

Una storia antica

Le formazioni rocciose del Trentino

MARCO AVANZINI

Sezione di Geologia - Museo Tridentino Scienze Naturali



L'ampio anfiteatro della Marmolada (foto: M. Avanzini)

Le montagne del Trentino rappresentano un archivio complesso degli ambienti e dei fenomeni che si sono succeduti per quasi 300 milioni di anni in un territorio molto diverso da quello che noi oggi conosciamo. In pochi altri luoghi al mondo è possibile trovare accostati tra loro scoesi massicci rocciosi e dolci praterie alpine e molti notano che le differenze tra i verdi altopiani prativi e i circostanti colossi rocciosi dipendono dai tipi diversi di rocce che dominano i rispettivi paesaggi. La molteplicità delle rocce e l'abbondanza dei fossili in esse custoditi rappresentano una sorta di grande inventario di pro-

cessi geologici succedutisi nel corso di diverse epoche geologiche e che hanno visto l'attuale Trentino ora dominato dai vulcani ora occupato da paesaggi desertici, ora punteggiato dalle barriere coralline di caldi mari tropicali ora sommerso da profondi bacini marini.

L'evidente relazione tra paesaggio e struttura geologica della regione sopra ricordata ha suscitato l'interesse del mondo scientifico sin dalla fine del XVIII secolo. Per i geologi le Dolomiti e le montagne che circondano il solco dell'Adige rappresentano dunque un'importante area di lavoro da oltre 200 anni!



Il tagliente profilo delle Dolomiti di Brenta (foto: N. Stanchina)

era	periodo	inizio /fine	denominazione della formazione	
Neozoico (2)	Olocene (0,01)	0,01		
	Pleistocene (1,66)	1,67	Arenarie di Ceole / Conglomerato di Gavazzo	
Cenozoico (63,33)	Neogene (21,33)	23	Formazione di Monte Brione	
	Paleogene (42)		Calcare del Linfano	
			Marne di Bolognano	"Plutoni" dell'Adamello-Presanella
		65	Calcare di Nago	
			Calcare di Torbole / Calcare di Chiusole / Scaglia Cinerea / Formazione di Ponte Pià / Vulcaniti eoceniche	
Mesozoico (185)	Cretacico (70)		Scaglia rossa	
			Marne di Puez	
			Scaglia Variegata / Scisti neri / Scisti ittiolitici	
		135	Flysh insubrico	
	Giurassico (70)		Formazione del Biancone	
			Rosso Ammonitico / Calcarei Selciferi di San Martino / Selcifero lombardo	
			Formazione di Tenno / Oolite di San Vigilio	
		205	Formazione della Corna / Formazione del Tofino	
	Triassico (45)			Calcarei grigi
				Argillite di Riva di Solto / Calc. di Zorzino / Calc. di Zu / Calc. di Dachstein
				Dolomia Principale
				Formazione di Raibl / Arenarie di Val Sabbia / Formazione di Breno / Formazione di San Giovanni Bianco
				Dolomia Cassiana / Formazione di S. Cassiano
				Calcarei del Cipit
				Conglomerato della Marmolada / Strati di La Valle - Wengen
				rocce vulcaniche basaltiche / "caotico eterogeneo"
			Dolomia dello Sciliar / Calcare della Marmolada / Calcare del Latemar / Formazione di Esino / Dolomia di Val d'Adige / Dolomia del Sindech / Calcare di Monte Spiz / Formazione di Livinallongo / Calcarei della Val Gola / Formazione a <i>Nodosus</i>	
			Formazione di Contrin / Formazione di Moena / Calcare di Monte Spiz / Calcare di Prezzo / Calcarei scuri di Margon / Marne della Val di Centa	
			Conglomerato di Richtohofen / Conglomerato del Tretto / Conglomerato di Val Perse	
			Dolomia della Valsugana / Dolomia del Serla Superiore / Calcare del Dosso dei Morti	
	Conglomerato di Voltago / Calcare di Angolo / Calcare di Recoaro			
	Brecce della Val Leogra / Formazione a <i>Gracilis</i>			
	250	Dolomia del Serla inferiore / Carniola di Bovegno		
		Formazione di Werfen / Formazione di Servino		
Paleozoico (320)	Permiano (40)		Formazione a <i>Bellerophon</i>	
			Verrucano Lombardo / Arenarie di Val Gardena	
			Formazione di Collio / Formazione di Tregiovo	
		290	lave andesitiche, dacitiche e riolitiche e ignimbriti riolitiche	
	Carbonifero (65)		Conglomerato di Ponte Gardena	
		355	"Plutoni" di Cima d'Asta e del Doss del Sabion	
			355	metamorfizzazione in scisti albitici, porfiroidi e filladi delle preesistenti rocce sedimentarie e ignee
Devoniano (55)	410			
Siluriano (28)	438	deposizione di grovacche, rioliti e argilliti-siltiti		
Ordoviciano (72)	510			
Cambriano (60)	570			

Schema generale delle unità geocronologiche (Ere e Periodi) e delle relative unità litostratigrafiche (formazioni) presenti in Trentino; le cifre della colonna "inizio/fine" indicano il principio e la conclusione in milioni di anni in meno rispetto al presente delle diverse unità geocronologiche mentre i numeri tra parentesi posti vicino a ciascuna unità ne precisano la durata in milioni di anni.

Il Carbonifero

Le rocce più antiche del Trentino, che affiorano tipicamente lungo la Valsugana fino ad Agordo e nell'area altoatesina, costituiscono il Basamento Metamorfo.

Si tratta di un complesso di rocce metamorfiche costituite in prevalenza da scisti albitici, porfiroidi e filladi che rappresentano il risultato della trasformazione rispettivamente di grovacche, rioliti e di argilliti-siltiti.

Questi tipi rocciosi che si estendono dalla Carnia, dove sono poco o per nulla metamorfosati (Catena Paleocarnica), fino alle Alpi lombarde sono stati depositi tra l'Ordoviciano superiore e il Devoniano (460-360 M.A.) quando costituivano piattaforme carbonatiche circondate da bacini più o meno profondi posti sul margine settentrionale del Gondwana.

Successivamente a cavallo tra Carbonifero e Permiano, 280 MA, iniziano a sollevarsi le catene montuose erciniche. Le immani forze impegnate nell'attività orogenetica esposero le originarie rocce sedimentarie a pressioni e temperature tali da determinarne la trasformazione in rocce metamorfiche.

Nella fase finale dell'Orogenesi Ercinica grandi masse di magma approfittano della debolezza degli strati rocciosi che vengono deformati e spostati per intrudersi in essi formando estesi ammassi sotterranei che poco a poco si raffreddano solidificandosi in rocce ignee intrusive. In Alto Adige/Südtirol sono caratteristici di questa fase i graniti di Bressanone che si estendono dalla Val Pusteria fino quasi a Vipiteno e i graniti di Lana, presso Merano mentre in Trentino i "plutoni" che risalgono all'orogenesi ercinica, sono quelli di Cima d'Asta, presso l'Altopiano del Tesino, e del Doss del Sabion, in Val Rendena, che le vicende erosive successive hanno privato dell'originario "coperchio" di rocce consentendo loro di venire alla luce. Le imponenti camere magmatiche che avrebbero dato vita ai due plutoni sopra citati funsero da bacini di alimentazione per estese e ripetute colate piroclastiche.

Le rocce del basamento cristallino precarbonifero si presentano oggi con un aspetto molto caratteristico: sono infatti formate da sequenze di sottili fogli intensamente pieghettati e fratturati, con frequenti inclusioni di quarzo microcristallino rico-



Le rocce plutoniche di Cima d'Asta (foto: L. Trentin)

noscibile per il suo caratteristico color latteo.

Queste rocce metamorfiche hanno un aspetto lucido e argenteo, conferito loro dalla presenza di mica mentre il talco che talvolta contengono è responsabile della sensazione di untosità che si può provare prendendole in mano.

In Alta Valsugana esse sono denominate "lasta morta" probabilmente per le loro cattive qualità geotecniche (=facile sfaldabilità) che le rende un cattivo materiale da costruzione se paragonato a calcari, porfidi, graniti ecc.; nello stesso tempo, la loro capacità di trattenere il calore le rendeva un materiale ricercato per riempire le formelle delle vecchie stufe in ceramica.

Il Permiano

Le elevazioni montuose formatesi nel corso dell'orogenesi ercinica subirono l'azione distruttiva degli agenti atmosferici che attaccarono le rocce, disgregandole poco a poco. I prodotti di tale disgregazione vennero via via asportati dai torrenti che incidevano i fianchi dei monti e successivamente depositi sui fondivalle e nelle pianure. Il paesaggio che ne derivava era rappresentato probabilmente da un'alternanza di colline e dossi più o meno elevati, intervallati da vallate occupate da piane alluvionali. Sabbie, ghiaie e detriti formarono nelle depressioni potenti accumuli di sedimenti che cementandosi si trasformarono nel Conglomerato di Ponte Gardena. Il fatto che questa formazione rocciosa sia formata da sedimenti di varie dimensioni spesso malstratificati suggerisce che questi ultimi siano stati depositi nel corso di eventi alluvionali violenti che non ne permettevano la classazione.

L'aspetto di questa roccia costituita per la maggior parte da ciottoli di rocce metamorfiche e quarzo, è vario, con colorazioni che mutano tra il grigio e il rosso e dimensioni dei detriti, come sopra descritto, diverse tra loro. Essa affiora nel settore settentrionale della Valle dell'Adige (da Lana fino a

Ponte Gardena) e in modo più discontinuo nelle Dolomiti occidentali. Ma i luoghi dove la si può osservare bene, a esclusione appunto dell'imbocco della Val Gardena e della strada che sale da Lana al Passo Palade, sono spesso impervi e difficili da raggiungere.



Il fronte di una cava di porfido in Val di Cembra dà una buona percezione dello "spessore" dell'attività vulcanica tardo-paleozoica (foto O. Negra).

Il tempo dei grandi vulcani

Nel tardo Paleozoico a livello delle Alpi Meridionali si sviluppa un articolato sistema eruttivo, i materiali prodotti dal quale affiorano attualmente su di una vasta area compresa tra le Dolomiti orientali e il Lago Maggiore. In un intervallo temporale compreso circa tra 285 e 260 MA, un'imponente attività magmatica produce infatti grandi quantità di rocce vulcaniche, subvulcaniche e plutoniche dalla composizione chimica diversa: da acida a basica.

Si tratta nel complesso di una potente successione di vulcaniti di colore rossastro e violaceo, presente soprattutto nel Trentino orientale (Lagorai e Valle dell'Adige tra Merano e Ora) ma anche a ovest della Valle dell'Adige (alta Val di Non e Valli Giudicarie presso Tione) per una superficie che supera i 2000 km², compresa fra il Lineamento Periadriatico a nord ovest e la Linea della Valsugana a sud est .

La formazione delle vulcaniti è fortemente condizionata dalla contemporanea attività tettonica: i prodotti vengono emessi in corrispondenza di grandi fenditure della crosta terrestre e sono costituiti prevalentemente da depositi di piroclastiti e secondariamente da estrusioni a forma di cupola e colate laviche.

Le vulcaniti raggiungono uno spessore superiore a 3000 metri e a dispetto dell'antichissimo periodo di formazione di questi prodotti vulcanici è ancora possibile, nelle zone meglio esposte, effettuare una dettagliata ricostruzione delle geometrie di messa in posto degli stessi. Infatti sono perfettamente riconoscibili gli edifici costruiti dall'accumulo di prodotti estrusi dalle bocche eruttive.

L'origine di questa attività vulcanica va ricercata nei titanici sommovimenti che interessavano la crosta terrestre dando la possibilità al magma, là dove veniva maggiormente indebolita la struttura rocciosa, di attraversarla, raggiungendo così la superficie.

I prodotti vulcanici permiani dimostrano un'evoluzione della composizione geochimica dei magmi (vedi box) che passa da rocce rioidacitiche che sono prevalenti alla base a rioliti nella parte sommitale. Questo passaggio non è graduale e la presenza di lave andesitiche sia nelle fasi precoci dell'attività magmatica, all'interno quindi delle rioidaciti, che sopra le rioliti, dimostra la coesistenza di magmi meno acidi con magmi più evoluti durante tutta la durata dell'attività vulcanica permiana.

Queste differenze nella composizione delle rocce sono state utilizzate da vari studiosi per suddividere le vulcaniti trentine in due gruppi principali che si differenziano sia per la composizione chimica delle lave dalle quali sono costituiti sia per la morfologia delle strutture alle quali hanno dato vita.

La successione vulcanica in linea di massima risulta costituita quindi nella parte inferiore, più antica, da lave andesitiche, dacitiche e riolitiche di colore grigio-verdastro o violaceo e nella parte superiore, più recente, da ignimbriti riolitiche.

Le ignimbriti riolitiche superiori, ampiamente sfruttate in numerose cave nei dintorni di Trento e di Bolzano per i "cubetti di porfido" utilizzati nella pavimentazione stradale, sono il risultato di successive colate piroclastiche che si sono espanse solidificandosi, per decine di chilometri e con spessori di centinaia di metri in depressioni tettoniche all'interno del Basamento Metamorfico.

Sia le lave che le ignimbriti si accumularono in condizioni subaeree. Infatti sono comuni tra una colata e l'altra (a Tregiovo in alta Val di Non, a Tione nelle Valli Giudicarie, al Passo del Manghen e in Val Calamento nel Lagorai e sull'Altopiano di Pinè) livelli di tufi, arenarie e conglomerati a testimonianza dell'azione erosiva dei magri torrentelli che solcavano quest'arida regione vulcanica. Talvolta questi sedimenti superano il centinaio di metri di spessore e sono stati distinti come vere e proprie formazioni geologiche (Formazione di Collio presso Tione e Formazione di Tregiovo in alta Val di Non).

In una di queste intercalazioni, nei pressi di Stramaiole sull'Altopiano di Pinè, è stato rinvenuto il fossile di un piccolo rettile protorosauro, il *Tridentinosaurus antiquus*, mentre a Tregiovo e sul Monte Tof, alla testata della Val Manez, sono documentate le orme di piccoli rettili simili a lucertole.

Le piane desertiche

Nel Permiano superiore, 255-260 milioni di anni fa, un vasto braccio marino appartenente alla Tetide e proveniente da quelli che sono oggi i Balcani, invase buona parte degli attuali territori alpini. Rilievi montuosi erano presenti a occidente del Lago di Como, nel Varesotto e nel Luganese. Questi, digradavano verso una fascia pedemontana caratterizzata da conoidi alluvionali localizzata nella Lombardia centro-orientale. Tale fascia in Trentino, in Alto-Adige/Südtirol e in Carnia era rimpiazzata da una vasta e arida pianura, solcata da fiumi che formavano numerosi meandri e punteggiata da isolati laghetti effimeri. Tuttavia se gran parte delle attuali Dolomiti e del Trentino occidentale erano dominati da paesaggi pianeggianti, nell'area occupata oggi dai rilievi che a partire dal Monte Rosà sopra Pressano separano, con il nome di "Dossone di Cembra", la Val di Cembra dalla Val d'Adige è invece documentata la presenza di veri e propri rilievi montuosi che si ergevano per qualche centinaio di metri sulla pianura circostante.

Alla cessazione dell'attività vulcanica, gli sbalzi di temperatura e i forti venti che spazzavano questo arido tavolato determinarono il lento smantellamento dei suoi strati superficiali e il conseguente trasporto e sedimentazione da parte dei corsi d'acqua dei detriti che derivavano.

Le sabbie e le ghiaie accumulate nelle aree più depresse formarono il complesso sedimentario del Verucano Lombardo (zona delle Valli Giudicarie: Tione, Daone, Prezzo, Storo) e delle Arenarie di Val Gardena (Valle dell'Adige e Dolomiti). Lo spessore di queste formazioni rocciose è molto variabile: si passa da pochi metri nella zona di Trento fino a 200 metri dei settori più orientali della provincia. Variazioni così brusche anche su breve distanza testimoniano come questi depositi colmassero le accidentate morfologie delle sottostanti vulcaniti e del Basamento metamorfico.

All'interno di queste arenarie, assai caratteristiche per la loro colorazione rossastra, si ritrovano resti fossili di radici, di porzioni di fusto e di foglie appartenenti per lo più a conifere. Questi resti vegetali sono stati rinvenuti soprattutto presso Egna, in Val d'Adige, e nel non lontano Butterloch, presso Redagno, nonché nei dintorni di Pressano, sempre in Val d'Adige, nelle Cuecenes, in Val Gardena, ma anche nei dintorni di Meano, sull'Argentario, e a Passo Valles, nella Valle del Travignolo, nella vicina Val Venegia e al Passo di San Pellegrino, nell'omonima vallata.

In questi depositi sono state rinvenute anche numerose impronte lasciate da rettili. A questo riguardo il sito più studiato è certamente quello dello spettacolare *canyon* inciso tra Redagno e il Santuario di Pietralba, conosciuto come Bletterbach-Butterloch, ma orme di grandi e piccoli rettili sono state trovate anche nelle Arenarie del Passo Valles e di Passo Rolle inoltre al Passo San Pellegrino è stata rinvenuta l'impronta di un piccolo rettile che si era appoggiato con tutto il corpo sul fango molle.

Le lagune salate

Con il procedere del tempo il processo di traggresione, che ebbe peraltro inizio già in coincidenza con la sedimentazione delle arenarie di Val Gardena, trasformò l'originaria piana alluvionale in un ampio golfo tropicale dalle acque calde e poco profonde, nel quale i corsi d'acqua si gettavano dopo aver dato vita a vasti laghi e paludi costiere. In questi ambienti molto particolari, caratterizzati dalla presenza di lame d'acqua poco profonda sottoposte a forte evaporazione e nelle quali si concentravano di conseguenza i sali marini, ebbe luogo la deposizione di sedimenti formati in prevalenza da solfati e cloruri che si sarebbero successivamente trasformati in evaporiti .

Tali successioni di dolomie, calcari ed evaporiti, come i gessi, prendono oggi il nome di Formazione a *Bellerophon* per la caratteristica, anche se rara, presenza di un fossile-guida: il Mollusco Gasteropode *Bellerophon*. La varietà dei tipi di roccia che costituiscono la formazione a *Bellerophon* è spiegabile proprio con le particolarissime condi-

zioni di formazione. La normale sequenza di sedimentazione dei sali per evaporazione dell'acqua marina venne infatti frequentemente modificata da mareggiate, alluvioni, forti e persistenti piogge che portarono nei laghi e negli acquitrini costieri acque rispettivamente salate o dolci, mutando la composizione del liquido che stava evaporando e di conseguenza anche del tipo di sedimenti evaporitici che venivano formandosi. Inoltre i corsi d'acqua, soprattutto in occasione delle piene, potevano esondare, depositando in queste zone umide costiere limi e sabbie che si mescolavano alle evaporiti modificandone ulteriormente struttura e composizione chimica. Non vanno infine dimenticati i fenomeni legati ai movimenti di abbassamento dei fondali marini che talvolta si interrompevano o addirittura si invertivano, determinando l'allontanamento della linea di costa e la conseguente interruzione dei processi di sedimentazione e di precipitazione.

Questi depositi salini sono comuni e caratterizzati da spessori considerevoli in tutta l'area dolomitica orientale, come ad esempio nei pressi di S. Martino di Castrozza dove raggiungono i 300 metri. Sono visibili anche in Val di Fassa con spettacolari esposizioni osservabili lungo i fianchi della Val San Nicolò e nei pressi di Vigo di Fassa dove, a causa della loro plasticità, hanno dato origine ad ampie frane e dove inoltre sono riconoscibili antichissime deformazioni (diapiri).

La formazione a *Bellerophon* è presente, con spessori però decisamente più ridotti, in differenti settori della Valsugana (presso Barco e in Val di Sella) fino alla conca di Trento.



Le attuali lagune di alcune isole dell'Indopacifico possono ricordare gli ambienti di formazione delle evaporiti (foto: O. Negra).

Triassico: il mare avanza da est

All'inizio dell'Era Mesozoica, e più in particolare all'inizio del periodo Triassico, circa 250 MA, il mare avanzò ulteriormente verso occidente fino alle attuali Svizzera e Francia e in tutta la zona alpina si instaurarono condizioni di mare costiero. Sui bassi fondali dove onde e tempeste facevano sentire la loro presenza, si depositavano strati sottili di sabbie, argille e calcari che ora costituiscono la Formazione di Werfen. Si tratta di rocce ben stratificate e dai vivaci colori grigio, giallo e rosso. Nelle Dolomiti di Fassa (presso Vigo di Fassa, in Val San Nicolò, in Val Duron, a Passo Valles, a Passo San Pellegrino ecc.) questi terreni presentano uno spessore variabile tra 250 e 400 m e sono il risultato di almeno quattro successive invasioni marine (= trasgressioni) seguite da altrettanti ritiri (= regressioni). Tali variazioni del livello marino sono documentate da livelli o gruppi di strati di rocce chiamati "membri" appartenenti appunto alla Formazione di Werfen e identificati in base alla diversa litologia, colore e contenuto in fossili. E' evidente che rispetto agli ambienti nei quali si erano depositati i sedimenti della Formazione a *Bellerophon* si assiste qui a un maggiore sprofondamento dei fondali. Il fatto che la Formazione di Werfen possa raggiungere anche centinaia di metri di spessore è infatti spiegabile solo ammettendo che il fondale di questo antico mare fosse in continuo, lento inabissamento e di conseguenza su di esso si depositassero grandi quantità di sedimenti che compensando, almeno parzialmente, lo sprofondamento ne mantenessero relativamente costante la profondità.

Alla base della Formazione di Werfen si trova un livello di calcari oolitici (= Membro di Tesero) che rappresenta il passaggio dalla sottostante Formazione di *Bellerophon* permiana al Triassico. Queste rocce oolitiche sono costituite da numerosissime palline che si formano in acque agitate e basse dei mari tropicali. Attualmente si possono osservare nei bassi fondali sabbiosi delle isole Bahamas e sulle coste arabe del Golfo Persico. Salendo la serie, dopo i Membri di Mazzin e di Andraz, si può incontrare il Membro di Siusi, costituito da calcari marnosi grigi, ricchi in *Claraia claraia*, un importante Lamellibranco fossile-guida, o più in alto, dopo quello dell'Oolite a Gasteropodi, il Membro di Campil, documentato da



Un esempio di *ripple marks* con Asteroidi e Crinoidi (da un campione della Cosmo Caixa di Barcelona, foto: O. Negra)

arenarie rosse caratteristiche per le abbondanti stelle di mare e le strutture sedimentarie come le increspature dei fondali marini (*ripple marks*).

Più ad occidente la Formazione di Werfen è ben rappresentata sulla sinistra della Val d'Adige, nei dintorni di Trento (in Val Gola, presso Ravina, e sulla Marzola) e in Valsugana. Nella zona di Lavis resistevano ancora basse isole di porfido che emergevano dal mare. Qui, la Formazione di Werfen assume spessori molto ridotti e caratteristiche sedimentologiche del tutto peculiari. In Val di Non e in Val di Sole la Formazione di Werfen trova buona corrispondenza con l'area dolomitica, mantenendo pressoché inalterate le litologie anche se gli spessori sono leggermente minori. Nella zona giudicariense e nei dintorni di Tione la Formazione di Werfen è sostituita dalla Formazione di Servino, molto simile in quanto anch'essa costituita da dolomie, arenarie fini e siltiti varicolori, calcari dolomitici e oolitici, che testimoniano la presenza di una piattaforma carbonatica e di bassi fondali che venivano "inquinati" saltuariamente da materiali erosi sulla terraferma e qui trasportati dai corsi d'acqua. In alcuni settori della Val d'Adige (Argentario e Faedo), della Val di Cembra (Palù di Giovo), del Perginese (Roncogno) e dell'alta Val di Non (Rumo, Tregiovo) nel Membro di Tesero, localizzato alla base della Formazione, si possono trovare dolomie oolitiche di colore marrone scuro che sono sede di una diffusa mineralizzazione a galena argentifera, blenda e barite sotto forma di lenti, filoni e vene, e che furono coltivate fin dai secoli XI-XII per l'estrazione dell'argento.

Le prime scogliere

Tra la fine dello Scitico e l'inizio dell'Anisico, gli ambienti costieri che avevano favorito la deposizione della formazione di Werfen, furono sostituiti da bassi fondali situati lontano dagli apporti detritici di origine continentale e da lagune di tipo evaporitico con circolazione limitata delle acque. Ne sono la testimonianza i calcari dolomitici della Dolomia del Serla inferiore, ricchissimi di alghe appartenenti alla Famiglia delle Dasycladacee e le dolomie porose ("a cellette"), rese tali a causa di complessi fenomeni di frammentazione e dissoluzione, con intercalazioni argillose che prendono il nome di Carniola di Bovegno.

La Dolomia del Serla inferiore è tipica del Trentino orientale e trapassa nella Carniola di Bovegno a ovest della Val di Non e nell'area delle Valli Giudicarie. La spiegazione di questa variazione è legata all'inizio di un'importante fase tettonica che, nel Triassico medio (Anisico) suddivide il territorio trentino in una articolata serie di bacini, piane fangose e isole rocciose.

Antiche isole rocciose

Nell'Anisico, tra 240 e 235 MA, alcune zone del Trentino attuale, come l'area delle Dolomiti di Brenta e quella a sud di Rovereto, si sollevarono ed emersero dal mare. Fiumi a breve percorrenza iniziarono allora a gettarsi in mare formando dei piccoli delta e determinando la deposizione delle Breccie della Val Leogra che oggi sono presenti in Val d'Adige (in Val Gola presso Ravina e sulla Marzola). Qua e là erano presenti lagune sede di intensa evaporazione (a sud di Trento, in corrispondenza dell'attuale Marzola e in Valsugana) con piane tidali a sedimentazione carbonatica, influenzata talora da sedimenti continentali terrigeni nelle quali proliferavano estese praterie a crinoidi (Formazione a *Gracilis*).

Successivamente ebbe inizio un'intensa attività erosiva. Le piane alluvionali furono percorse da corsi d'acqua intrecciati tra loro (*braided*) che trasportavano in mare i detriti erosi dalle parti più elevate delle isole. Sulle sabbie di queste antiche spiagge rimasero impresse, tra gocce di pioggia e tracce di insetti, anche le orme degli antenati dei dinosauri: alcune delle quali tra le più belle mai rinvenute. Erano Rettili grandi e piccoli, carnivori ed erbivori, che vivevano lungo i fiumi all'ombra di foreste di Conifere.

Questi detriti si accumularono in molte aree del

Trentino (come sulla Marzola, in Val Gola presso Ravina, a Faedo in Val d'Adige, a Ville di Giovo in Val di Cembra, sul Catinaccio in Val di Fassa) sotto forma di spesse pile di sabbie rosse e ciottoli biancastri che dettero origine al Conglomerato di Voltago. Nelle Valli Giudicarie e nei pressi di Tione si estendeva invece un ampio golfo poco profondo con acque relativamente tranquille, il cui fondale, che periodicamente soffriva per l'assenza di ossigeno, si evolse nel Calcare di Angolo, nel quale si ritrovano con frequenza crinoidi e, quando i sedimenti diventano più marnosi, ammoniti e Brachiopodi. Una situazione analoga caratterizzava anche i settori centrali e meridionali del Trentino attuale (Trento e la Vallarsa), dove nei calcari scuri (Calcario di Recoaro) sono recentemente stati trovati resti di rettili Placodonti e Notosauri.

Il paesaggio del Trentino si presentava dunque ben articolato con nuove piattaforme carbonatiche di tipo peritidale che risentivano delle oscillazioni del livello di marea che avrebbero dato vita alla Dolomia della Valsugana, alla Dolomia del Serla Superiore e a Calcario del Dosso dei Morti nelle Valli Giudicarie. Le faune presenti in questi sedimenti sono documentate da Lamellibranchi, Gasteropodi, Brachiopodi, Crinoidi, Briozoi, alghe e foraminiferi.

Nelle ultime fasi di sopravvivenza delle isole e poco prima del loro definitivo sprofondamento, l'erosione raggiunse anche le rocce della Formazione di Werfen e della sottostante Formazione a *Bellerophon* i cui frammenti, incanalati in piccoli torrenti e distribuiti sotto forma di ciottolame rossastro lungo piccole e strette spiagge, costituiscono ora il Conglomerato di Richtohofen detto anche Conglomerato del Tretto nell'alta Vallarsa, dove affiora ai piedi delle Piccole Dolomiti (presso Obra e in Val Sinello), e Conglomerato di Val Perse nelle Dolomiti di Brenta.

Le piattaforme e i bacini dell'Anisico finale

La nuova fase di sprofondamento (subsidenza) interessò in maniera differente le varie parti dei fondali marini: in alcune l'abbassamento fu meno accentuato e rimasero aree di mare basso (piattaforme) mentre in altre fu enfatizzato e divennero aree di mare profondo (bacini). Il destino geologico di queste aree fu ovviamente diverso in quanto nei tratti di bacino poco profondi, dove le acque erano limpide, calde, ben ossigenate e ricche di alghe, sedimentarono marne, arenarie, calcari,

e dolomie di colore chiaro (Formazione di Contrin) mentre sul fondo dei bacini più profondi nei quali le acque erano più fredde e asfittiche, sedimentarono dei calcari scuri bituminosi (Formazione di Moena). Nel Trentino meridionale (in Vallarsa) sono presenti rocce calcaree che corrispondono almeno in parte alla Formazione di Contrin ma qui sono chiamate Calcarea di Monte Spiz.

Dalla Valsugana fino all'attuale conca di Trento, in comunicazione con le Valli Giudicarie e di lì al Bacino Lombardo, esistevano condizioni di baia aperta con fondali scarsamente ossigenati i quali preservarono dagli organismi distruttori pesci e ammoniti che si conservarono quindi stupendamente nelle rocce. I sedimenti accumulatisi prendono il nome di Calcarea di Prezzo nelle Valli Giudicarie e di Calcari scuri di Margon e Marne della Val di Centa presso Trento e in Valsugana.

Le piattaforme e i bacini del Ladinico

Lo sprofondamento del fondale marino proseguì inesorabile e anzi si accentuò in maniera tale che pure le piattaforme carbonatiche, sottoposte al collasso delle loro fondamenta, si frantumarono in grossi blocchi. Questi enormi tavolati subacquei nel corso dei loro movimenti, si inclinarono tanto che talvolta arrivarono anche ad emergere in parte dalle acque mentre il resto del pianoro si immergeva verso le acque profonde circostanti. Le porzioni che conobbero il destino più interessante furono quelle che in questo gioco di equilibri vennero spinte verso la superficie marina. Proprio su di esse infatti attecchirono floride colonie di organismi marini, per certi aspetti simili a quelli che negli attuali mari tropicali formano le scogliere coralline. Si trattava di alghe calcaree, spugne e coralli che possedevano la peculiarità di riuscire a estrarre il calcio dall'acqua marina fissandolo sotto forma di carbonato di calcio con il quale si costruivano strutture di sostegno e protezione.

Anche le porzioni dei tavolati spinte in un primo momento verso l'alto tuttavia subirono gli effetti del veloce sprofondamento dei fondali, pari a circa un migliaio di metri nell'arco di pochi milioni di anni, e cominciarono inesorabilmente ad allontanarsi dalle luminose, calde e ossigenate acque superficiali. La velocità con la quale le scogliere sottomarine producevano carbonato di calcio era però tale da compensare lo sprofondamento della piattaforma determinando una costante crescita verso l'alto della scogliera (aggradazione della

scogliera) che nel giro dello stesso numero di milioni di anni crebbe quindi all'insù per un migliaio di metri. Ma non solo, la produzione di carbonato di calcio era tale da consentire anche l'accrescimento laterale della scogliera (progradazione della scogliera) che cresceva quindi non solo in altezza ma anche in diametro. Gli organismi che la colonizzavano si localizzavano solamente nella porzione apicale, situata a poca distanza dalla superficie marina, mentre il resto, la gran parte, dell'enorme edificio era costituito da strutture carbonatiche nelle quali gli organismi che le avevano edificate erano ormai morti.

Queste antichissime scogliere erano destinate a trasformarsi nell'attuale Dolomia dello Sciliar che forma oggi alcune tra le più belle e famose montagne dolomitiche. In alcuni casi però il calcarea che formava le scogliere rimase tale (Calcarea della Marmolada, Calcarea del Latemar) e non si trasformò invece in dolomia, destino che ebbero invece in sorte la maggior parte delle scogliere. Fino ad oggi non si conoscono ancora con certezza i processi che hanno portato alla loro dolomitizzazione risparmiandone talune, come appunto la famosa Marmolada o il massiccio del Latemar che a dispetto della localizzazione geografica al centro delle Dolomiti, sono appunto costituite da calcarea e non da dolomia.

Analoghe piattaforme carbonatiche si svilupparono nel contempo pure nel Trentino occidentale (nelle Valli Giudicarie). La formazione che le costituisce è conosciuta con il nome di Formazione di Esino, mentre nelle Dolomiti di Brenta e in Valle dell'Adige è tradizionalmente definita Dolomia di Val d'Adige e in Valsugana è individuata come Dolomia del Sindech. Nel Trentino meridionale (in Vallarsa) intanto continua la sedimentazione del Calcarea di Monte Spiz.



L'inconfondibile sagoma dello Sciliar (foto: O. Negra).



L'inconfondibile sagoma dello Sciliar (foto: O. Negra).

Mentre le piattaforme crescevano, nei profondi fondali marini che separavano tra loro le piattaforme si andava depositando un pacco di strati sottili talvolta selciferi con spesso intercalati livelli di tufi e ceneri vulcaniche dal colore verde intenso. Questi prodotti piroclastici estremamente fini, provenienti da nubi eruttate dai centri vulcanici, una volta raggiunta la superficie del mare per caduta decantavano sul fondo marino. La distribuzione geografica di queste formazioni di mare profondo (Formazione di Livinallongo) "disegna" la mappa dei fondali degli antichi bacini. Benché Dolomia dello Sciliar/Calccare della Marmolada e formazione di Livinallongo siano coevi non raramente quest'ultimo si trova al di sotto del primo, come se si trattasse di una roccia più antica. La spiegazione di questo particolare rapporto stratigrafico sta nel processo di progradazione delle scogliere le quali accrescendosi lateralmente andavano lentamente a coprire i fondali dei profondi bacini circostanti ricoprendo di conseguenza anche la formazione di Livinallongo che su di essi si stava sedimentando.

Rocce simili si osservano anche nei dintorni di Trento e in Valsugana, comprese nella formazione dei Calcari della Val Gola, o in Trentino sudorientale (in Vallarsa) dove la Formazione a *Nodosus* si accosta al Calccare di Monte Spiz. Sedimenti analoghi bordano pure le Dolomiti di Brenta, e le piattaforme carbonatiche in Val di Non e lungo la Val d'Adige ricche in alghe *Dasycladaceae* e organismi bentonici di acque basse.

Il più grande vulcano d'Europa

I fondali marini di un'ampia area che attualmente forma buona parte del bacino mediterraneo,

circa 230 MA furono interessati da intensi movimenti la cui origine non è ancor oggi chiara, i quali, rompendone l'originaria compattezza, determinarono l'apertura di crepe e spaccature. Attraverso queste enormi fenditure grandi quantità di magma poterono quindi risalire fino a raggiungere la superficie e a trasformarsi in rocce vulcaniche basaltiche. In taluni casi l'emissione lavica ebbe luogo attraverso brecce di limitate dimensioni mentre in altri si ebbe invece la formazione di veri e propri edifici vulcanici che crebbero fino ad innalzarsi al di sopra delle acque. Nell'attuale Trentino in particolare un antichissimo vulcano risalente a quel periodo era situato in Val di Fiemme nei pressi di Predazzo (Monte Mulat) e un secondo nella Val S. Nicolò, laterale sinistra della Val di Fassa. Questi edifici vulcanici non sono oggi più visibili perché sono crollati sotto il proprio peso (Predazzo) oppure sono stati smantellati dall'attività erosiva (Val S. Nicolò).

Rese instabili dai movimenti tellurici e ricoperte da strati di lave, come in Val Duron, in Val San Nicolò e in Val Giumela, le piattaforme carbonatiche furono interessate da frane sottomarine di enormi proporzioni nell'ambito delle quali lave e calcari si mescolarono scivolando verso i fondali marini che le separavano le une dalle altre dando vita al cosiddetto "caotico eterogeneo", così denominato perché formato da materiali provenienti da molte delle formazioni più antiche fra loro mescolati.

Gli ingenti ammassi di lava fuoriuscivano dal sottosuolo risalendo lungo condotti che attingevano il magma da camere sepolte (= camere magmatiche). L'orogenesi alpina e la conseguente erosione hanno successivamente messo a giorno e permettono di osservare queste rocce (monzoniti, sieniti, graniti tormaliniferi, monzo-gabbri, gabbri) che si sono solidificate lentamente in profondità e sono perciò intrusive o plutoniche. Le rocce a contatto con la massa plutonica in lento raffreddamento sono state "scottate" e metamorfosate. È proprio in questa sorta di "aureola" che circonda i due importanti edifici vulcanici che sono localizzati molti dei minerali che rendono oggi famosa la Val di Fassa.

Mentre l'attività vulcanica si andava via via attenuando, i rilievi vulcanici incominciavano ad essere smantellati. Nelle aree più vicine ai centri

eruttivi, come le attuali valli di Fiemme e di Fassa, su limitate pianure fluviali, sulle spiagge e sui pendii dei bacini si accumulavano quindi depositi grossolani (Conglomerato della Marmolada) che venivano sostituiti a distanza da materiali più fini, come le arenarie e le argille (Strati di La Valle - Wengen).

La Dolomia Cassiana – Formazione di S. Cassiano

Al passaggio fra Ladinico e Carnico (230 MA) si verificò un abbassamento di parecchie decine di metri del livello marino che portò all'emersione delle scogliere e di larga parte degli edifici vulcanici. Le piattaforme carbonatiche del Latemar, della Marmolada in Val di Fassa, del Gruppo del Civetta - Pale di S. Martino nel Primiero mostrano tuttoggi chiare tracce di questa esposizione agli agenti atmosferici sotto forma di superfici paleocarsiche. Tale fenomeno fu di entità regionale sicché è identificabile anche in Val d'Adige e nelle Dolomiti di Brenta dove corpi di breccie rossastre tagliano le dolomie della Val d'Adige e la Formazione di Esino. La documentazione di questo abbassamento del livello marino con il conseguente innesco di processi erosivi è confermata dalla presenza di grandi blocchi di roccia franati dai pendii delle piattaforme (Calcari del Cipit).

Conclusasi l'attività vulcanica la regione tornò però a essere un tranquillo tratto di mare tropicale in cui proliferavano gli organismi viventi e sui cui fondali attecchiva una nuova generazione di scogliere questa volta di età carnica (Dolomia Cassiana).

A differenza però delle scogliere formatesi in epoche precedenti, quelle cassiane tendono a svilupparsi più in orizzontale (progradazione) che in verticale (aggradazione) a causa della diminuita velocità di sprofondamento del fondale marino. Sempre in analogia con le scogliere più antiche, anche sui fondali che separavano tra loro le scogliere carnice andavano depositandosi, strato dopo strato, sedimenti originati dall'erosione delle vulcaniti e dalla precipitazione di calcare che vengono oggi definiti Formazione di S. Cassiano. All'interno di questa formazione si è conservata un'enorme quantità di organismi marini tra cui spugne, coralli, bivalvi, Gasteropodi, Ce-

falopodi, Brachiopodi ed Echinodermi.

Alla fine del Carnico, circa 224 milioni di anni fa, un nuovo forte abbassamento del livello del mare, probabilmente associato a movimenti tettonici che si produssero in corrispondenza dell'attuale Pianura Padana, bloccò l'evoluzione delle scogliere carnice e produssero il riempimento definitivo degli ultimi bacini marini.

La Formazione di Raibl

Dopo la deposizione della dolomia cassiana e il colmamento degli antichi bacini marini la regione ridivenne nuovamente una vastissima piana costiera. Su di essa ebbe quindi luogo la lenta deposizione di sedimenti carbonatici inquinati da materiali di origine continentale che dettero origine alla cosiddetta Formazione di Raibl. Quest'ultima è costituita da un'alternanza di strati di dolomie, calcari, marne e argille varicolori e la sua facile alterabilità agli agenti atmosferici contrasta con la compattezza che caratterizza invece le rocce dolomitico/ carbonatiche tra le quali si trova di regola interposta.

Da questi sedimenti è formata ad esempio la cengia sommitale del gruppo del Sella e in generale le cenge che si aprono in molte pareti dolomitiche (come ad esempio la cengia sulla quale è edificato il castello di San Gottardo presso Mezzocorona, nella Piana Rotaliana).

Verso la Valle dell'Adige la Formazione è più discontinua, spesso erosa in epoche antiche e conservata solo in lenti sottili. Affioramenti significativi sono presenti in Vallarsa, nell'area del Passo di Campogrosso e delle Piccole Dolomiti, nell'alta Val di Non, nei pressi di Ruffrè e del Ponte di Mostizzolo, dove la formazione di Raibl appare tipicamente stratificata in alternanze di dolomie biancastre e conglomerati intercalati ad argille rosse e verdi. Nell'area delle Valli Giudicarie (presso Bondo e presso Roncone) la Formazione è composta invece da una successione di peliti rosse e conglomerati con clasti di vulcaniti (Arenarie di Val Sabbia) seguite da una sequenza di calcari grigio scuri stratificati e Dolomie (Formazione di Breno) visibili anche nelle Dolomiti di Brenta (in Val Perse e in Val Brenta alta) e chiuse da un'ulteriore successione di dolomie e argille rossastre (Formazione di San Giovanni Bianco).

La Dolomia principale

A partire da circa 223 MA la vasta distesa costiera venne reinvasa dalle acque, trasformandosi quindi in un mare poco profondo che occupava un'area vastissima che andava dall'attuale Francia e Svizzera fino alle alpi lombarde e venete e, ancora più distante, fino alla Grecia. Tutto il territorio occupato ora dalle Alpi meridionali in quella lontana epoca era quindi caratterizzato dalla presenza di una piana tidale, una pianura paludosa e fangosa che veniva periodicamente invase dall'acqua.

La formazione rocciosa della Dolomia Principale, è questa la formazione tipica di questi ambienti, mostra una caratteristica sequenza di strati ripetuta ciclicamente innumerevoli volte, la quale indica come le oscillazioni del livello marino abbiano determinato ora un ambiente decisamente sommerso, per quanto profondo al massimo una decina di metri, ora un ambiente intermedio con continue sommersioni ed emersioni ora un ambiente emerso temporaneamente.

Gli strati originati dai sedimenti deposti in condizioni marine sommerse (subtidali) si presentano massicci e contengono i tipici fossili della Dolomia Principale rappresentati principalmente da molluschi, come i grandi bivalvi megalodonti con gli umboni (zona centrale rilevata da cui hanno inizio gli anelli concentrici che ornano le valve dei bivalvi) singolarmente piegati a uncino o a elica in modo da ancorarsi meglio al sedimento nel quale si infossavano parzialmente nonché i Gasteropodi del Genere *Wortenia*. Ad essi si alternano strati di un ambiente intermedio (intertidale) e successivamente emerso (sopratidale) caratterizzati invece da sottili lamine formate da alghe, dette stromatoliti, che sono la testimonianza di un ambiente ricoperto di tappeti algali al quale aderivano e si appiccicavano, come una sottile pellicola, particelle di fango carbonatico abbandonate dall'alta marea.

I periodi di emersione dettero modo agli animali terrestri di percorrere le piane costiere nel corso dei loro spostamenti. Ecco spiegato il rinvenimento nella Dolomia principale, accanto ai fossili di animali marini, anche di impronte lasciate da dinosauri (come sul Monte Pelmetto nelle Dolomiti Bellunesi). La notevolissima potenza della Dolomia principale, che può superare i 1000m, è legata al lento sprofondamento che interessava il fondale marino (subsidenza) sul quale si deponivano i se-

dimenti, quantificabile nell'ordine di qualche decina di metri ogni milione di anni.

L'area era inoltre solcata anche da numerose faglie che ne condizionano gli spessori (variabili da 100 a 2500m) e ritagliavano piccoli bacini più profondi, soprattutto verso il Trentino occidentale in corrispondenza dell'attuale Val di Ledro dove la piana stava cominciando a sprofondare evolvendosi in quello che diverrà il grande e profondo Bacino Lombardo. Durante il Retico infatti, l'ultimo dei periodi nei quali viene suddiviso il Triassico, in un contesto di clima complessivamente più umido e di apporti terrigeni fini, la maggior subsidenza del settore occidentale dell'attuale Trentino, in corrispondenza delle Valli Giudicarie, sarà compensata dalla deposizione di potenti successioni argillitico-calcaree (Argillite di Riva di Solto e Calcare di Zorzino), seguite da successioni calcareo-marnose (Calcare di Zu). Sporadici affioramenti di queste rocce sono rintracciabili già a partire da Riva del Garda (presso la centrale elettrica del Ponale), in Val di Ledro (presso Tremalzo) e in Val di Bondo (presso Tremosine, nell'Alto Garda bresciano) ma i più spettacolari sono indubbiamente quelli messi in luce dall'erosione nelle Dolomiti di Brenta. La parte mediana delle pareti della Pietra Grande, nella zona del Grostè, è costituita proprio dalle fitte stratificazioni del Calcare di Zu il quale, ricco di fossili di grandi bivalvi (*Megalodon*) affiora pure su ampie superfici fino nell'area degli Orti della Regina.

Nelle Dolomiti, i sedimenti di epoca retica continuano invece ad essere quelli di una piana marina di bassa profondità: banconi calcarei grigiastri conosciuti con il nome di Calcare di Dachstein.



Un tipico esemplare di *Megalodon* (per gentile concessione dell'Università degli Studi di Padova)

Giurassico: i calcari grigi e i calcari oolitici di S. Vigilio

Nel Giurassico inferiore, circa 200 milioni di anni fa, quella che diventerà la futura regione trentina mantiene le caratteristiche di una vasta piana ricoperta da un velo o poco più di acqua marina, i cui fondali potevano talvolta emergere per periodi più o meno lunghi.

In questi ambienti particolari rappresentati da piane di marea e da lagune costiere si accumulavano lentamente, strato dopo strato, sedimenti calcarei che, trasformati in roccia, vengono definiti oggi Calcari grigi. Essi conservano dunque, accanto ai resti di animali marini, anche le tracce di dinosauri, a dimostrazione che quest'area era allora contesa tra mare e terraferma, senza che né l'uno né l'altro dei due ambienti riuscisse a prevalere del tutto.

Ma questa situazione di sostanziale equilibrio non era destinata a rimanere tale ancora a lungo. Pochi milioni di anni dopo, verso la fine del Giurassico inferiore, le forze immani che stavano smembrando la Pangea, fecero sì che ai lati di quest'area di mare basso conosciuta dai geologi con il nome di Piattaforma di Trento, si formassero due profondi bacini marini in corrispondenza dell'attuale Lombardia e Bellunese.

I Calcari grigi cominciarono così a diversificarsi e a registrare ambienti via via più profondi e prossimi al mare aperto. Mentre verso ovest (nell'Alto Garda e nelle Valli Giudicarie) si accumulavano fanghi carbonatici di colore biancastro o nocciola (Formazione della Corna e Formazione del Tofino), verso l'interno della Piattaforma, le piane di marea sulle quali avevano camminato i dinosauri si trasformarono in vaste paludi nelle quali proliferavano enormi bivalvi (*Lithotis*) simili a grandi ostriche.

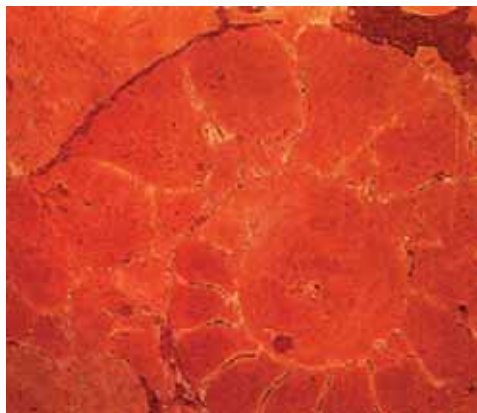
Mano a mano che i movimenti di lacerazione della Pangea si facevano più intensi anche la Piattaforma di Trento cominciò a sprofondare. Nelle zone più esterne, prossime al Bacino Lombardo (attuale Val di Ledro) si accumulavano fanghi giallastri (Formazione di Tenno) mentre più all'interno i Calcari grigi furono ricoperti da grandi ammassi di ooliti e frammenti di crinoidi che, compattati e trasformati in roccia, diedero origine alla formazione dell'Oolite di San Vigilio.

I Calcari Grigi caratterizzano al giorno d'oggi i

fianchi della Val d'Adige/Vallagarina da Trento fino ai confini con il Veneto; rappresentano l'ossatura degli altipiani di Asiago, di Folgaria, di Luserna e di Lavarone; costituiscono l'acrocorno sommitale del Monte Pasubio, del Becco di Filadonna sulla Vigolana e rappresentano lo zoccolo su cui poggiano i sedimenti più recenti della catena Monte Baldo - Monte Bondone e dei Monti Lessini settentrionali. Imponenti pareti di Calcari Grigi delimitano il solco della Valle del Sarca dalla conca di Terlago fino alla parte più meridionale del lago di Garda. Di Calcari Grigi sono costituiti i versanti occidentali della Val di Non e la Val di Tovel compreso il sovrastante Pian della Nana. Verso ovest i Calcari Grigi si spingono fino alla Val di Sole. A nord della Valsugana i Calcari grigi sono invece stati completamente smantellati dall'erosione e sono conservati solo in piccoli lembi nella parte più settentrionale delle Dolomiti (sul Piz Boè nel Gruppo di Sella), salvo ricomparire nell'Altopiano di Fanes, in Val Badia.

L'Oolite di San Vigilio è invece localizzata lungo il margine della antica Piattaforma di Trento in un'ampia fascia che va dalla Valle dell'Adige alle Dolomiti di Brenta.

Il Rosso Ammonitico



Un'ammonite del Rosso Ammonitico (per gentile concessione dell'Università degli Studi di Brema)

Il mare, complice uno spettacolare sprofondamento che nel giro di qualche decina di milioni di anni porterà i fondali a più di 1.000 metri dalla superficie delle acque, continuava a mantenere il proprio predominio.

La Piattaforma di Trento venne così completamente sommersa e si trasformò in un pilastro sottomarino sul quale andò depositandosi un sedimento finissimo a una velocità assai ridotta, meno di un millimetro ogni mille anni!

I fanghi ricchissimi di organismi planctonici sono tipicamente rossastri e questo colore, assieme ai fossili più tipici (le ammoniti) è all'origine del nome della formazione più tipica del Giurassico superiore trentino: il Rosso Ammonitico. Il Rosso Ammonitico non è sempre uguale, a seconda della profondità e della morfologia dei fondali in cui si formava, può essere più o meno ricco di selce (Calcari Selciferi di San Martino in Valle del Sarca, o Selcifero lombardo nella zona del Passo del Ballino e nelle Valli Giudicarie), o di colore più o meno intenso (dal bianco verdastro al rosso cupo). Le sue caratteristiche cromatiche e di resistenza ne hanno fatto la pietra da costruzione principale in gran parte del territorio provinciale.

I fossili conservati in queste rocce sono esclusivamente marini e tra di essi spiccano per la loro abbondanza i gusci delle ammoniti e i resti di belemniti assieme a rari fossili di Pesci, soprattutto denti.

Il Rosso Ammonitico è presente in limitati affioramenti nelle Dolomiti (sul Piz Boe nel Gruppo del Sella) ma è diffuso soprattutto a partire dalla Val Noana, nel Primiero, in una vasta area che comprende il Trentino meridionale fino alla Valle del Sarca e alle Valli Giudicarie. In Valle dell'Adige e in Valle del Sarca le cave di Rosso Ammonitico furono attive fin dall'epoca romana e le pietre da qui ricavate servirono a costruire gran parte dei palazzi della Trento rinascimentale, anche la cosiddetta "fossa dei martiri" all'interno del Castello del Buonconsiglio è in realtà un'antica cava di questa pietra.

Cretacico: il Biancone e la Scaglia rossa

Con la fine del Giurassico e l'inizio del Cretaceo l'intero settore trentino viene interessato dalla deposizione di fanghi calcarei di origine planctonica dal colore tipicamente biancastro (Formazione del Biancone) diffusa in tutto il Trentino meridionale, dall'Altopiano di Asiago a est alle Valli Giudicarie a ovest. Nel corso del Cretaceo, mentre i territori trentini giacciono ancora sul fondo del mare, più a nord lo scontro ormai iniziato tra Africa

ed Europa fa emergere isole rocciose in corrispondenza dell'attuale Svizzera e Austria. Da queste terre emerse, sottoposte all'attività erosiva degli agenti atmosferici, giunsero anche nelle "nostre" acque grandi quantità di sedimenti argillosi che si depositarono sui fondali marini. In corrispondenza tuttavia delle Valli Giudicarie era attiva allora una vera e propria soglia tettonica (la paleolinea delle Giudicarie) che impediva il propagarsi verso sud di questi sedimenti. Per questo motivo i detriti bruno nerastri e rossi del Flysch insubrico ben rappresentati in Val di Bresimo (presso il Castello di Altaguardia) non si trovano a oriente della Val di Non.

Col passare del tempo gli effetti della compressione alpina si fecero sentire in modo sempre più violento. Lungo la fascia delle Giudicarie si sollevarono una serie di rughe allungate in senso nord est-sud ovest separate tra loro da depressioni di diversa profondità. Questa situazione impedisce alle correnti oceaniche di ossigenare tutto il fondale e così in zone ristrette si accumulano sedimenti indecomposti, ricchissimi di sostanza organica. Questi ultimi si evolveranno nella Scaglia Variiegata, una tipica successione di strati rossastri, bianchi e nerastri, contenenti a volte anche idrocarburi, che affiora lungo la Val d'Adige e la Val di Non. Si tratta dei cosiddetti Scisti neri o Scisti ittiolitici di Mollaro che sono distribuiti in Val di Non tra la Rocchetta, Mollaro e Tres.

Mentre nel Primiero, in Val Noana, e sull'Altopiano del Tesino i sedimenti di questo periodo sono ben distribuiti, a nord della Valsugana e nelle Dolomiti sono conservati solo nella zona del Puezz (Marne di Puezz) tra la Val Gardena e la Val Badia. Nel Cretaceo Superiore i fondali continuano a inarcarsi e sollevarsi. La zona a nordovest della Val di Non è ormai stata riempita dal Flysch e sottili fanghi rossastri provenienti dalle lontane terre emerse settentrionali riescono a raggiungere anche i territori più meridionali delle Alpi depositando così la cosiddetta Scaglia rossa. Questa roccia deve il proprio nome alla frammentazione in lamine che la caratterizza e alla colorazione rossastra, che però può essere anche bianca, frequente è la presenza nella roccia di noduli e listarelle di selce.

Questo materiale vetroso durissimo e resistente ha fatto in modo che le zone di affioramento delle formazioni del Cretaceo (Biancone e Scaglia Rossa) fossero frequentate fin dalla preistoria allo scopo di sfruttare la selce per confezionare armi ed utensili.

L'utilizzo della selce è continuato in certe aree del Trentino (per esempio l'Altopiano del Tesino e il Monte Baldo) fino alla metà dell'Ottocento allo scopo di produrre pietre focaie utilizzate per i fucili detti appunto "a pietra focaia" nonché per accendere il fuoco nelle case.

Paleogene: le rocce sedimentarie e ignee paleogeniche

Al termine del Cretaceo la nascente catena Alpina non riforniva più di sedimenti il bacino Sudalpino, se non in modo parziale e per tutto il Paleogene sembra che la velocità di avvicinamento tra Africa ed Europa fosse molto bassa. Il progressivo sollevamento dei rilievi sottomarini fa in modo che su di essi nell'Eocene inferiore (50 milioni di anni fa) possano insediarsi comunità organogene e attecchire quindi nuove piattaforme carbonatiche. Uno di questi rilievi sottomarini portati al pelo dell'acqua coincide quasi esattamente con l'attuale catena del Monte Baldo – Monte Bondone che quindi doveva rappresentare già nell'Eocene una dorsale sottomarina ben delineata. Il Calcare di Torbole che include le piattaforme dell'Eocene inferiore e medio si sovrappone lungo la dorsale Baldo – Bondone alla Scaglia Rossa ed è costituito da banchi massicci di calcareniti con elevato contenuto di fossili tipici di ambienti di acqua bassa come bivalvi, crostacei e foraminiferi detti nummuliti che si sovrappongono ad una superficie nella quale la sedimentazione si è interrotta (= Hard ground).

Le nuove piattaforme carbonatiche progredendo, cioè espandendosi lateralmente, ricoprono i sedimenti deposti nei bacini che le circondano (Calcare di Chiusole e Scaglia Cinerea depositatisi rispettivamente nel bacino della Valle dell'Adige e nel bacino della Valle del Sarca). Al di là del solco del Sarca queste formazioni sfumano nella Formazione di Ponte Pià e in Val di Non (da Sporminore a Revò) nella Scaglia Cinerea le quali cercano di riempire i rispettivi bacini (in realtà si tratta della stessa formazione che è stata chiamata con nomi diversi dai differenti autori che l'hanno studiata in passato).

Nello stesso periodo, in coincidenza con gli eventi che stanno portando poco alla volta all'emersione della Catena Alpina, la crosta terrestre viene sottoposta a trazioni, stiramenti,

compressioni che ne determinano dei locali indebolimenti. Ecco quindi che le masse di magma imprigionate al di sotto di essa possono sfruttare questi "punti di debolezza" per cercare di spingersi verso la superficie. Nell'Eocene però il territorio trentino è ancora sommerso dalle acque e allora gran parte di questa attività vulcanica si produce sott'acqua, attraverso la "perforazione" delle rocce più antiche e la successiva formazione di tufi e basalti che vanno a sovrapporsi alle precedenti piattaforme carbonatiche, provocandone la morte degli organismi viventi che le colonizzano.

In Trentino le rocce ascrivibili a queste antiche effusioni presentano una distribuzione assai limitata, a testimonianza del fatto che le attività vulcaniche sottomarine furono in realtà episodi piuttosto localizzati e limitati. Vulcaniti eoceniche sono osservabili nella catena del Monte Baldo (in un vasto settore che va da Prà Alpina fino a Brentonico) presso Rovereto (a Isera e Lenzima), a Mori (presso Besagno), alle pendici del Monte Biaena (presso Manzano, Nomesino e Malga Somator) in Val di Cembra, a Cavedine, presso il Lago di Toblino e in alcune limitate aree sulla collina di Trento tra Martignano, Villamontagna e Cognola oltreché nell'alta Valsugana.

Alla conclusione degli eventi vulcanici, la dorsale Baldo - Bondone si amplia verso est. La piattaforma carbonatica del Calcare di Nago, cresciuta sopra le vulcaniti, nell'Eocene superiore (40 milioni di anni fa) chiude completamente il piccolo Bacino della valle dell'Adige e si spinge verso nord fino alla Val di Non (presso Cloz e Revò) e a est verso la Valsugana, collega pure con l'ampia piattaforma dei Monti Lessini.

Un ennesimo collasso tettonico porta all'annegamento delle piattaforme e alla sovrapposizione di argille e marne delle Marne di Bolognana (un tempo chiamate Formazione Aquenere) preservate ai piedi del Monte Brione e sul Monte Baldo settentrionale.

Ma più passa il tempo e maggiori sono le aree in emersione di modo che i luoghi dove possono accumularsi sedimenti marini sono sempre più ridotti e localizzati. Contestualmente diviene via via più potente l'azione degli agenti erosivi che nel corso di milioni di anni hanno potuto agire sulle formazioni rocciose superficiali più recenti attaccandole e "cancellandole".

Per questo motivo i terreni dell'Oligocene rappresentati da formazioni sedimentarie calcaree di origine marina, in Trentino sono decisamente rari e limitati a poche località della porzione meridionale della provincia, come in Valsugana (presso Olle e Scurelle), nella Val di Gresta (presso Pannone, Ronzo e Passo Bordala), sul Monte Baldo (presso Corna Piana e Acquenere, nel settore veneto della catena montuosa). Gli affioramenti migliori sono però quelli del Monte Brione, nella conca di Riva del Garda, tanto che la formazione più tipica di questo periodo, che si presenta sovrapposta alle Marne di Bolognana, è il Calcare del Linfano, dal nome di una località nei pressi di Torbole.

Se le rocce sedimentarie dell'Oligocene in Trentino sono rare, è però presente un importante ammasso roccioso risalente a questo periodo: si tratta dell'enorme plutone granitico dell'Adamello-Presanella; una estesa massa di magma che si è insinuato negli strati superficiali della crosta terrestre, approfittando delle fratture e delle debolezze locali sorte in seguito all'orogenesi alpina, senza riuscire ad effondere all'esterno della stessa.

Oggi noi abbiamo la possibilità di osservare le rocce magmatiche intrusive nate dal suo lento raffreddamento grazie agli intensi processi erosivi che le hanno private del "coperchio" litico che in origine le teneva imprigionate. Questo gruppo montuoso è essenzialmente costituito da tonaliti, granodioriti e quarzodioriti coeve ai sedimenti marini del Trentino meridionale.



La cima della Presanella (per gentile concessione del CAI di Conegliano)

Il Neogene

Il Neogene raggruppa le ultime due epoche nelle quali si articola l'Era Cenozoica: Miocene e Pliocene. Nel corso di questo Periodo la Terra assume la sua attuale fisionomia e si completa il sollevamento delle catene montuose formatesi con l'orogenesi alpina (fase neoalpina). In particolare al Periodo neogenico appartengono la nascita degli Appennini, che sono quindi montagne più "giovani" delle Alpi, formati dai margini di Apulia, della placca Iberica, di quella Europea e dai fondali dell'antico Bacino Ligure-Piemontese. Sempre nel Neogene si forma il Mar Rosso e le masse continentali dell'America settentrionale e meridionale si uniscono in seguito all'emersione dell'America centrale.

All'inizio del Miocene Sardegna, Corsica, Calabria, parte della Sicilia e delle coste mediterranee dell'Africa raggiungono nel giro di pochi milioni di anni la loro attuale posizione.

I movimenti delle zolle e l'abbassamento del livello marino fanno sì che ciò che rimane del Mare della Tetide perda contatto dapprima con l'Oceano Indiano e successivamente anche con l'Oceano Atlantico.

Sul finire del Miocene, la chiusura dello stretto di Gibilterra provoca l'isolamento del Mediterraneo. Il livello delle acque si abbassa fino a che i fondali emergono dal mare e la Tetide si fraziona in un insieme di piccoli bacini chiusi, dalla salinità resa molto elevata a causa dell'intensa evaporazione. I bacini sud occidentali così formati si evolveranno nell'attuale Mare Mediterraneo mentre quelli nord orientali, che nel loro complesso vengono denominati Paratetide, lasceranno quali loro ultime vestigia il Mar Nero e il Mar Caspio.

Il fortissimo abbassamento del livello marino è secondo molti studiosi una delle cause che hanno portato alla formazione di profonde vallate alpine oggi occupate dai grandi laghi pedemontani: Maggiore, Como, Iseo, Garda. Infatti i fiumi che scorrevano nelle antiche vallate, come conseguenza dell'abbassamento del livello marino, iniziarono a scavare profondamente i loro alvei per tentare di raccordarsi alla nuova linea di costa. Vennero così scavati profondi "canyon" che arrivano fino a 700 metri al di sotto dell'attuale livello del mare.

Solamente circa 500.000 anni dopo, all'inizio della successiva Epoca Pliocenica, si ristabilirà il contatto tra l'Atlantico e quello che ormai può essere identificato come il Mare Mediterraneo e il livello delle acque salirà fino a coprire gran parte di una Penisola italiana i cui lineamenti peraltro cominciano ora a distinguersi in maniera più precisa. Più che di una vera penisola è più corretto parlare però di un grande arcipelago di isole, il cui aspetto complessivo non doveva essere troppo dissimile da quello dell'attuale costa orientale del Mare Adriatico. In particolare in corrispondenza della Pianura Padana si stabilì un ampio golfo, poco profondo ed esteso da nord a sud dalle Prealpi agli Appennini e da est ad ovest dal Friuli al Piemonte: il Golfo Padano. Il Lago di Garda, assieme agli altri grandi bacini prealpini, si trasformò quindi in una specie di fiordo attraverso il quale il mare si insinuava nelle propaggini meridionali dell'Arco alpino.

Intanto molto lontano dalle sponde mediterranee dell'Europa ebbero luogo altri importanti eventi destinati però a far sentire anche qui la loro influenza. In particolare si tratta dell'emersione dell'America centrale, già ricordata sopra, che per la prima volta dopo molto tempo unì i due Continenti settentrionale e meridionale. Questo evento modificò profondamente la circolazione delle acque oceaniche isolando l'Oceano Atlantico dall'Oceano Pacifico e determinando un notevole raffreddamento del primo che, in corrispondenza delle latitudini più elevate, vide comparire per la prima volta i ghiacci. Questo evento determinò ovviamente un raffreddamento del clima europeo con importanti conseguenze a livello sia floristico-vegetazionale che faunistico. Dal punto di vista biologico l'evento più importante del Neogene è rappresentato dalla parziale scomparsa della barriera naturale formata dal mare della Tetide che si produsse sul finire dell'Epoca miocenica. Numerose specie africane, dagli elefanti agli ippopotami, dai rinoceronti alle antilopi, oltre naturalmente ai grandi predatori, ebbero così modo di raggiungere il Continente europeo. Le sponde di Tetide e Paratetide furono circondate da ambienti aridi e colonizzate da una flora caratterizzata da specie tipiche delle aree desertiche.

Solamente nella successiva Epoca pliocenica il clima si trasformò in senso più fresco fino a dive-

nire, sul finire dell'Epoca, di tipo schiettamente temperato.

Questa evoluzione climatica si riflesse anche sulla fauna che andò via via perdendo le specie climaticamente più esigenti, come alcune specie di elefanti. Per quanto riguarda il mare, la trasformazione della Tetide in una serie di piccoli bacini estremamente salati provocò una "crisi di salinità". Molti organismi marini non riuscirono infatti a tollerare l'aumento della concentrazione di sali marini e si estinsero.

La Formazione di Monte Brione

Nel Miocene ha inizio la fase più marcata di sollevamento dell'edificio alpino e la conseguente completa emersione dalle acque che per milioni di anni avevano ricoperto quest'area. Le rocce mioceniche sono di conseguenza rare e sono conservate solo in poche località del Trentino. Nella Val di Sella, in Valsugana, in Val di Gresta e sul Monte Brione sono visibili affioramenti di arenarie grigio-verde scure ricche di un minerale chiamato glauconite, definite Formazione di Monte Brione. Nelle rocce di questa formazione sono comunissimi resti fossili di invertebrati molto simili a quelli che popolano oggi i nostri mari, come i *Flabellipecten*, ma anche di crostacei e di pesci.



Il monte Brione visto dal lungolago di Riva
(foto O. Negra)

Pleistocene: i “fiumi di ghiaccio” quaternari



I ghiacciai attuali, qui la lingua di quello della Presanella, non sono che una pallida memoria di quelli würmiani (foto R. Seppi)

L'attuale “volto” del Trentino viene disegnandosi proprio nel corso di questo periodo e in particolare dopo la conclusione degli episodi glaciali.

Anteriormente alla glaciazione würmiana l'aspetto e soprattutto la geografia delle nostre vallate era piuttosto diversa da quella attuale.

Per fare qualche esempio il Fiume Adige inizialmente scorreva nella Valle dei Laghi verso il solco vallivo attualmente occupato dal Lago di Garda, successivamente si portò più a sud gettandosi nella bassa Valle del Sarca, attraverso la Valle di Loppio e il Passo di S. Giovanni, in epoca ancora successiva raggiunse l'area gardesana attraverso la sella di Affi, poco a sud del Monte Baldo, e solo in epoca post glaciale andò a occupare l'attuale corso.

Il Torrente Noce poi non sfociava nella Piana Rotaliana attraverso la Rocchetta ma si portava a sud

seguendo il solco vallivo nel quale giace ora il Lago di Molveno. Pure il torrente Sarca è stato “catturato” al suo corso attuale che lo vede attraversare le strette gole del Limarò e delle Scalette mentre in origine si portava a sud seguendo le Valli Giudicarie inferiori.

Nel Trentino orientale il Torrente Avisio confluiva nel bacino del Fiume Brenta attraverso il solco vallivo che separava l'Altopiano di Pinè dall'Argentario e analogamente anche il Torrente Fersina confluiva nel Fiume Brenta seguendo un antico corso che lo portava a scorrere a nord del dosso su cui si erge il Castello di Pergine, insinuandosi poi nella stretta valle occupata oggi dal Lago di Levico. Depositi di detriti, spesso cementati e quindi molto resistenti, corrispondenti a questi lontani periodi precedenti l'ultima glaciazione, sono conservati in molti luoghi del Trentino. Spesso sono arroccati sulle sommità o sui fianchi scoscesi delle montagne, sottratti all'azione erosiva dei successivi ghiacciai. Alcuni tra di essi sono stati perfino sfruttati in passato per le loro caratteristiche meccaniche, molto simili a quelle delle rocce più antiche. Ne sono un esempio le Arenarie di Ceole, nei pressi di Arco, una spessa pila di arenarie calcarea, di colore giallastro chiaro, corrispondente alla parte più esterna di un antichissimo conoide fluviale del quale fanno anche parte, più a monte, il Conglomerato di Gavazzo. Queste arenarie cavate fin dalla preistoria, una delle statue stele eneolitiche di Arco è fatta di questo materiale, sono visibili ormai solo nei pressi dell'ex cementificio di Ceole.

Durante l'ultima glaciazione la Valle dell'Adige era percorsa da una grande lingua glaciale che nel tratto tra Bolzano e Trento superava i 1700-2000 di spessore. Per questo motivo emergevano dalla coltre gelata solo le cime più alte, che diventarono oasi di rifugio (*nunatak*) per specie vegetali alcune delle quali diverranno endemismi.

I grandi ghiacciai hanno lasciato dietro di sé tracce indelebili del loro passaggio. La loro osservazione ci permette di comprenderne lo sviluppo e la loro area di origine.

Le tracce più evidenti del passaggio dei ghiacciai è costituita dagli imponenti depositi di detriti che, con le loro morfologie arrotondate, addolciscono gli aspri versanti montuosi. Tali depositi sono costituiti solitamente da ghiaie e blocchi sostenuti da limo e sabbia.



Montonatura glaciale delle rocce in Val de la Mare
(foto M. Avanzini)

I clasti sono per lo più smussati o arrotondati, talvolta alterati e corrosi con intensità variabile in funzione del trasporto subito, del tempo trascorso e delle condizioni fisico-chimiche dell'ambiente che li ha ospitati. Determinando la natura dei ciottoli e risalendo alla loro provenienza si possono quindi ricostruire i movimenti degli antichi ghiacciai. I blocchi di granito presenti in Valle dell'Adige provengono dalla Val di Sole o dalla ben più lontana Val Venosta, i blocchi di porfido dal Trentino orientale, le rocce metamorfiche ancora dalla Val Venosta, le dolomie dalle Dolomiti di Brenta e così via.

Nelle aree più elevate e denudate sono presenti dossi rocciosi, sia raggruppati che talvolta anche

isolati, anch'essi allungati nella direzione del flusso glaciale che ricordano i dorsi delle pecore da cui hanno tratto il nome di rocce montonate.

Le rocce montonate con le loro striature prodotte dall'abrasione dei ciottoli trascinati dal ghiaccio, sono uno dei più comuni indicatori della passata presenza di un ghiacciaio in una regione attualmente deglaciata e offrono una prova certa della capacità erosiva dei ghiacciai e delle modalità attraverso le quali l'erosione agisce.

Sotto questi antichi ghiacciai, nella stagione calda l'acqua di fusione della neve si raccoglieva in torrenti impetuosi che scavavano progressivamente il fondo roccioso come avviene anche oggi nei grandi ghiacciai delle Alpi.

Proprio questi torrenti avrebbero cominciato, secondo alcuni studiosi, ad incidere le forre più profonde del Trentino, come quelle della Val di Non. Quando i ghiacciai iniziarono a ritirarsi, circa 15.000 anni fa, doveva già esistere quindi una rete



Le acque superficiali costituiscono il più recente tra gli elementi modellanti il paesaggio (foto O. Negra)

di torrenti, eredità delle glaciazioni, incassati nelle rocce calcaree lisciate dai ghiacciai e coperte da imponenti depositi di detriti abbandonati durante il loro ritiro.

Le acque superficiali si riversarono dunque in

questi solchi che ora appaiono larghi e profondi, ma scavarono anche nuovi alvei riconoscibili per le loro sezioni più strette, iniziando la più recente modellatura del paesaggio che continua tuttora.