeno ben preciso che da un certo istante in poi ha fatto precipitare le cose.

Perché il delta di Lignano e Bibione ha continuato a sopravvivere, anzi a espandersi costantemente verso mare, mentre quello di Grado è finito così miseramente? Una carta geografica attuale potrebbe forse aiutarci a capire.

E troviamo infine la soluzione! Oggi il Torrente Torre, unito come oltre 1500 anni fa alle acque del Fiume Natisone, non sfocia più nel Mare Adriatico attraversando Aquileia, ma confluisce direttamente nel Fiume Isonzo. Era questo l'evento anomalo che tanto cercavamo: la deviazione improvvisa e irreversibile del corso del Torrente Torre, qualsiasi possa essere stata la causa che l'ha provocata (certamente una piena fluviale con tracimazione).

A tal proposito, la tradizione (non la realtà...) narra che fu Attila circa 1.500 anni fa, nel 452 d.C., a procurarne la diversione, al fine di portare a compimento l'assedio di Aquileia.

Come ovvia conseguenza, al corrispondente delta di Grado fu sottratta ogni futura alimentazione. Da quel momento in poi, le sabbie, i limi e

le subordinate ghiaie del Torre e del Natisone furono consegnate all'Isonzo e da lì convogliate al rispettivo delta. Delta che, affiancato da tempo a quello di Grado, già spartiva gli spazi angusti dell'alta costa adriatica contendendosi la supremazia sabbiosa.

Da questo momento sarebbe rimasto l'unico e indiscusso protagonista di quello spazio di conquista, ritagliato tra Tagliamento e Timavo.

Sarebbe stato sufficiente attendere. Pazientemente. Il delta di Grado sarebbe sparito da solo. Sarebbe bastata l'avidità delle mareggiate alla perenne ricerca di granuli da ridistribuire lungo costa; sarebbe occorsa di certo anche la lenta *subsidenza* del territorio emerso, prodotta dal peso di quelle stesse sabbie deltizie; sarebbero servite inoltre le blande erosioni dei riflussi di marea. Ma tutto, da Attila in poi, sarebbe stato finalizzato allo smantellamento del delta di Grado. Bastava non fare più nulla. Il vicino delta dell'Isonzo restò di fianco a guardare e attendere, e oggi può dirsi soddisfatto.

Le sabbie del vasto delta di Grado cominciarono ad essere lentamente rielaborate. Ridistribuite più al largo formarono col tempo banchi e barre di basse dune sabbiose subacquee che si intercalavano ad ampie fasce lagunari. Sul principale di tali banchi sabbiosi un paese di pescatori, che già esisteva ai tempi di Attila, recentemente ha acquisito la fisionomia di evoluta e moderna stazione balneare: la cittadina di Grado, collegata alla terraferma da 10 km di terrapieno che solca la laguna.

Di fronte a Grado, in pieno Mare Adriatico, e negli spazi oggi occupati dalla retrostante sottile laguna, una serie di fondazioni in parte disarticolate di età pre-romana e romana spuntano a fatica dai fondali sabbiosi a testimoniare silenziosamente la recente vittoria del mare sulla terraferma.

2d) Acque per appesantire

Un territorio è modellato dall'azione delle acque superficiali, sia liquide che... solide. Erosioni costanti, spesso accelerate dall'assenza di qualsiasi copertura vegetale. Altre volte istantanee, intense e catastrofiche. Sono queste ultime a determinare buona parte dei maggiori mutamenti della superficie terrestre percepibili alla scala dei tempi umani.

In questo capitolo il franamento viene inteso come processo modellante legato alla formazione di una nicchia di distacco. Nicchia che può svilupparsi tanto in un materiale lapideo (roccia) quanto in un sedimento, assoggettati a cedimento ad opera della gravità. L'acqua può ugualmente svolgere un ruolo determinante, ma quasi sempre limitato alla preparazione e innesco del fenomeno.

Ad esempio allargando, attraverso il gelo e disgelo, microscopici sistemi di fratture presenti in un ammasso roccioso coerente, oppure imbibendo e saturando gli infinitesimi pori dei sedimenti finissimi non cementati, quali ad esempio le argille che in tal modo possono letteralmente fluire, destabilizzando settori dotati di pendenze anche molto basse. Oppure erodendo al piede un versante, sia roccioso sia costituito da sedimenti ancora sciolti, non cementati. Versanti e pendici che in simili casi subiscono uno scalzamento alla base e sono destinati a cedere per il cosiddetto... *sostegno* *manco*, come si diceva un tempo!

Allo stesso modo potrebbe franare la riva di un cumulo di sabbia alla quale asportiamo, con successive palate, la parte inferiore del deposito.

Frane è il termine più generale e al tempo stesso più generico. Decine di classificazioni differenti tentano di suddividerle distinguendole attraverso vari criteri. Cercare di fissare i multiformi aspet-

ti della Natura in schemi rigidi non si rivela mai completamente soddisfacente o risolutivo, anche se risulta necessario per potere creare un riferimento convenzionale tendente a favorire la comprensione e l'intesa comune. In questo, come in altri campi della ricerca basata sull'osservazione dei fenomeni naturali, sono col tempo proliferate le classificazioni che risultano tutte valide ma, al tempo stesso, anche tutte perfetibili.

I franamenti, in linea di massima, possono essere rappresentati da crolli e cedimenti (applicabili a materiale roccioso coerente che frana in blocchi), distinguibili dagli smottamenti, termine invocato per caratterizzare i fluitamenti di materiale sciolto di tipo argilloso che assume un comportamento plastico qualora assorba acqua.



Fig. 285 - Questo movimento franoso è solo all'inizio. Si tratta di un incipiente smottamento che sta coinvolgendo, con effetti evidenti, una coltre di materiali sciolti. L'evoluzione del processo di dissesto, se non bloccata da interventi di sistemazione, porterà alla formazione di una nicchia di frana della quale fin d'ora è possibile riconoscere parte dell'orlo sommitale in alto a destra.

Comunque, in ogni caso, il fenomeno franoso genera una *nicchia* dalla tipica forma a cucchiaio sulla quale l'asporto dell'eventuale copertura vegetale costituisce un logico e diretto effetto.

Quest'ultimo particolare si rivela spesso catastrofico per la stabilità dell'intero settore sede del movimento franoso. La nuova superficie esposta, più ripida della precedente e priva di difese vegetali, diventa sede preferenziale di erosioni superficiali causati dalle acque battenti e subisce un'esaasperata tendenza all'approfondimento erosivo.

In altre parole una **nicchia di frana** non tempestivamente e correttamente regimata ha sempre in sé un elevato potenziale di devastazione che moltiplica per un fattore 10 i normali processi erosivi superficiali.

Fig. 286 - La scarpata di questo terrazzo fluviale è stata interessata da una serie di cedimenti corticali che hanno messo a nudo le ghiaie sabbiose di un antico conoide di deiezione (cfr. Figg. 264 e 265). L'asportazione della copertura erbosa, scivolata verso valle nella fase iniziale del dissesto, in futuro potrebbe innescare un progressivo ampliamento del cedimento prodotto da intense piogge battenti. Proprio alle piogge intense deve attribuirsi anche il cedimento iniziale. La coltre humica (pochi dm di spessore) si era imbevuta di acqua appesantendosi a tal punto da non reggere il ripido pendio. Ne è risultato uno scollamento dalle ghiaie sottostanti e un movimento corticale verso il fondovalle. Paularo (UD). Alpi Carniche centrali.



Fig. 287 - Ecco un ulteriore esempio di come la pioggia battente, concentrata in quantità elevate e in tempi brevi, può destabilizzare un territorio. Cedimenti corticali come questo, concentrati su territori di pochi km², se ne sviluppano a decine e decine durante un unico temporale catastrofico e non tutti sono così ridotti. In questo caso l'area non è edificata, ma in altre circostanze sopra (o all'interno!) della nicchia di cedimento si può trovare un edificio, un tratto di viabilità, le tubazioni di un acquedotto... Ecco perché sarebbe sempre opportuno tenere costantemente monitorato il territorio, suggerendo azioni di prevenzione a tutela del potenziale rischio. Borgata Dioor, Dierico (UD). Alpi Carniche centrali.

Fig. 288 - Smottamento in terreni argillosi. Il materiale franato si trova ora in posizione molto distante dalla nicchia di cedimento e attivazione della frana; questo è un carattere tipico dei fluimenti di masse argillose che, imbevute d'acqua, possono scivolare con facilità lungo pendii a inclinazione anche modesta. E' bene ricordare che le argille sono sedimenti, non rocce, anche se all'apparenza, durante i periodi secchi, si induriscono e sembrano... cementate. Appena piove però si imbevono d'acqua, si rammolliscono e diventano masse che più di altre sviluppano instabilità. Valle del Trino, Isernia-Campobasso.



SM3 - Le nicchie di paleo-frana

Ogni territorio alpino con pareti rocciose fratturate o con *giacitura a franappoggio* (inclinata nello stesso senso del versante) è stato sede, in un passato geologico recente (da parecchie migliaia di anni all'epoca proto-storica), di piccoli e grandi scosscendimenti. Questi, nella terminologia geologica sono definiti paleo-frane, eventi franosi che in passato hanno comportato il cedimento in massa di volumi rocciosi accatastati poi alla base e di fronte alle rispettive nicchie di distacco.

Se l'evento è stato seguito da una fase glaciale (o è stato contemporaneo ad essa) l'accumulo di frana è stato asportato e i blocchi sono stati abbandonati altrove, spesso decine di chilometri più a valle, sotto forma di morene (v. Cap. "I depositi dei ghiacciai", SF-2e).

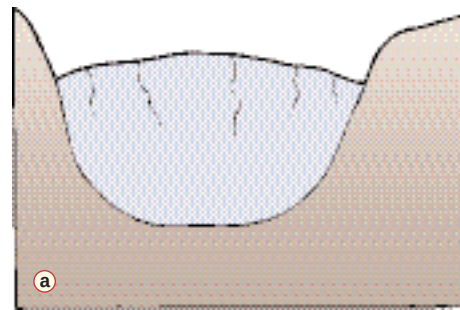
In simili casi resta però, riconoscibile, la nicchia di distacco. È questo il caso della paleo-frana di Flaudona (Val Pesarina, Friuli settentrionale), dove a una nicchia di dimensioni ragguardevoli non corrisponde più, nel fondovalle, nemmeno il minimo residuo dell'originario accumulo.

Per paleo-frane più recenti (tardo-glaciali fino a storiche) è quasi sempre possibile individuare sia la nicchia di distacco sia l'accumulo generato. Come nel caso della paleo-frana tardo-glaciale della Creta di Aip (Fig. 290) i cui blocchi, ancora visibili alla base della parete, sono già stati in gran parte ricoperti da una diffusa vegetazione a pini mughi.

Lungo le Alpi Carniche, ai confini con l'Austria, sono frequenti gli indizi che riconducono ad antichi franamenti rocciosi di imponenti dimensioni. In particolare la valle percorsa dal Torrente Bût, a nord di Tolmezzo, offre una possibilità di osservazioni dirette particolarmente significative.

Fig. 289 - a) Sezione trasversale di una valle percorsa da una lingua glaciale. La massa di ghiaccio esercita sul fondo e lungo le pareti laterali una pressione tutt'altro che trascurabile. b) Sezione trasversale di quella stessa valle appena abbandonata dai ghiacci. Il rapido calo della pressione applicata ai ripidi versanti in roccia li spinge impercettibilmente a rigonfiarsi verso l'esterno. Lungo i versanti le cui rocce sono già da sé fatturate e/o hanno pareti con *stratificazione a franappoggio* (strati inclinati verso valle) è facile che si innescino cedimenti che in particolari casi producono fenomeni di crollo ingenti e catastrofici.

Würm
Pleistocene superiore



Post-Würm
Olocene

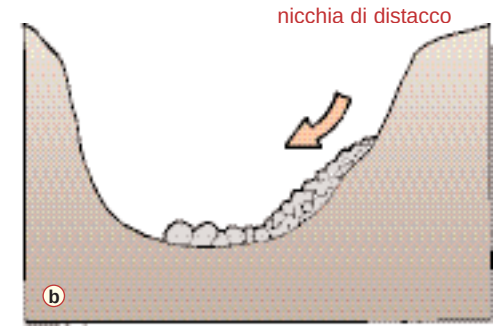
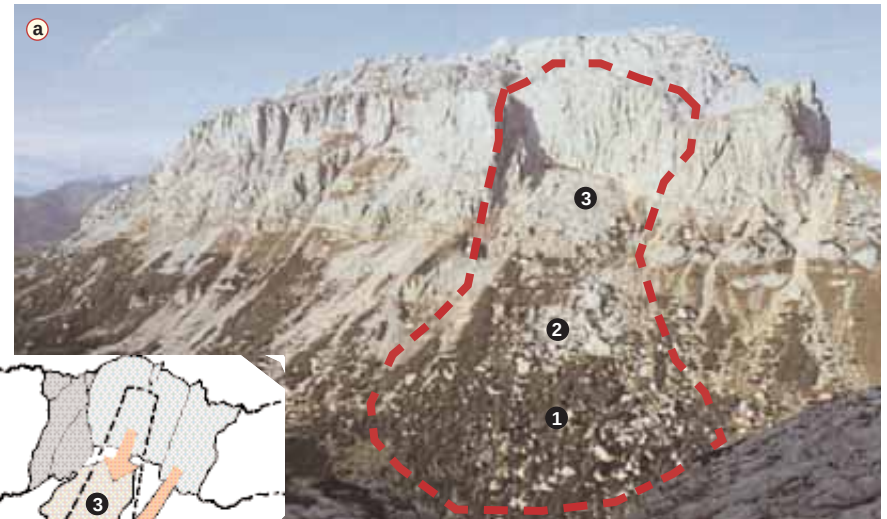


Fig. 290 - Il versante S della Creta di Aip (a), nelle Alpi Carniche (confine italo-austriaco, UD), è l'ideale per un'analisi sulle *paleo-frane*. Vi si riconosce una perfetta *nicchia di distacco*. L'unica porzione ancora visibile del relativo accumulo (1) risulta invece la sua parte più distale (in b: freccia e accumulo tratteggiati). Si riconoscono ormai solo i massi più grandi, ancora non del tutto coperti dalla vegetazione. Nella parte mediana del versante si nota anche un insieme di blocchi ben circoscrivibile e privo di vegetazione (in b: freccia e area colorate sulla destra). È l'accumulo di una frana (2) molto più recente, collocabile forse in epoca storica. Il materiale roccioso si è staccato dal lato destro della grande nicchia sovrapponendosi a una parte dell'accumulo di paleo-frana.



Inoltre, sempre leggendo i dati del territorio, si deduce che i numerosi detriti freschi accumulati alla base della nicchia, nell'angolo sinistro, e non rivestiti da vegetazione (in b: freccia e area colorate in alto), sono molto recenti anzi attuali (3). Sono sicuramente legati alla continuazione del gelo e disgelo sull'acqua di condensa che, in continuazione, esercita pressioni e sforzi sulle infinitesime fratture superficiali della roccia, favorendo frequenti e costanti piccoli crolli di frammenti (v. Cap. "Conoidi di versante", SF-3a).

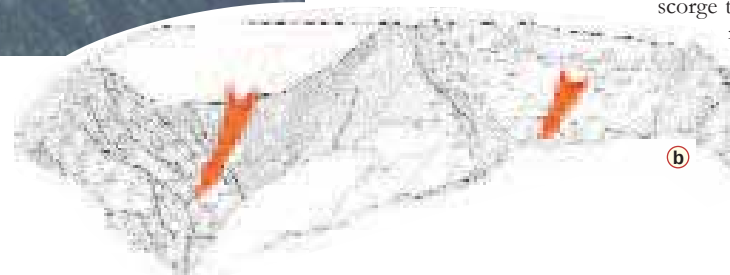


Fig. 291 - La foto e il disegno raffigurano le paleo-frane dei Monti di Rivo e Cucco (Alpi Carniche centrali). Il disegno (b) sottolinea la consistenza del volume asportato dalla paleo-frana del Monte di Rivo che coinvolge anche la porzione sommitale del rilievo, abbassandone il crinale di quasi 300 m. In tempi più recenti (alcune migliaia di anni fa), all'interno della relativa nicchia di frana si è sviluppato un deciso approfondimento erosivo. L'assenza di vegetazione, che riveste solo piccoli tratti delle superfici dirupate, è una chiara evidenza dell'attività erosiva tuttora in atto. Sul fondo della nicchia l'erosione ha generato particolari torrioni rocciosi (*lander*) a spese dei friabili strati orizzontali. Sono morfologie divenute famose e annoverate tra le bellezze naturali di questi territori (v. Fig. 258). Sulla destra si allarga la nicchia di paleo-frana del Monte Cucco. Al suo interno non si scorge traccia di solchi erosivi recenti e l'insieme offre l'aspetto di un'antica ferita ormai cicatrizzata.

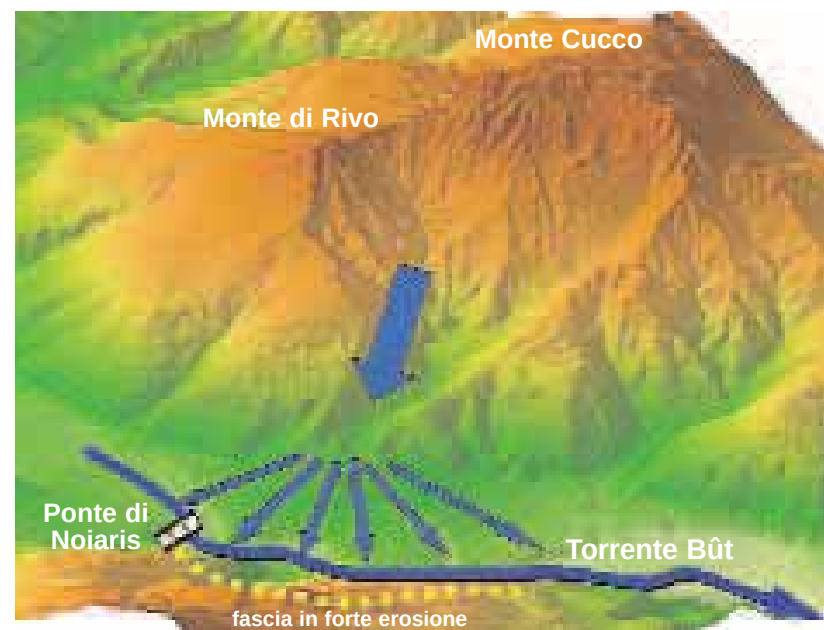
3a) Le paleo-frane dei Monti di Rivo e Cucco

L'alta valle del Torrente Bût ben si presta all'osservazione di un tale tipo di fenomeni per l'elevato numero di nicchie di paleofrana di età tardo- e post-glaciale, ancora oggi riconoscibili. A tal proposito è interessante e didattico soffermarsi su un duplice evento franoso (50 milioni di m³ di materiale) che anticamente interessò i Monti di Rivo e Cucco, posti appena a monte dell'abitato di Arta Terme. La parte di nicchia che insiste sul M. di Rivo, visibile già dalla periferia N di Tolmezzo, ha asportato buona parte del precedente crinale montuoso che in origine era orizzontale (Fig. 291b).

Questo evento ha bloccato la valle in epoca tardo-glaciale, circa 10.000 anni fa, generando un lago di 6 km² di superficie. Se esistesse ancora, sarebbe il più esteso del Friuli. Non è più visibile il relativo accumulo, pur essendo franato quando già gli ultimi ghiacci erano scomparsi dalla zona.

La ragione deve essere cercata nelle successive erosioni e nel fatto che quanto restava del corpo di frana è stato coperto da un più recente deposito: il conoide di deiezione del Rio Randice (Fig. 292).

Fig. 292 - Sulla sinistra del grande anfiteatro di frana dei Monti di Rivo e Cucco, formatosi circa 10.000 anni fa, si staglia la più dirupata tra le due nicchie, quella del M. di Rivo. In tempi successivi al franamento (alcune migliaia di anni dopo) le piogge battenti e ruscellanti ne hanno approfondito la base con un'intensa erosione. La grande quantità di materiali asportati nel tempo e trasportati verso valle (freccia grande) ha concorso alla formazione dell'ampio conoide del Rio Randice (freccia a raggiera). Il conoide ha coperto quanto ancora restava dell'accumulo di frana, per gran parte già smantellato dall'erosione fluviale. All'espansione del conoide si deve anche lo spostamento del T. Bût verso l'esterno, costretto a compiere una larga curva al fine di aggirare il ventaglio di detriti torrentizi in espansione. (DEM realizzato da D. Garuti).



SM4 - Le catture fluviali e gli spostamenti degli spartiacque

Si è scritto che qualsiasi territorio, col passare del tempo, si trasforma e muta le proprie caratteristiche ambientali e morfologiche. Per alcuni settori i cambiamenti si affermano con rapidità estrema. Basti pensare alla velocità di diffusione della desertificazione in molte zone africane intertropicali o, a scala differente, alla mobilità di un fiume a meandri (v. Cap. “Le pianure, figlie dei fiumi”, SF-1b). Per altri ambienti non basterebbero trenta generazioni per riuscire a percepire la seppur minima evoluzione.

Ma il tempo, inteso in senso geologico e valutato alla scala delle decine di migliaia e dei milioni d'anni, gioca a favore dei mutamenti ambientali e rende tutto possibile e verosimile.

E comunque, per chi la geologia non la pratica, ma la ascolta solo raccontare, sembra spesso un atto di fede credere che una montagna solcata da valli e torrenti un domani, anche se lontano, potrebbe trasformarsi lentamente in pianura.

Anche un bambino in età pre-scolare osservando i propri genitori non penserebbe mai che siano destinati col tempo a invecchiare e trasformarsi lentamente fino a diventare simili a quei nonni che, nella propria giovane mente, priva di esperienze e di raffronti, crede nati già anziani, così come da sempre è abituato a vederli.

Un bimbo piccolo può percepire il significato del trascorrere del tempo se questo è riferito a quantità minime (giorni o al massimo stagioni) ma sarebbe un tentativo sterile provare a fargli comprendere il concetto di “decina d'anni” o, peggio ancora, di “secolo”.

Allo stesso modo chi non possiede la consuetudine al ragionamento in termini di estesi intervalli

temporali, non riesce a concepire quello che può accadere a un territorio col passare delle decine di migliaia o dei milioni d'anni. Può solo ascoltare e fidarsi di quanto gli viene raccontato. Non sarà sempre così.

Ogni bambino è destinato a diventare mentalmente adulto accumulando esperienze. Per il lettore l'esperienza sarà costituita dal continuare a leggere e documentarsi sugli argomenti che gli stanno a cuore. Arriverà il momento in cui gli sarà possibile comprendere il lento fluire del tempo geologico e delle modificazioni indotte sulla superficie terrestre e nei fondali sottomarini.

Nell'ambito del “*si modella?*” esistono erosioni grandi e piccole, impercettibili e catastrofiche, insignificanti e colossali. Ognuna aiuta a compiere un piccolo passo o un enorme balzo verso le future modifiche geologiche di un territorio.

Le **catture fluviali** sono da considerarsi alla stregua di enormi balzi. Quando si manifestano possono cambiare radicalmente l'aspetto di un settore montano. I drenaggi superficiali sono modificati, o addirittura stravolti, con le conseguenti alterazio-



Fig. 293 - Un esempio di *cattura fluviale* lo offre il F. Natisone, nel suo tratto prossimo alle sorgenti. Nasce in Slovenia, a ridosso del confine con l'Italia, ma dopo meno di 10 km una cattura da manuale ne incurva improvvisamente il corso di 90° portandone le acque definitivamente in Italia. L'immagine è ricavata da Google Earth.

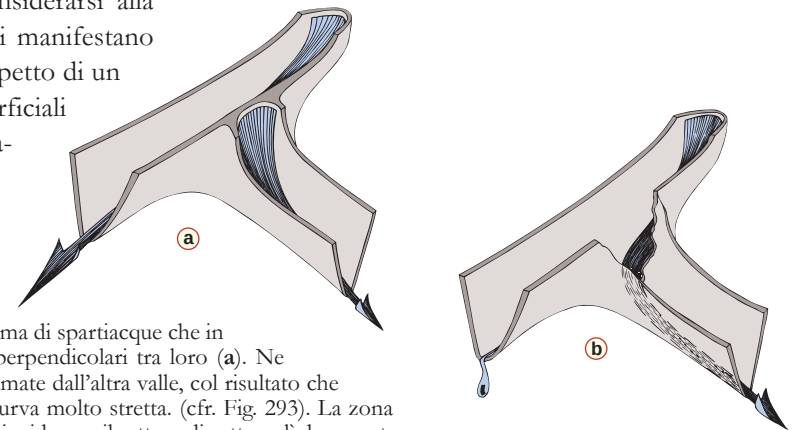


Fig. 294 - Esempificazione di una *cattura fluviale* (b). Può essere causata dalla progressiva erosione o dal crollo di un diaframma di spartiacque che in origine separava due valli indipendenti e perpendicolari tra loro (a). Ne deriva che le acque di una valle sono richiamate dall'altra valle, col risultato che si genera un corso che ha un'improvvisa curva molto stretta. (cfr. Fig. 293). La zona di curvatura improvvisa del nuovo corso coincide con il settore di cattura: lì dove un tempo esisteva uno sbarramento morfologico formato da un ripido crinale di spartiacque. Se la cattura non è molto antica (in genere meno di un milione di anni) il tratto dove si è fisicamente realizzata è rappresentato da un restringimento della nuova vallata. Questo perché il segmento è decisamente più giovane (e meno eroso) rispetto alle due valli poste in diretta comunicazione.

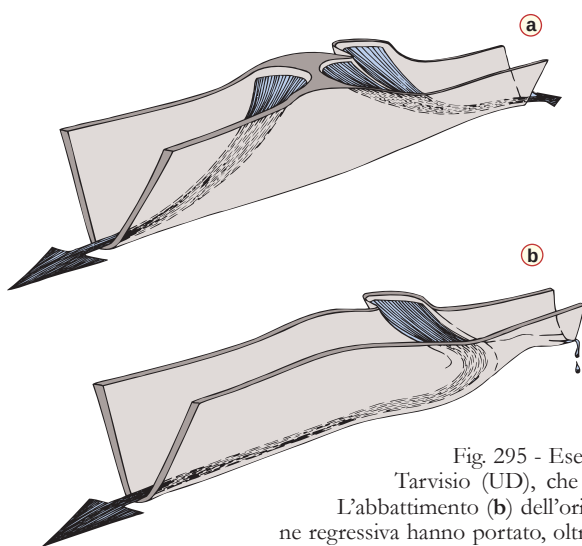


Fig. 295 - Esempificazione della cattura delle sorgenti del F. Fella, nei pressi di Tarvisio (UD), che un tempo appartenevano al bacino idrografico del Mar Nero. L'abbattimento (b) dell'originaria barriera rocciosa di spartiacque (a) e la successiva erosione regressiva hanno portato, oltre 100.000 anni fa, alla "revisione" dei confini idrografici tra Mar Nero e Mare Adriatico. Sintomatica in questo caso è l'anomala e improvvisa curvatura (oltre 120° di deviazione!) registrata dal tratto iniziale del F. Fella, ben percepibile (c) nell'immagine da Google Earth.



ni dell'idrografia di intere vallate. Va detto che tali fenomeni si manifestano in maniera catastrofica, ma non imprevedibile, e che i tempi di preparazione e progressiva modificazione di un territorio verso una *cattura fluviale* possono essere molto lenti. Il significato di un simile processo è esemplificato nelle Figg. 294 e 295, le quali sottolineano le evidenti variazioni di un paesaggio montano qualora, nel corso della propria evoluzione morfologica, si verificano dei consistenti fenomeni franosi ubicati nelle zone di sorgente.

Fiumi italiani portano acqua al Mar Nero

Il settore tarvisiano, estrema propaggine nord-orientale del territorio italiano, si distingue dalla restante parte della penisola per una sua peculiare indipendenza idrografica.

In altre parole, le acque superficiali che scorrono lungo le numerose valli tarvisiane, i Torrenti Slizza e Rio Freddo, Rio del Lago e Rio di Confine, assieme a tutti i rispettivi affluenti, dalla zona di Fusine a quella di Sella Nevea e ai Prati di Bartolo, confluiscono in un unico collettore situato in territorio austriaco, il Fiume Gail. Questo a sua volta convoglia le proprie acque nella Drava, che le riversa poi nel Danubio. Quest'ultimo, infine, le porta a sfociare nel Mar Nero.

Complessivamente, le acque scaturite dalle sorgenti tarvisiane compiono un percorso di oltre 2.000 km prima di giungere al mare. Il settore tarvisiano dunque non appartiene al bacino idrografico adriatico, che nel suo tratto settentrionale raccoglie le acque dei bacini dell'Isonzo, Fella-Tagliamento, Piave, Adige e Po, ma a quello del Mar Nero che, oltre al bacino del Danubio, riceve le acque del Fiume Dnepr e del più conosciuto Don.

Esaminando la particolare condizione dell'area tarvisiana ci si può chiedere se è possibile riconoscere e veramente toccare con mano il confine fisico, il cosiddetto **spartiacque**, tra i due bacini idrografici, e inoltre se tale limite è stato sempre posizionato, anche in tempi passati, nello stesso punto.

In Fig. 296 è rappresentato l'odierno sviluppo della *linea di spartiacque* fra i due bacini, del Mare Adriatico e del Mar Nero. Tale linea coincide con quella del crinale di alcuni particolari rilievi.

Sostando lungo quei crinali indicati in figura sarebbe quindi realmente possibile calpestare contemporaneamente entrambi i bacini che sono affiancati e divisi da una sottile cresta montuosa.

Sovente tale limite risulta difficilmente accessibile a causa della ripidità dei versanti, dell'altezza raggiunta dai rilievi o della mancanza di adeguati sentieri. Eppure nel Tarvisiano esiste una zona, la Sella di Camporosso, in cui tale difficoltà non si presenta. C'è comunque da tener presente che in quest'area il confine di spartiacque non corrisponde più a un limite fisico ben individuabile ma ad una fascia di territorio ampia qualche ettaro e sub-pianeggiante (Fig. 295).

Il motivo di questa anomalia è da cercarsi nelle esarazioni glaciali che hanno spianato l'originario crinale di spartiacque, abbassando e allo stesso tempo livellandone la morfologia. In questo caso l'effetto esarativo connesso al passaggio delle lingue glaciali, che a Camporosso raggiungevano spessori di oltre 1.700 m, poteva risultare amplificato dalle eventuali fratturazioni presenti nelle rocce.

La Sella di Camporosso rappresenta dunque uno degli attuali segmenti di spartiacque di prim'ordine tra i bacini idrografici del Mare Adriatico e del Mar Nero. Anticamente, alcune centinaia di migliaia d'anni fa, durante i periodi glaciali e interglaciali che precedettero il Würm, la soglia di spartiacque si trovava spostata molti chilometri più a W, lungo l'attuale vallata del Fiume Fella. Più vicino a Pontebba che a Tarvisio (Fig. 296).

Una prova inconfutabile a sostegno di questa interpretazione è l'evidente cattura fluviale del tratto iniziale del Fiume Fella "da qualche tempo" costretto a effettuare un'improvvisa curva a gomito di 120° verso W (Fig. 295c). E pensare che una volta continuava diritto il proprio percorso verso Tarvisio. Certo, quanto descritto avveniva quando la soglia di spartiacque si trovava ancora in posizione più arretrata, verso Pontebba appunto.

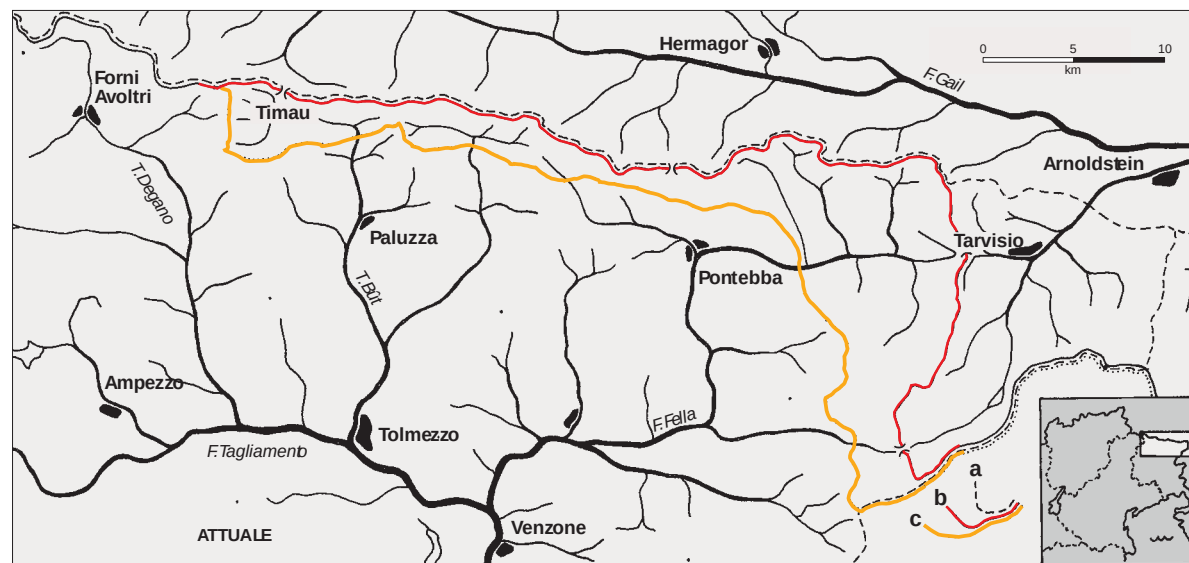


Fig. 296 - a) Confine di stato. b) Andamento dell'attuale spartiacque di prim'ordine che oggi separa, nel settore tarvisiano, il bacino idrografico del Mare Adriatico da quello del Mar Nero. c) Andamento dello spartiacque di prim'ordine così come ancora si presentava intorno a circa mezzo milione di anni fa. Dal confronto con (a) si ricava che l'influenza del Mar Nero sul settore alpino nord-orientale è drasticamente diminuita nelle ultime decine di migliaia di anni.

Mare Adriatico batte Mar Nero: 6 a 0

Durata della partita: *ultimo mezzo milione di anni circa.*

Terreno: *ghiacciato con neve sugli spalti (durante gli intervalli glaciali).*

Spettatori: *poche migliaia circa, e tutti negli ultimi istanti della partita.*

Tempo: *variabile, a tratti molto nuvoloso con precipitazioni a carattere nevoso.*

Marcatori: *nel primo tempo Chiarsò, Bombaso e Bût; nella ripresa, ancora Chiarsò, Fella e Raccolana allo scadere.*

La partita è stata giocata nell'ultimo mezzo milione di anni lungo la fascia dell'attuale confine italo-austriaco e, in parte, italo-sloveno. L'oggetto della contesa era costituito dai territori di spartiacque tra i bacini idrografici del Mare Adriatico e del Mar Nero.

Il risultato finale ha decretato la conquista di ampi tratti di territorio da parte dei Torrenti Bût, Chiarsò, Bombaso, Fella e Raccolana, tutti appartenenti alla compagine del Mare Adriatico, capitanata dal Fiume Tagliamento. I settori di confine sono stati strappati alla squadra del Mar Nero (Capitano Fiume Danubio) con un gioco piacevole e a tratti spumeggiante.

Durante tutta la partita la squadra del Mar Nero ha subito l'impetuoso attacco erosivo dei nostri che la difesa ospite non è riuscita a contenere, nonostante l'impegno dei suoi più tenaci elementi, Fiume Gail e Torrente Slizza - Rio del Lago.

Questa la successione delle mete. Nel primo tempo, 500.000 anni fa circa, Chiarsò e Bombaso mettono a segno i primi risultati conquistando due segmenti vallivi per un totale di 25 km² erosi al Mar Nero e convogliati verso il Mare Adriatico. Uno spettacolare contropiede, di poco successivo all'exploit del Torrente Bombaso, viene condotto a sorpresa dal Torrente Bût che con successo strappa alla Gail l'intera valle estesa fra Timau e il Rifugio Marinelli,

a ridosso dei Monti Crostis e Coglians, per un totale di altri 20 km². Tanto è bastato per fiaccare psicologicamente l'avversario che è andato al riposo con un parziale scomodo da rimontare vista la ripidità dei versanti perduti.

Nella ripresa, 200.000 anni fa circa, è nuovamente il Torrente Chiarsò a ribadire la supremazia della propria squadra con un'azione molto simile alla precedente: un affondo che, sulla scia della passata conquista, porta il Mare Adriatico ad ampliare ulteriormente il proprio dominio allargandolo di altri 5 km².

Trascorrono altri 100.000 anni e il Mare Adriatico, con i suoi elementi più impetuosi, continua a premere là dove le montagne si fanno più alte e difficili. Le punte più avanzate, Chiarsò e Fella, organizzano un'azione congiunta mettendo a segno un attacco contemporaneo lungo le rispettive zone d'influenza. Gli iniziali crinali di spartiacque sono costretti ad arretrare sotto la pressione dell'iniziativa adriatica. Il Torrente Chiarsò prosegue il suo affondo lungo la sua abituale fascia centrale di gioco. Si infiltra tra i tributari del Mar Nero respingendoli verso nord e conquistando altro prezioso territorio. In 200.000 anni questo attaccante è riuscito ad ampliare il suo bacino di ben 20 km²!

Contemporaneamente, sul fronte orientale, il Fiume Fella con impeto sfonda un diaframma di spartiacque di primaria importanza che fino a quel momento aveva resistito a ogni assalto: la chiusa di San Leopoldo, nei pressi di Pontebba.

Per la squadra del Mar Nero è la disfatta. I suoi elementi di punta, ormai allo stremo delle forze, cedono all'assalto dell'avversario tecnicamente e fisicamente superiore, arretrando rapidamente fino alla Sella di Camporosso con una ritirata di quasi 15 km.

Quest'azione, la più importante imbastita dall'attacco adriatico negli ultimi 100.000 anni, porterà a un ampliamento del bacino idrografico del Fiume Tagliamento di oltre 50 km², con l'acquisizione dell'intera Val Canale. Infine, poche decine di migliaia d'anni fa,



Fig. 297 - Le frecce (1-6) indicano lo spostamento dello spartiacque di prim'ordine (Mare Adriatico vs Mar Nero) durante l'ultimo milione di anni. In questo intervallo temporale, apparentemente lungo ma di media estensione se valutato alla scala dei tempi geologici, sono stati numerosi i settori dell'Italia nord-orientale strappati all'influenza del Mar Nero e conquistati dai rispettivi corsi d'acqua a vantaggio del bacino idrografico facente capo al Mare Adriatico. Lo spostamento progressivo dello spartiacque si è realizzato grazie a successivi crolli di diaframmi rocciosi, assottigliatisi per erosioni e piccoli franamenti, nelle testate dei corsi d'acqua principali. In tal modo le acque di interi tratti fluviali erano richiamate e letteralmente risucchiate attraverso nuovi varchi e più favorevoli percorsi (valli più basse). Di conseguenza il reticolo idrografico subiva modificazioni anche radicali. Complessivamente, il bacino idrografico danubiano, che convoglia le sue acque direttamente nel Mar Nero, nell'ultimo milione di anni circa ha perso oltre 120 km² di territorio (area in colore). Le acque superficiali di questo territorio oggi confluiscono nel Tagliamento, che le porta a sfociare nell'alto Adriatico.

a) Confine di stato. b) Andamento odierno dello spartiacque di prim'ordine. c) Andamento dello spartiacque di prim'ordine intorno a un milione di anni fa. 1) T. But; 2) T. Chiarsò; 3) Rio Pontebbana; 4) Rio Bombaso; 5) F. Fella; 6) T. Raccolana.

in zona Cesarini, un attimo prima della chiusura della partita, ulteriore punto (il settimo) messo a segno dalla squadra adriatica ai danni della quotata avversaria. È stata la volta del Torrente Raccolana, mediano ancora non molto conosciuto ma promettente, che ha sferrato l'ennesimo colpo, beffando il diretto avversario Rio del Lago (tratto iniziale del Torrente Slizza).

L'azione si è svolta presso Sella Nevea e i ripiani del Montasio e ha sottratto un'area di quasi 20 km² al dominio del Mar Nero, verso il quale le acque venivano convogliate seguendo il percorso Ripiani del Montasio-

Sella Nevea-Rio del Lago-Torrente Slizza-Fiume Gail-Fiume Sava-Fiume Danubio.

Il risultato complessivo premia la tenacia degli elementi dell'affiatata compagine adriatica che, nell'arco dell'intera partita (mezzo milione di anni), giocata attraverso tre glaciazioni (Mindel, Riss e Würm), due intervalli interglaciali (Mindel/Riss e Riss/Würm), una fase tardo-glaciale e un intervallo post-glaciale hanno strappato alla compagine del Mar Nero un'area vasta in pianta oltre 120 km², attraverso sei azioni da manuale tutte andate puntualmente a segno.



Fig. 298 - Le figure (elaborate da Google Earth) mostrano lo spostamento dello *spartiacque di prim'ordine* nel settore 6 di Fig. 297, quello dello Jof di Montasio, famoso per la produzione del noto formaggio DOC. In (a) la vista è da E, in (b) da W. Le linee gialle ricostruiscono la posizione dello spartiacque prima della cattura fluviale (il tratteggio corrisponde alla fascia di successiva intensa erosione). Le frecce gialle suggeriscono l'antico verso di scorrimento delle acque. Le linee blu indicano la posizione attuale dello spartiacque; le frecce blu le acque che ancora scorrono verso il Mar Nero. Nel settore sul quale si appoggiano le frecce gialle oggi invece le acque scorrono dalla parte opposta, verso W. Questo grazie all'erosione, attiva lungo la testata del T. Raccolana, che ha sventrato una originaria ampia conca - che collegava Montasio e Canin - trasformandola in una profonda vallata.



Un insolito viaggio nel tempo

Le modifiche che un territorio montuoso subisce ad opera dello scorrimento delle acque superficiali ed eventualmente dei ghiacci, qualora le condizioni climatiche lo consentano, sono veramente spettacolari.

Un esempio tra i più evidenti è rappresentato dall'alta Valle del Torrente Bût, percorsa dalla SS Carnica 52bis. Siamo nel cuore della Carnia, in provincia di Udine. La strada, oltrepassati i paesi di Cleulis e Timau, abbandona il fondovalle per inerpicarsi con una serie di arditi tornanti verso il Passo di Monte Croce Carnico. Ed è proprio questo passo, scavato in rocce calcaree antiche di oltre 350 milioni di anni, che costituisce il primo gigantesco indizio (Fig. 300).

È situato a 1370 m di altezza e rappresenta un relitto di valle ormai quasi sospeso nel vuoto. Una valle che un tempo correva con direzione meridiana convogliando le acque, da S verso N, lungo l'odierna direzione del Rio Chiaula e le portava verso l'attuale territorio austriaco (Fig. 301). Aggiungere "attuale" è doveroso, dato che quanto descritto avveniva intorno al mezzo milione di anni fa!

Era dunque il Rio Chiaula il collettore principale nel quale si riversavano anche le acque dell'alto Torrente Bût che a quei tempi defluivano... in senso opposto rispetto all'odierno percorso: da E verso W, ossia da Timau verso il Passo di Monte Croce! Naturalmente sia la valle del Rio Chiaula di allora che quella dell'antico alto Bût erano notevolmente più elevate e le loro acque scorrevano a quote prossime ai 1.400-1.500 m sul livello del mare (Fig. 303).

Attualmente i fondivalle dei due corsi d'acqua si sviluppano intorno a 800-1.000 m: quasi 500 m di erosione, lenta ma inesorabile, che ha cambiato integralmente l'aspetto di un territorio nel volge-

re di circa mezzo milione di anni, un istante in geologia.

C'è inoltre da aggiungere che tra gli abitati di Timau e Cleulis, dove ora il Torrente Bût scorre per poco più di un km tra pareti rocciose ripide e ravvicinate, mezzo milione di anni fa si ergeva, trasversalmente alla valle, una montagna. Un contrafforte stretto e rettilineo che univa in senso E-W la Creta del Mezzodi al Monte Terzo, isolando l'alta Valle del Bût (che convogliava le proprie acque verso l'Austria) dal vero e proprio Torrente Bût che aveva le sue sorgenti nella zona di Cleulis e delle Muse e che fluiva, come oggi, verso S.

Si è trattato dunque di una cosiddetta *cattura fluviale*, concetto, come già spiegato, tra i più affascinanti in geomorfologia e sul quale è interessante soffermarsi. L'esempio della Valle dell'alto Bût ce ne offre concretamente l'occasione. Come si è visto qualcosa di importante deve essere accaduto per trasformare in un'unica valle due vallate originarie, perpendicolari tra loro e separate da una barriera montuosa prossima a 2.000 m.

Cos'è dunque successo intorno al mezzo milione di anni fa nella zona ove ora sorgono i paesi di Cleulis e Timau e tra quest'ultimo e il Passo di Monte Croce Carnico? Cos'è che ha potuto cambiare in maniera così radicale l'aspetto di un intero settore montano? Tutto cominciò con una cattura fluviale, ma per poter comprendere e spiegare meglio la successione degli avvenimenti occorre tornare insieme in quel periodo e diventare spettatori privilegiati di questo grandioso mutamento del territorio.

Ci troviamo a mezzo milione di anni dal presente, o giù di lì. Dentro un fitto bosco stiamo risalendo a fatica un'ampia vallata, modellata nel tratto dove oggi si distribuiscono gli insediamenti di Paluzza e Casteons. Stentiamo a riconoscere il posto. Non c'è traccia della rupe

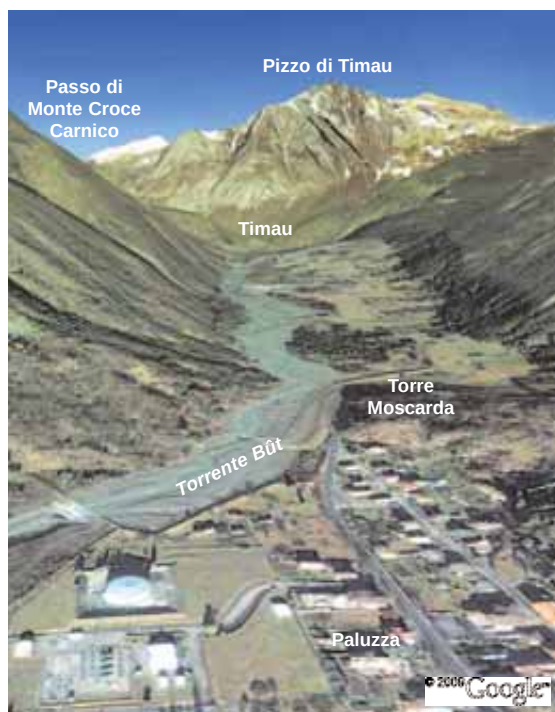


Fig. 299 - Questo è il tratto centrale della Valle del Bût (Alpi Carniche centrali), tra Paluzza - in primo piano - e Timau, situato alla base del grande sipario calcareo del Pizzo di Timau e della Creta omonimi, visibili sullo sfondo. Un tempo, appena a valle del baluardo roccioso del Pizzo di Timau, correva una cresta montuosa parallela, più bassa ma altrettanto ripida. Sbarrava la vallata e formava la testata della Valle del Bût. Lì aveva le sue sorgenti il T. Bût molte centinaia di migliaia di anni fa. Oggi, quella stessa testata valliva con le sorgenti del T. Bût, è stata spostata all'indietro, molti km a monte di Timau, dai processi di cattura fluviale. (Da Google Earth).

sulla quale oggi è radicata la medioevale Torre Moscarda. Sicuramente stiamo camminandoci sopra, per così dire. Solo centinaia di migliaia d'anni più tardi l'erosione del Torrente Bût e i ricorrenti transiti glaciali, cominceranno a modellarne il rilievo, levigandolo e incidendolo fino a dargli l'odierna forma di gigantesca focaccia appoggiata quasi al centro della valle e incisa da un lato dalle acque.

Ci lasciamo alle spalle la zona della futura Torre Moscarda e risaliamo verso Nord. Dal bosco che ricopre

a tratti i ripidi versanti rocciosi ci spostiamo ora verso l'alveo dell'antico Torrente Bût, colmo di acque e detriti. Dal greto sarà più agevole la salita verso Nord, alle sorgenti del corso, la nostra mèta.

Alzando lo sguardo restiamo stupiti. Di fronte, sullo sfondo, il panorama non sembra più quello noto e abituale. Ci chiediamo dove sia finito il gigantesco sipario di rocce calcaree chiare del Pizzo di Timau, un insostituibile elemento di riferimento visibile già da Paluzza (Fig. 299). Guardando meglio riusciamo appena a scorgerne la sommità. Per il resto, la gran parte del massiccio è nascosta dietro un'imponente e sconosciuto versante roccioso scuro, coperto da prati e dirupi. Ci avviciniamo affascinati e cominciamo a risalire l'inatteso baluardo: un gigantesco sbarramento tra noi e la parete calcarea del Pizzo di Timau. Vogliamo raggiungerne il crinale per riuscire a guardare oltre la sua cresta e comprendere.

La salita è faticosa. Il versante diventa ripido, a tratti scosceso. Ci inerpichiamo lì dove, qualche centinaia di migliaia d'anni più tardi, al posto di una montagna sarebbe nato uno stretto segmento di valle, scavato tra Timau e Cleulis. Ormai manca poco per raggiungere la cresta. Mentre riposiamo, in attesa di energie e risposte, calcoliamo il dislivello percorso: quasi 1.200 m! Ora, solo poche decine di metri ci separano dal crinale. Man mano che procedevamo, le sommità del Pizzo di Timau e della Creta continuavano, di fronte a noi in silenzio, a seguire i nostri passi cadenzati. Eccoci finalmente in cima. Abbiamo raggiunto il culmine del diaframma roccioso. Possiamo guardare al di là, verso il basso. Là, dove ci aspettiamo di trovare la profonda valle che da Timau procede verso Ovest rasentando, 400 m più in basso, il Passo di Monte Croce Carnico.

Invece... restiamo a dir poco stupiti. In piedi sul crinale, orientato Est-Ovest, tra rocce e zone erbose aggrappate alle poche fasce meno ripide, osserviamo e calcoliamo. Solo un centinaio di metri sotto di noi (al posto dei 1200 m che ci suggerivano i nostri calcoli basati sulle morfologie attuali) prende forma un'ampia valle che scende in

modo regolare dai 1600 m dei ripiani di Pramodio, a Est (sulla nostra destra), ai quasi 1400 m del Passo di Monte Croce Carnico (Fig. 303).

Dalla conca di Pramodio vediamo le acque degli antichi Rii Seleit e Bagnadories che scorrono indisturbate verso Ovest (!) per alcuni chilometri. Poi, unendosi a quelle dei Rii Collina e Chiaula - impossibile non riconoscere quest'ultimo e la sua testata, aggrappata al maestoso Monte Crostis - finiscono per fluire... verso Nord. Lo fanno attraverso la stretto valico del Passo di Monte Croce Carnico (!), proseguendo poi in territorio austriaco, giù verso l'ampia Valle del Fiume Gail, già allora simile all'odierna.

Stiamo ancora osservando con indescrivibile emozione quel paesaggio di quasi mezzo milione di anni fa, quel fluire di acqua a noi completamente nuovo e incredibile, quando comincia a piovere. Sempre più forte. Ora ci muoviamo rapidi lungo lo stretto crinale privo di sentiero, alla ricerca di un riparo. Su entrambi i lati i versanti sono ripidi e a tratti scoscesi. Ci rendiamo conto di stare correndo in cima a uno stretto ed esteso diaframma roccioso.

Ormai fradici prendiamo sosta addossati a una provvidenziale sporgenza di roccia vulcanica antica di oltre 300 milioni di anni. E lì attendiamo. Ci attenderanno sei ore di pioggia scrosciante e ininterrotta. Intanto osserviamo, notiamo e cerchiamo di capire la ragione di differenze morfologiche così sostanziali.

Ci domandiamo come è stato possibile che il segmento di valle a monte di Timau che ora, in diretta, davanti a noi, sta portando le proprie acque verso Nord - verso il Mar Nero! - riesca a... riconvertirsi, tanto da sviluppare un drenaggio completamente opposto, verso Paluzza e il Mare Adriatico.

Il nostro ricovero di fortuna è giusto sulla cresta del crinale. È una posizione che privilegia le osservazioni panoramiche. Guardando in basso, verso Nord, non siamo molto distanti da quel fondovalle per noi completamente nuovo che, sulla verticale della futura Timau, porta oltreconfine le acque di Pramodio. Girandoci invece a Sud,



Fig. 300 - Il Passo di Monte Croce Carnico (1365 m), situato in territorio friulano sul confine tra Italia ed Austria, è qui ripreso da S verso N. I ripidi tornanti risalgono il versante italiano. In (b) è enfatizzata la doppia incisione del valico, che presumibilmente risale a più di mezzo milione di anni fa. Il suo modellamento registra l'alternanza di flussi glaciali e fluviali, a quei tempi entrambi diretti verso N. Successione degli antichi eventi (b): 1) esarazione glaciale con formazione di ampia valle a U; 2) escavazione fluviale (interglaciale) con formazione di un solco, incastrato sul fondo della conca glaciale e in seguito smussato e modellato da successivi transiti glaciali.

l'altro fondovalle - quello che da Cleulis porta a Paluzza, per capirci - corre oltre 1.000 m più in basso. Lo sappiamo bene perché la fatica della salita ancora pesa nelle nostre gambe. Le due vallate, ancora indipendenti, disegnano una sorta di gigantesca T (Fig. 302a).

Lungo quel ripido ed esteso versante esposto a meridione scorgiamo una serie di sorgenti che salendo, non avevamo notato. Sono le sorgenti dell'antico Torrente Bût, che a quei tempi qui aveva la propria testata. Col passare delle ore le sorgenti aumentano di numero e di portata e, come gigantesche condotte, riversano nel lontano fondovalle, verso la futura Paluzza, centinaia di metri cubi di acqua al secondo. Dalla nostra posizione possiamo osservare contemporaneamente anche i ripiani di Pramodio. Le sorgenti del Rio Seleit sono altrettanto gonfie di acque. I rombi improvvisi dei tuoni, sempre più vicini, ora si susseguono in un crescendo ritmato che si sovrappone allo



Fig. 301 - La ripresa da Google Earth (con vista da N, opposta a quella di Fig. 300a) sottolinea il perfetto allineamento tra il solco del Passo di Monte Croce Carnico e la valle del Rio Chiaula (cfr. Figg. 303). Insieme individuavano la principale direzione di scorrimento delle acque di questo settore, che fluivano ancora verso settentrione, verso il Mar Nero. Oggi non è più così: il Passo è solo un relitto di quell'antico sistema di drenaggio. Un moncone in roccia che è stato isolato a causa delle successive intense erosioni prodotte dalle catture fluviali. Oggi il Rio Chiaula è la testata sorgentizia del T. Bût, mentre il valico è sospeso a strapiombo sul suo fondovalle che corre 400 m più in basso.

scroscio costante del nubifragio. All'improvviso, dopo ore di nubifragio, tutto si placa e il cielo torna cristallino.

Usciamo dal nostro riparo mentre le ultime nuvole scivolano rapide verso oriente. Dalla parte opposta il sole, ormai basso, diffonde una luce gialla e calda. Una pennellata sapiente che sottolinea ogni anfratto, ogni vallecchia, in un gioco di luci e ombre, di pieni e vuoti che l'aria tersa fino all'inverosimile enfatizza ed esalta.

Restiamo lì affascinati, a contemplare la scena. Le sorgenti del Rio Seleit sono a oltre tre chilometri da noi, eppure tanto limpida è adesso l'aria che la chiarezza dei più infinitesimi particolari di quel paesaggio le fa sembrare a pochi passi da noi. Anche le ultime nubi hanno ormai abbandonato il suggestivo scenario che ci avvolge e ospita. Tutto ora appare statico, noi compresi, bloccati in una sorta di irreale immobilità, nell'attesa di qualcosa che sembra dover accadere.

Qualcosa che si percepisce ma non si capisce, che si presume ma non si prevede, che si teme ma che, lo si intuisce, non si riuscirà a evitare. Qualcosa che arriva da quell'unico elemento che non si è mai fermato e mai cesserà di farlo. L'acqua dei mille rigagnoli, degli infiniti rivoli, delle fitte sorgenti. Acqua che preme, che sgorga, che cade, che scorre. Acqua che gonfia, che spinge, che erode e che sventra.

Un rumore cupo e greve, si alza all'improvviso dalla Terra. Pare esplodere sotto di noi. Sembra, ma non è un terremoto, anche se il suolo sul quale ci siamo gettati carponi sostenendoci a vicenda incomincia realmente a vibrare. A meno di dieci metri da noi, proprio di fronte al nostro sguardo atterrito, il terreno si apre. Il boato che ne deriva diventa indescrivibile.

La frattura che sale dalle rocce divide l'erba che ci sta di fronte. Si tende, si allarga, sembra per un attimo sussultare mentre si avverte un crepitio profondo di rocce che si spezzano e stridono una contro l'altra tra attriti colossali. Poi tutto pare fermarsi. Un solo istante di pausa e subito l'intero crinale riprende a pulsare. Si tende, si muove, infine si lacera lungo la gigantesca frattura e il blocco al di là di essa sprofonda con una lentezza che a noi, per le enormi distanze che copre nella caduta, appare esasperante.

Quando tutto davvero si placa ci troviamo aggrappati a un crinale che ad appena dieci metri da noi termina nel vuoto. Dove prima c'era un diaframma roccioso che separava due valli tra loro perpendicolari, ora si estende un vuoto enorme. Una colossale nicchia di frana. Più in basso, molto più in basso, verso Sud, si scorgono i resti di quello che fino a pochi attimi prima era stato il grande versante che avevamo risalito a fatica. Una montagna ora ridotta e trasformata in blocchi, massi, schegge e frammenti, accatastati in un ampio corpo di frana distribuito nel lontano fondovalle.

La polvere sollevata dal franamento e dalla frammentazione di quasi un chilometro cubo di rocce è stata fitta e densa. Altrettanto intensi sono stati gli spostamenti d'aria creati dal movimento improvviso del gigantesco ammasso. I vortici iniziali di polvere grigiastra vengono in breve allon-

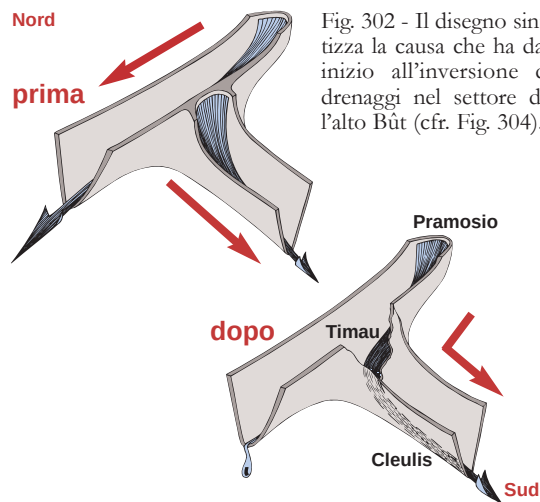


Fig. 302 - Il disegno sintetizza la causa che ha dato inizio all'inversione dei drenaggi nel settore dell'Alto Bût (cfr. Fig. 304).

tanati dai venti indotti dal rimescolamento atmosferico. Poi l'aria si fa nuovamente tersa. Ora lo spettacolo che si stende di fronte a noi è grandioso. In bilico su una ridotta cengia, a pochi metri dal baratro che si è generato nemmeno mezz'ora prima, cancellando una intera montagna, osserviamo stupefatti la grandiosità di tali modificazioni.

Ricordo all'improvviso di trovarmi a quasi mezzo milione di anni dal presente e mi coglie un brivido. Vediamo le acque dell'antico Rio Seleit scendere da Pramiosio verso la valle che le conduceva al Passo di Monte Croce Carnico e oltre. Le osserviamo mentre incontrano la depressione creata dall'imponente franamento e percepiamo la loro brusca deviazione che ora le porta a fluire vorticando verso Sud. Stanno già erodendo e approfondendo quell'enorme ferita aperta tra due valli.

Abbiamo assistito in diretta a un processo di cattura fluviale. Questo, per l'alta valle del Torrente Bût, è stato solo l'inizio di una serie di drastiche modificazioni. Questa stessa zona, di lì a poco, si sarebbe coperta di ghiacci. Nella conca che la frana aveva generato sotto i nostri occhi, le future lingue glaciali avrebbero trovato un facile invito. Così come le acque anche i ghiacciai della valle di Timau si sarebbero da quel momento mossi soprattutto

verso Sud, attraverso il nuovo varco, favorendone il modellamento e soprattutto eliminando, con estrema facilità, l'enorme accumulo di frana. Alla scomparsa dei ghiacci, si sarebbero nuovamente sostituite le acque, pronte a sfrutta-

re al meglio il nuovo percorso ripulito dai transiti glaciali. Sappiamo che col passare del tempo le erosioni avrebbero approfondito quell'iniziale solco indotto dal franamento. Sappiamo anche che il destino delle due valli, finora sepa-

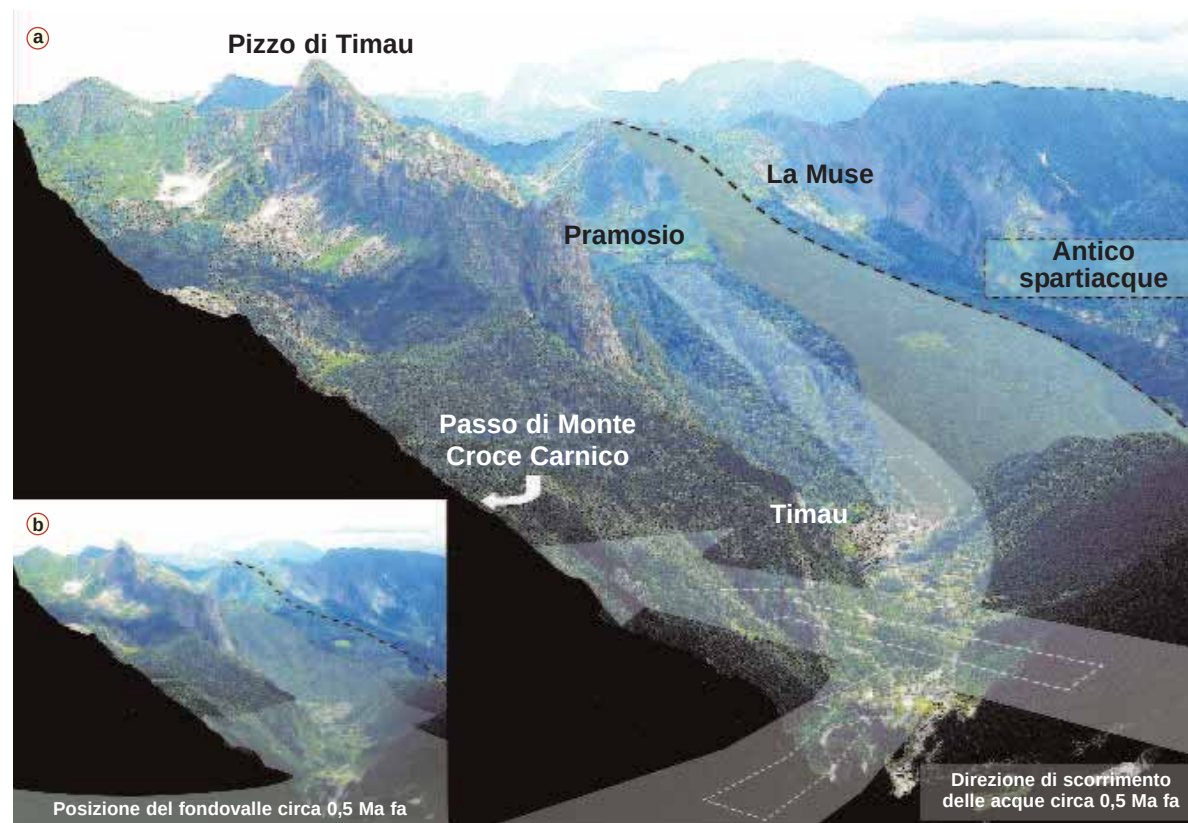


Fig. 303 - La fotografia (a) guarda verso oriente. È ripresa dalla zona del Rifugio Marinelli, posto a ridosso del massiccio del M. Coglians, la cima più alta delle Alpi Carniche. Questa vista dell'alta Valle del Bût mostra l'evoluzione morfologica della vallata durante l'ultimo mezzo milione di anni. I sovrassegni ne ricostruiscono l'antico aspetto. Sulla destra, in tratteggio, correva lo spartiacque di prim'ordine tra Mare Adriatico e Mar Nero. Le acque della zona di Pramiosio scorrevano verso l'osservatore (verso W), unendosi a quelle del Rio Chiaula (provenienti da destra, da S). Insieme attraversavano il solco del Passo di M. Croce Carnico. Naturalmente, a quei tempi il fondo valle era molto (ma molto!, circa 500 m) più alto dell'attuale, come suggerito in (b). Fu proprio l'abbattimento dell' "antico spartiacque" (per frana) a richiamare le acque dalla zona di Pramiosio, dando il via a un processo di incisione fluviale chiamato *erosione regressiva*. Il termine sta a indicare un'erosione che si sviluppa... all'indietro, erodendo aree sempre più estese. Verso N, sulla sinistra della foto, è situato il Passo di Monte Croce Carnico (cfr. Fig. 301). Il fondo valle dunque si è abbassato drasticamente, per *erosione regressiva*, e le acque superficiali di tutto il territorio di questa foto scorrono oggi verso il Mare Adriatico. L' "antico spartiacque" non è più quello di mezzo milione di anni fa. Ha finito con l'attestarsi, perdendo posizioni, qualche km più a N. Sul fondo della vallata, in lontananza, si scorge Timau. Il paese si colloca quasi sulla verticale dell'antica zona di *cattura fluviale* (Ma = milioni di anni).

rate e col fondo a quote molto differenti (rispettivamente 700 m e 1500 m), da oggi sarebbe lentamente diventato il medesimo. Complici in questo le **erosioni regressive** prodotte dalle acque fluviali, capaci di scavare “all’indietro” l’antica valle sopraelevata che da Timau portava al Passo, approfondendola fino alle odierne quote, adeguate a quelle del segmento Cleulis-Paluzza.

L’effetto più evidente di questa intensa erosione sarebbe stato il drastico isolamento del Passo di Monte Croce Carnico, sospeso 400 m sopra il nuovo fondovalle e privato per sempre di ogni rifornimento idrico. Scavato in rocce calcaree decisamente meno erodibili di quelle che formano la valle di Timau, non avrebbe risentito delle future erosioni. Queste, al contrario, avrebbero drasticamente inciso la valle stessa, portando il paesaggio lentamente ma inesorabilmente verso le condizioni odierne.

Mi scuoto dai miei pensieri. Siamo ancora aggrappati alle rocce della cengia. Il sole è ormai al tramonto. Gli ulti-

mi raggi illuminano il profilo verticale del Pizzo di Timau e della Creta, ormai perfettamente visibili anche da Sud. Adesso i due rilievi affiancati sovrastano incombenti una scoscesa nicchia di frana e i relativi ammassi detritici destinati, nelle future migliaia di anni, ad essere progressivamente allontanati dallo scorrere dei ghiacci e dalle acque dei torrenti.

Un suono acuto e prolungato mi colpisce. Sembra provenirmi da dentro la testa. Nell’oscurità quasi completa ho la spiacevole sensazione che intorno a me tutto abbia iniziato a ruotare con velocità crescente. Lampi di luce si accendono ad intervalli sempre più ravvicinati. Poi, la rotazione comincia a farsi più lenta. Le esplosioni di luce si diradano, infine si smorzano di intensità fino a cessare del tutto. Sono avvolto dall’oscurità più assoluta.

Una voce metallica, altrettanto vicina quanto il sibilo che mi aveva infastidito minuti o forse ore prima, intima con un tono pacato privo di inflessioni: “Togliete lentamen-

te i guanti sensori e sfilate il casco. Riponete il tutto nella griglia alla vostra destra. Ritirate dal pannello la scheda del programma prescelto e riconsegnatela all’addetto del Museo. Esperienza di realtà virtuale completata. E non dimenticate di ordinare con il dovuto anticipo i nuovi programmi di realtà virtuale della Geolinea S.p.A., specializzati nel ricreare viaggi simulati nel passato, prossimo e remoto, del pianeta Terra. Grazie e arrivederci al prossimo incontro.”

Esegui meccanicamente quanto la voce mi suggerisce mentre ancora frastornato ripercorro mentalmente il rapido succedersi di eventi ai quali ho assistito con straordinario e partecipe realismo. Lentamente, ma ancora a fatica, tento di separare realtà e simulazione virtuale.

Sono ancora frastornato, ma indubbiamente soddisfatto, mentre esco dalla “Sala degli eventi” e mi immergo nel mondo di 500.000 anni dopo, tra il traffico e i ritmi non più scanditi dalla Natura ma dall’Uomo.

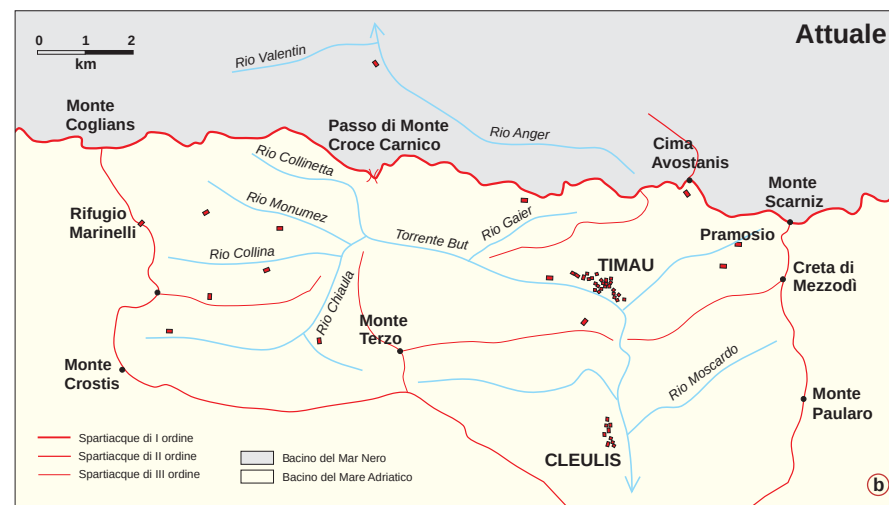
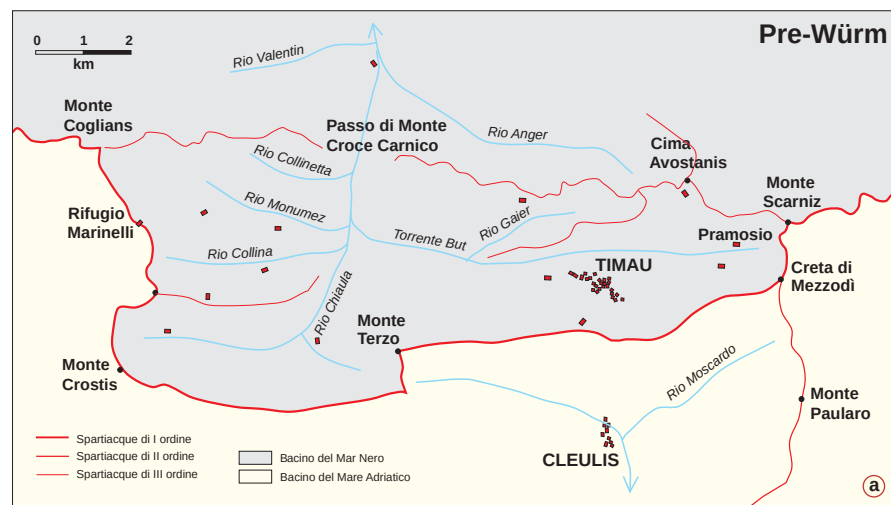


Fig. 304 - I due disegni descrivono i cambiamenti dei drenaggi fluviali dell’alta valle del T. Bût (Alpi Carniche centrali), nel tratto compreso tra il paese di Timau e il Passo di Monte Croce Carnico, valico italo-austriaco. Quelle che seguono sono le tappe evolutive attraversate dal settore. a) Percorsi fluviali durante antichi intervalli interglaciali (riferibili a età quasi certamente superiori a 500.000 anni fa). Il Passo di Monte Croce Carnico non esisteva ancora come tale. A quei tempi esso era ancora un breve tratto di fondovalle del Rio Chiala che, con pendenze modeste

e regolari (cfr. Figg. 301 e 302), correva a quote molto più alte delle attuali. b) Percorsi fluviali nei successivi interglaciali (più recenti di 500.000 anni fa?). Da allora, fino al presente, i corsi d’acqua del settore hanno continuato ad approfondirsi isolando il Passo di Monte Croce Carnico. Le variazioni di drenaggio sarebbero state causate dal crollo del diaframma di spartiacque presente, a quei tempi (a), tra Timau e Cleulis. Era situato proprio nel punto in cui oggi la Valle del Bût si restringe e inflette bruscamente con un gomito di quasi 90°, alla periferia SE di Timau.



Fig. 305 - Ciottoli lungo una spiaggia. Frammenti che si fanno mosaico per ricostruire storie di antichi sedimenti e rocce. Storie che possono apparire distorte, azzardate, incredibili. Storie comunque capaci di trasformarsi in racconti spettacolari e magici. Come questi semplici sassi.

POCO ... PER FINIRE



Foto I. Pecile

Z1 - Erosioni, trasporti e accumuli

Osservando una vallata alpina e volendo comprenderne i caratteri morfologici attraverso i quali cercare di ricostruire la sua evoluzione recente, il primo passo da compiere è quello di individuare le **forme del territorio**, suddividendole in *positive* (gli accumuli) e *negative* (le erosioni).

Tra le prime si tratterà di distinguere rispettivamente gli eventuali depositi morenici, i conoidi detritici e quelli di deiezione, le alluvioni di fondo-valle o di pianura, i grandi accumuli di frana. Tra le seconde dovranno essere riconosciute le incisioni torrentizie o fluviali che possono aver dato luogo a terrazzi e scarpate, assieme alle eventuali esarazioni e ai modellamenti glaciali.

Capire e classificare la forma osservata, positiva o negativa che sia, significa comprendere il processo che l'ha generata. Stabilire che "quello è un

conoide detritico", significa comprendere che dei materiali si sono staccati da un ripido versante in roccia sotto l'azione della forza di gravità.

Dedurre che la forma osservata è un conoide di deiezione, equivale a definire che si tratta di un insieme di detriti rocciosi distribuiti a ventaglio da un corso d'acqua che ha abbandonato progressivamente, attraverso la sovrapposizione di infinite colate, il proprio carico solido.

Allo stesso modo, riconoscere una serie di terrazzi fluviali, incastrati uno sotto e di fianco all'altro come una gigantesca *matrioska*, equivale a comprendere che in quella zona si è realizzato l'approfondimento progressivo di un corso d'acqua che, incidendo i propri depositi, ha cercato di ristabilire un equilibrio in precedenza alterato.

Spesso occorre fare attenzione, dato che le erosioni, in quanto tali, possono avere in parte cancellato precedenti accumuli che, in tal modo, sono di

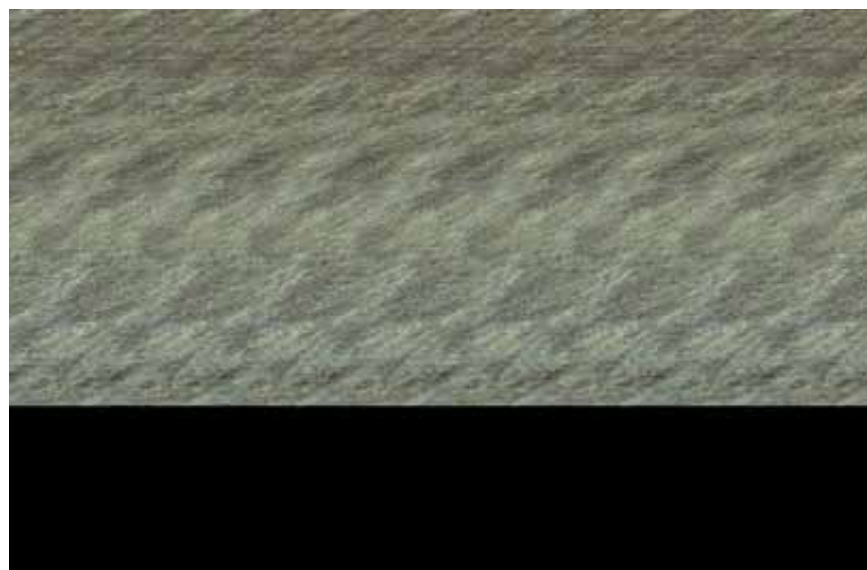


Fig. 306 - Gocce che cadono tra rocce e producono figure che si sovrappongono, interferiscono, confondono e cancellano. Gocce prima, dopo, di fianco e sopra capaci di creare illusioni e suggestioni. Effetti di gocce... effetti di rocce.

più difficile individuazione. Saperlo comunque, aiuta non poco a risolvere eventuali problemi di questo tipo: un accumulo va riconosciuto e ricostruito nell'estensione che possedeva in origine, prima di subire le eventuali erosioni che in seguito possono averlo inciso, ridotto o quasi del tutto asportato (cfr. Fig. 269).

Avendo individuato le forme - sia positive sia negative - che caratterizzano un paesaggio, è come se ora di fronte a noi avessimo, distribuite sopra un tavolo, una serie di fotografie che rappresentano gli eventi della storia recente di quel territorio: i conoidi, le serie di terrazzi, i depositi fluviali, gli accumuli di frana e le rispettive nicchie di distacco, ... e così di seguito. Sono come i personaggi di un film o di una commedia teatrale. Ora si tratta di capire in che ordine sono entrati in

scena, e la cosa diventa altrettanto importante quanto aver riconosciuto il ruolo dei singoli protagonisti. Questo diventerà il secondo - e fondamentale - passo dell'indagine.

L'analisi geologica, quando si propone di ricostruire l'evoluzione di un settore, di un'area che richiama e accoglie sedimenti (bacino deposizionale), di un ambiente o di un paesaggio, individua degli effetti, ne ricostruisce le cause e parallelamente definisce, per ogni coppia causa-effetto, un preciso momento d'azione, stabilendo un *prima* e un *dopo* per ogni evento osservato.

In altri termini, ogni evento è preceduto e seguito da altri eventi: bisogna collegarli in una catena temporale perfettamente geo-logica. Si dovrà allora scoprire qual è l'ultima forma ad essersi generata, tenendo presente che avrà inciso (se negativa)

le precedenti, o potrà trovarsi ad esse appoggiata e sovrapposta (se positiva).

Fatto questo, si procede applicando lo stesso ragionamento alla situazione che precedeva l'ultimo evento e così via. È come andare a ritroso in una partita a scacchi sottraendo, di seguito, le mosse precedenti e osservando le configurazioni che la scacchiera (il paesaggio, in questo caso) via via presentava avvicinandosi all'inizio della partita.

Le fotografie che prima risultavano sparse alla rinfusa sopra il tavolo possono ora essere collocate in un ordine logico, anzi cronologico: una di seguito all'altra. Da una serie di singoli fotogrammi abbiamo ottenuto un filmato in grado di raccontare, in modo continuo, la successione di eventi che, col trascorrere del tempo, hanno modificato il nostro territorio, l'ambiente che ci circonda.



Fig. 307 - Un geologo è un investigatore, un analista, un profeta (a volte di calamità, che grazie al suo lavoro però possono essere scongiurate). In certi casi si trasforma anche in cantastorie, quando con i suoi racconti riesce a trasmettere suggestioni.

Z2 - Ospiti temporanei con obbligo di buona condotta

È un ambiente, il nostro, che continua a subire costanti modifiche naturali, e non solo. Un ambiente sul quale abitiamo, ci spostiamo, lavoriamo, ci divertiamo e che, spesso in modo improprio, consideriamo “nostro”. Un territorio che anche noi, ogni giorno, contribuiamo ad alterare, incessantemente. Scavando cave, emungendo acqua da infiniti pozzi, propiziando frane, arginando fiumi, spiando dune, bloccando mari, modificando l'atmosfera che avvolge e ricopre tutto questo.



Fig. 308 - Dal progresso fumi e vapori spettacolarmente densi e compatti per una nuova, rinnovata atmosfera. La modificarono all'inizio, e drasticamente, i batteri. Perché loro sì e noi no? Il ritorno all'origine delle origini.

Alterazioni minime che in rapida successione potrebbero risultare distruttive e letali per noi e quanti assieme a noi occupano la sottilissima pellicola più esterna di questa sfera di metalli, rocce, sedimenti e acqua chiamata Terra.

E anche se questo fosse il destino ultimo della massa dei viventi che ne popolano la superficie, accelerato sventuratamente dall'Uomo o favorito dai futuri imprevedibili ma periodici cataclismi globali (impatti cosmici, glaciazioni, variazioni dell'inclinazione dell'asse terrestre, crisi sismiche,...), ciò non basterebbe a distruggere la vera forza vitale del pianeta, fatta di eruzioni, cristalliz-



Fig. 309 - *Spettro di Broken*. Può diventare il simbolo dell'evanescenza della specie umana, destinata forse a sublimare, trasformandosi nella prima specie vivente gassosa (e resistentissima) della galassia!

zazioni di magmi, erosioni e crolli, trascinamenti di particelle distribuite in ammassi mobili, incorruttibili e rigenerabili attraverso inghiottimenti litosferici, fusioni, effusioni, smantellamenti e rinnovate deposizioni.

Siamo appoggiati, in bilico, sul fantastico prodotto di un immenso respiro crostale, sviluppato a scala planetaria da un gigantesco organismo sferico composto da metallo, roccia, sedimenti e acqua, di cui noi viventi, senza distinzione di phylum o di specie, costituiamo una evanescente e temporanea muffa superficiale, una sorta di particolare funesta psoriasi, che il tempo saprà curare in modo efficace e, probabilmente, definitivo.



Fig. 310 - La Tofana di Rozes, presso Cortina d'Ampezzo (BL). Ogni singolo strato di questa immensa parete dolomitica è la fotografia di un istante geologico che, milioni di anni fa, brulicava di vita. Oggi questi stessi strati sono diventati le infinite pagine di un silenzioso album di immagini da sfogliare con attenzione e stupore. Un archivio tridimensionale che si fa museo a cielo aperto ed è capace di trasformarsi, per chi lo vuole, in una fantastica macchina del tempo. (Foto I. Pecile).

Ringraziamenti

Chiunque si impegni a realizzare qualcosa di complesso - come in questo caso - non può prescindere dall'aiuto altrui, tanto materiale quanto morale e psicologico. Io in questo caso ne ho beneficiato a piene mani grazie ai tanti amici che, nel tempo, si sono prodigati ad assistermi, correggermi e consigliarmi.

Ho detto “nel tempo” e davvero di anni ne sono passati tanti da quella prima, iniziale stesura che, proprio col passare del tempo, ho ricalibrato, rigenerato e - dato il titolo del volume - ri-modellato alla luce delle esperienze che nel frattempo andavano modificando il mio modo di sentire e di mediare la lettura geologica del territorio in chiave divulgativa e didattica. In questa direzione, i nove anni di insegnamento alla SSIS (Scuola di Specializzazione per l'Insegnamento Secondario) sono stati una palestra formativa di confronto e crescita davvero insostituibile.

L'idea di realizzare un simile volume mi era nata nel 1993. Avevo iniziato concretamente a lavorarci sopra grazie all'interessamento e al sostegno di Stefano Piccini, amico e geologo a un tempo, già allora sensibile alla divulgazione e propenso alla diffusione delle meraviglie della Natura. Nel lontano 1995 la prima stesura (testi, foto e disegni) era stata ormai completata. Il primo entusiasta di un'iniziativa del genere fu, neanche a dirlo, mio padre. Entrambi allora eravamo convinti che la prima copia stampata sarebbe stata sua. Non sarebbe finita così, ora lo so, ma la triste certezza arrivò dieci anni dopo, quando si stancò di attendere e mi lasciò, suo malgrado, proseguire da solo.

Quella prima originaria versione aveva visto il disinteressato, generoso impegno dell'amico Paolo Del Freo - al cui grato ricordo si associa quello della squisita ospitalità dei suoi genitori Gemma e Bruno - che da entusiasta ed esperto qual è ne portò a termine l'impaginazione, realizzata al computer, una novità per quei tempi!

Nel frattempo le bozze erano state riviste e corrette dagli stessi Paolo e Stefano che, nell'occasione, si impegnarono a migliorare il prodotto. E come a loro, il mio riconoscente ringraziamento va agli altri cari amici che si prodigarono nel segnalarmi refusi, incongruenze e dimenticanze. Furono Dorian Castaldini, Silvano del Zotto, Luca Ragaini, Franco Ricci Lucchi e, non ultima, Claudia Spalletta, alla quale si deve anche la tanto bella quanto immeritata presentazione che apre questo volume.

Sembrava cosa fatta, ma i preventivi per la stampa, decisamente alti per chiunque, bloccarono l'ultimo, decisivo passo, quello della pubblicazione. E l'avventura si bloccò, cristallizzandosi intorno a 15 anni fa. Il “Si Forma, Si Deforma, Tua Sorella” - come confidenzialmente ormai chiamavamo l'opera-fantasma - si adagiò nel buio di un cassetto e lì si assopì d'un sonno ormai privo di sogni. Per me era impossibile distinguere se si trattasse di profondo letargo o di coma irreversibile. Oggi so che era solo un letargo ristoratore!

A suo tempo - era ancora il 1995 - quando ancora tutti pensavamo che il testo avrebbe trovato uno sponsor capace di superare i problemi economici che ne frenavano la stampa, ne avevo realizzato tre fotocopie in bianco e nero, rilegate in broccia, da inviare in visione ai potenziali interessati (con preghiera di restituzione). Una copia fu lasciata a Giuseppe Muscio, altro grande amico, geologo e Curatore del Museo Friulano di Storia Naturale, al quale tanto devo in termini di produzione scientifica e divulgativa. “Interessante, ma servirebbero troppi soldi” fu il suo concreto responso, e quella copia non fu più restituita né io la pretesi indietro. In fondo, pensai, assopirsi in un Museo, seppure in

modo anonimo e senza lasciar tracce, non sarebbe stata una fine del tutto ingloriosa. Passarono così tredici anni di silenzio.

Poi - era la fine del 2008 - improvvisa come le notizie capaci di cambiarti l'esistenza, arrivò la telefonata di Margherita Solari, amica degli ultimi anni. Mi diceva pressappoco così: “Da prof. di scuola superiore (insegna scienze al Liceo) ti dico che se la fotocopia del tuo “Si Forma...” che ho avuto da Giuseppe, si trasformasse in volume vero e proprio sarebbe un'ottima cosa”.

Non potevo che condividere, contento che almeno qualcuno ne conoscesse l'esistenza (ma allora non era rimasta chiusa in Museo!). Margherita non aveva però finito, e proseguì. “C'è dell'altro” disse. “Lavorando part-time al Museo Geologico della Carnia, ad Ampezzo, ho mostrato la copia a Marino Corti (assessore alla Comunità Montana della Carnia) che mi ha chiesto... tieniti forte... Quando saresti pronto a consegnare la versione definitiva per il “si stampi” a spese della Comunità Montana?” E lì, in modo del tutto insperato, si aprì il secondo tempo dell'avventura che consideravo ormai definitivamente conclusa oltre un decennio prima. A Margherita e Marino vanno i miei più affettuosi ringraziamenti per la fiducia accordatami e per aver “riaperto il caso”!

Ripresi in mano il prodotto. Lo riguardai con dieci anni in più d'esperienza, di spirito critico, e... restai a dir poco perplesso. Non vi riconoscevo più quella spinta innovativa iniziale che l'aveva fatto sorgere. Era riconoscibile sì, ma ormai privo dell'energia e smalto che lo caratterizzava quindici anni fa. Era invecchiato anche lui. Occorreva una ristrutturazione integrale. Era necessario rivedere i testi originali, aggiungere capitoli nuovi, arricchire profondamente l'apparato iconografico modificando le didascalie esistenti, ricalibrare l'indice degli argomenti nonché reimpaginare l'intero prodotto. Solo così il volume avrebbe potuto beneficiare di quella che inizialmente era stata la sua forza vitale: l'innovazione. È servito più di un anno di lavoro appassionante e intenso per ottenere la nuova, presente versione, riletta criticamente da Claudia, Margherita, Chiara Anzolini e Giuseppe, che ringrazio per le ulteriori puntuali indicazioni e gli importanti suggerimenti.

E qui rientra in scena l'amico Giuseppe Muscio capace, in modo deciso e fondamentale, di dare concretezza ai risultati attesi. Come a suo tempo fece Paolo Del Freo - che ancor oggi mi piace continuare a ringraziare, ricordando con gratitudine il suo disinteressato impegno - anche Giuseppe si è fatto carico di convertire al computer in nuovo impaginato cartaceo, dando forma alla complessa e articolata versione digitale pronta per la tipografia. Un lavorone, ve lo posso assicurare! Non pago, ha continuato a mantenere i contatti con quest'ultima seguendo le varie prove colore di tutte le immagini. In aggiunta, durante l'impaginazione elettronica ha uniformato le scritte dei numerosi disegni e figure aggiungendo, dove necessario, il colore. Un amico benemerito la cui generosità, lasciatemelo dire, ha reso possibile l'uscita di questo volume che altrimenti, ancora una volta, avrebbe inciampato in un ultimo, non trascurabile, ostacolo. Volume che, e la cosa mi fa oltremodo felice, esce proprio in coincidenza con la sua meritata nomina a Direttore del Museo. Della serie “chi fa bene riceve bene”. Grazie Giuseppe!

Grazie infine anche a coloro i quali, tra i miei specializzati SSIS, hanno continuato negli anni a sottolinearmi l'efficacia divulgativa e didattica del “Si Forma...” che utilizzavo in parte nelle mie lezioni. A rappresentarli tutti voglio ricordare, con infinito piacere, Sara, Matteo, Rosangela e Suor Vilma. Non lo sanno, ma con il loro entusiasmo sono stati capaci di trasmettermi la necessaria carica per affrontare la recente opera di profonda ristrutturazione che ha dato forma a quanto oggi state tenendo tra le vostre mani.

Finito di stampare nel mese di aprile 2010
presso le Arti Grafiche Friulane - Imoco Spa di Tavagnacco (Ud)