



MONTI E VALLI DI MOGGIO: UN'EVOLUZIONE GEOLOGICA DI OLTRE 450 MILIONI DI ANNI

M. ELIANA POLI, ADRIANO ZANFERRARI

Premessa ad un quadro geologico particolarmente complesso

Non a caso è stato scelto il termine *evoluzione* invece di *storia*: quest'ultima indica qualcosa di concluso, evoluzione evidenzia invece una lunga ed articolata successione di eventi e relativi effetti, che, iniziata in un dato momento, continua ancora a svilupparsi istante dopo istante.

Nel caso specifico, l'evoluzione in atto è ben evidente e consolidata nella percezione degli abitanti del territorio di Moggio, il quale viene ripetutamente modificato in superficie, spesso violentemente, da alluvioni, frane e colate detritiche. Ma l'evoluzione è continua anche nel sottosuolo: i cambiamenti dell'architettura delle rocce in profondità sono testimoniati, sia pur meno frequentemente, dai terremoti *di Moggio e del M. Sernio*. Per dipanare l'ingarbugliata 'matassa geologica' del vastissimo territorio di Moggio, esteso dal confine austriaco alla Val Lavaruzza a sud del F. Fella e in cui affiorano rocce e sedimenti con età che vanno da 458 milioni di anni fa (Ma) ad oggi, è necessario riferirsi ad eventi di grande durata: i cicli orogenetici e alla relativa scansione temporale interna ad ognuno di

essi. Si tratta degli eventi che portano alla formazione delle catene montuose e che si sviluppano in 200 Ma o più. Schematicamente essi si possono dividere in tre 'stadi', ciascuno con durata da molte decine a oltre un centinaio di Ma: prima si formano ed accumulano le rocce, prevalentemente sedimentarie, che nel secondo stadio saranno i mattoni di un nuovo grandioso edificio geologico: una nuova *catena a pieghe e sovrascorrimenti*. Questa si forma nell'arco di decine di Ma, con una complessa successione di deformazioni tettoniche che appilano porzioni crostali le une sulle altre e perciò creano un ispessimento e un sollevamento della crosta di molti km. Già in questo 'stadio', ma soprattutto nel successivo, il modellamento ad opera dei processi esogeni sulla parte superiore di tale gigantesco volume di rocce produrrà una *catena montuosa*.

Infine, il terzo 'stadio' di un ciclo orogenetico (alcune decine di Ma) corrisponde sostanzialmente al più intenso smantellamento della catena montuosa, che, in un tempo sufficientemente lungo, può anche essere spianata. La ridistribuzione ed accumulo dei sedimenti così prodotti avviene in aree subsidenti situate sia all'interno della catena sia soprattutto ai suoi margini. Le deformazioni tettoniche hanno ovviamente il loro

acme nel secondo stadio, ma la tettonica agisce sempre, con tipologie ed effetti differenti durante tutto il ciclo. Infatti, essa condiziona direttamente o indirettamente la produzione e la deposizione dei sedimenti, la loro composizione mineralogica, gli spessori e l'estensione areale dei corpi sedimentari, i loro mutui rapporti stratigrafici sia verticali che laterali.

In un campo di sforzi tettonici estensionali si formano faglie dirette cioè con abbassamento di un blocco crostale rispetto all'altro, che favoriscono anche la risalita di magmi fino in superficie. I movimenti tettonici lungo le faglie trascorrenti, che si formano ed agiscono in regime compressivo, possono essere esclusivamente orizzontali oppure, più comunemente, comportano anche un parziale abbassamento di uno dei blocchi crostali (faglie transtensive) o, viceversa, un sollevamento (faglie transpressive). Tali movimenti si sono verificati ripetutamente durante tutta la storia geologica carnica, producendo sprofondamento di blocchi finanche a formare profondi bacini marini oppure facendo emergere porzioni crostali che sono state perciò sottoposte ad erosione subaerea, con produzione di detriti deposti poi nelle aree bacinali. Relegati a intervalli di tempo più ristretti e definiti, cioè alla formazione della catena (sia in senso geologico che morfologico), sono le deformazioni tettoniche compressive che producono pieghe dalla scala millimetrica a quella plurichilometrica e faglie inverse e sovrascorrimenti che sovrappongono volumi crostali gli uni sugli altri.

Tutto questo è stato registrato ed è ben osservabile nel territorio di Moggio, e più in generale in Carnia, dove si riscontrano gli effetti di due cicli orogenetici: quello Varisico (o Ercinico) nel Paleozoico e l'Alpino dalla

fine del Paleozoico ad oggi. In realtà quest'ultimo ha interessato la regione veneto-friulana con due eventi separati fra loro da una ventina di Ma: quello Dinarico ed il Neoalpino.

Le rocce e i resti delle montagne del ciclo orogenetico varisico.

La faglia Fella-Sava

È il ciclo più completo (VENTURINI 2006; VENTURINI ET ALII 2009; MUSCIO/VENTURINI 2012), con rocce in massima parte sedimentarie che hanno età comprese fra l'Ordoviciano superiore e il Permiano inferiore (da 458 a circa 270 Ma fa: fig. 1).

Attualmente esse affiorano solo a nord della *faglia Fella-Sava*, una gigantesca discontinuità crostale che, unendosi nell'alta valle del F. Piave alla faglia della Valsugana, si estende da Trento fino all'Ungheria. Agisce dal Miocene superiore ad oggi con un movimento trascorrente destro: i blocchi crostali che separa scorrono orizzontalmente, verso destra quello settentrionale e verso sinistra quello a sud. Nel territorio moggese essa passa lungo le pendici del M. Salinchiet ed il fondovalle della Val Pontebbana con direzione attorno a $N90^{\circ} \div 110^{\circ}$ e superficie verticale, con associate altre faglie trascorrenti in modo da formare il *sistema Fella-Sava*. Nella principale zona di faglia si è così prodotta una fascia di rocce fratturate larga varie centinaia di metri, rocce fortemente erodibili e franose (fig. 2) in cui fiumi e ghiacciai hanno facilmente scavato non solo la Val Pontebbana, ma anche la Val Canale e, oltre la Sella di Rateče, la Sava Dolinka.

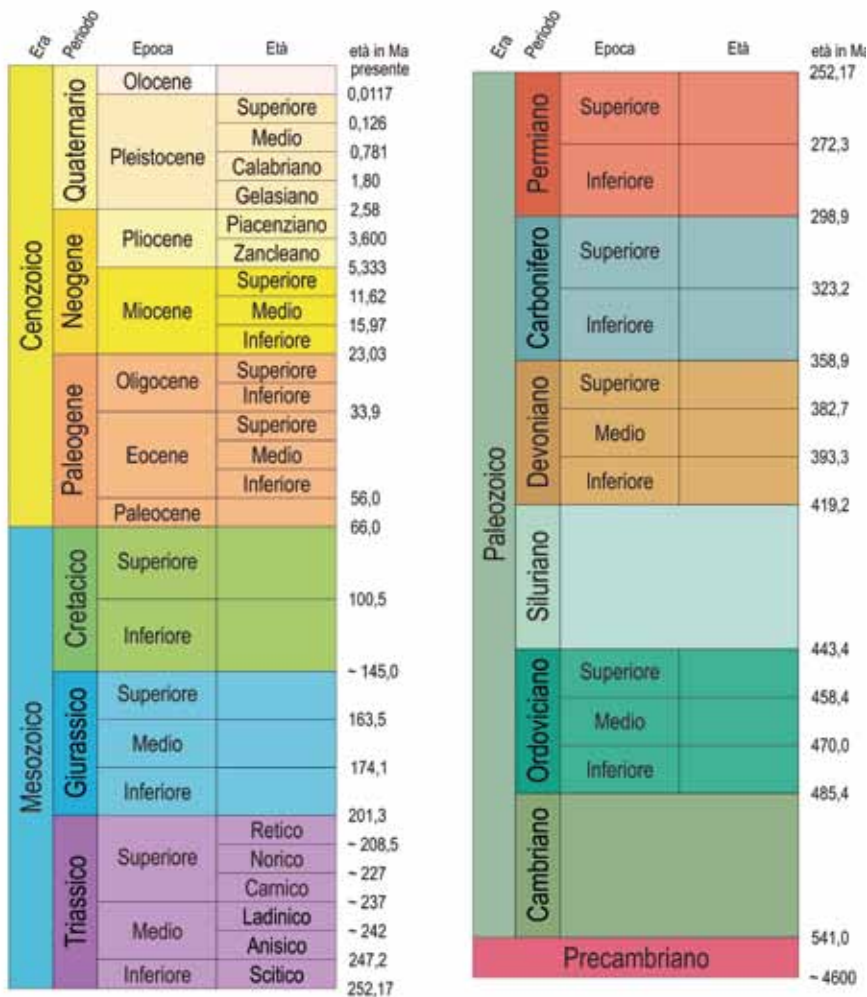


Fig. 1. Carta dei tempi geologici (da ICS 2014, semplificata e ridotta).

Dall'Ordoviciano superiore al Carbonifero superiore (458-320 Ma): si accumulano le rocce per la futura catena varisca

Le rocce dell'Ordoviciano superiore (458-443 Ma fa) sono rappresentate dalla *Formazione dell'Uqua* (1 in fig. 3): alcune decine di m di arenarie quarzose, siltiti

e micriti (calcari finissimi), rispettivamente antiche sabbie e fanghi calcarei che lentamente si deponevano in ambiente marino di scarsa profondità (da costiero a quello di piattaforma aperta). Di queste rocce ricche di fossili, le uniche dell'Ordoviciano nella penisola italiana e di grande importanza stratigrafica, non si osserva la base e il relativo substrato (0 in fig. 3). Nel



Fig. 2. Rocce carbonatico-terrigene della Formazione di Werfen, intensamente fratturate nella zona di movimento della faglia Fella-Sava (versante destro della Val Pontebbana). Gli strati sono verticali.

Moggeese esse affiorano solo in sottili fasce alla base di alcune unità tettoniche varisiche presenti sui versanti meridionali del Zuc della Guardia, del Zuc di Malaseit e del M. Pizzul.

Le rocce del successivo periodo geologico, il Siluriano (443-419 Ma fa, 2 in fig. 3), sono presenti solo all'esterno del territorio di Moggio. Le loro caratteristiche compositive e sedimentologiche indicano una progressiva differenziazione paleogeografica: sistemi

di faglie dirette hanno suddiviso il piatto e monotono ambiente marino dell'Ordoviciano superiore in zone con differenti profondità e tasso di subsidenza, e perciò con differenti ambienti di sedimentazione, forme di vita e relativi sedimenti. Le rocce sono soprattutto calcari bioclastici o comunque con abbondante contributo di gusci di animali (sia nectonici – caratteristici gli *Orthoceras* – che bentonici) e marne. Argilliti nere a graptoliti si sono invece formate in bacini profondi varie centinaia di m.

La lenta traslazione verso l'equatore della Microplacca Carnica, situata allora nell'emisfero meridionale, fa sì che il clima – come testimoniano le faune e le flore fossili conservate nelle rocce – passi da temperato-freddo nell'Ordoviciano superiore a tropicale nel Siluriano ed a sub-equatoriale nel Devoniano.

Le scogliere del Devoniano

È in questo periodo geologico (419-358 Ma fa) che si assiste all'esplosione della vita nei mari, con ampia diffusione delle scogliere (S e 4 in fig. 3) a tetracoralli e tabulati ed a spugne calcaree. Le scogliere devoniane corrispondevano a vere e proprie barriere coralline oppure a piattaforme carbonatiche orlate. Quello delle *piattaforme carbonatiche* di clima tropicale è un sistema sedimentario complesso con vari sottoambienti da cui traggono origine calcari di vario tipo, poi spesso trasformati in dolomie. Il corpo della piattaforma corrisponde ad un prolungato accumulo di calcari massicci biocostruiti (le scogliere in senso stretto) e di calcari ben stratificati nelle piane tidali (PT) e nelle lagune interne (L).

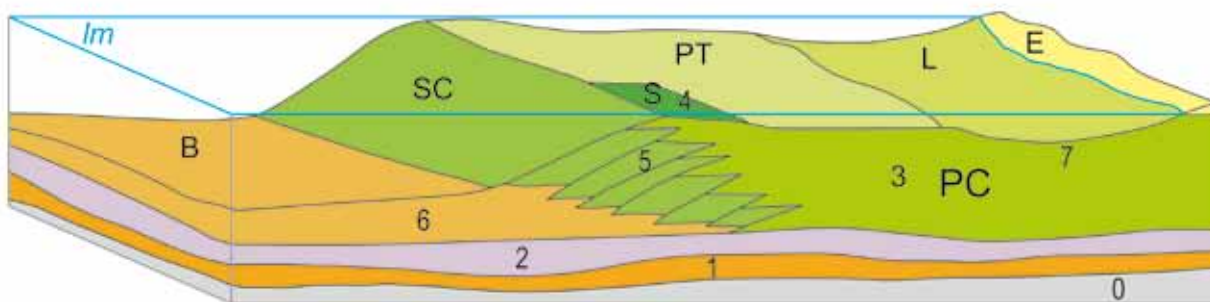


Fig. 3. Schema di un sistema deposizionale *piattaforma carbonatica-scarpata-bacino*, chiave di lettura della maggior parte delle rocce del territorio moggese, dove il sistema si è formato per ben sei volte tra il Devoniano e Triassico. La piattaforma carbonatica (PC), un gigantesco corpo di rocce biogeniche, può essere orlata, quando una scogliera (S) si sviluppa con continuità sul suo margine, oppure aperta quando il mare si estende senza ostacoli sulla piana tidale (PT). Il margine è collegato da una scarpata (SC) ai fondali del bacino (B), mentre sul lato interno può svilupparsi una laguna (L) che fa passaggio all'area costiera emersa (E). Nella figura la piattaforma (3) è progredita sul bacino, con i sedimenti bioclastici della scarpata (5) addentellati in eteropia con quelli organogeni del margine (3 oppure 4, se è presente la scogliera) e, rispettivamente, con i sedimenti fini bacinali (6), anch'essi in massima parte carbonatici. Nei settori lagunari della piattaforma si originano calcari ben stratificati (7), che possono essere nerastri, bituminosi, se la laguna è povera d'ossigeno (anossica). I numeri sono utilizzati nel testo come riferimento per varie formazioni che si sono succedute nel tempo. In questo caso 0+1+2 rappresentano un substrato generico sul quale la piattaforma ha iniziato la sua crescita.

Nel caso del Devoniano della Carnia tali calcari corrispondono alla formazione chiamata *Calcari del M. Coglians* (3+4+7 in fig. 3), il cui spessore in Carnia va da 600 a 1.200 m. Valori così elevati sono dovuti alla eccezionale produttività di sedimenti organogeni della scogliera tropicale, in un sostanziale equilibrio fra tasso di accumulo di scheletri e gusci e velocità di subsidenza dei fondali marini.

I calcari di scogliera devoniani formano in particolare la lunga e aspra dorsale che culmina nel M. Cavallo di Pontebba e nel M. Zermula e si estende in modo continuo dal T. Chiarsò (Casera Ramaz) al Rio Bombaso a nord di Pontebba. Nel Moggese ricade il settore centrale della dorsale (M. di Val Dolce - Creta di Rio Secco: fig. 4).



Fig. 4. La testata della Val Pontebbana con il Monte di Val Dolce (a sinistra, in secondo piano) e la Creta di Rio Secco, entrambi formati da massicci calcari di scogliera del Devoniano (Calcari del M. Coglians). Sulla cima e sul versante orientale del primo e sui pianori sommitali della seconda poggiano alcuni lembi di conglomerati alluvionali del Carbonifero superiore, in discordanza angolare su paleosuperfici di erosione subaerea del Carbonifero.

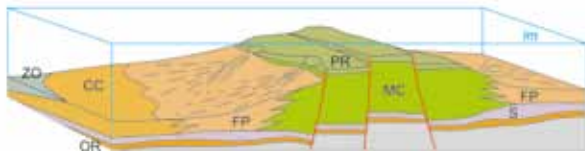


Fig. 5. L'annegamento delle scogliere devoniane (MC: Calcarei del M. Coglians) nel Devoniano superiore - Carbonifero inferiore, suddivise e ribassate da faglie dirette, con deposizione di calcari pelagici (PR: Calcarei di Pramodio) sulla sommità dei blocchi. FP, CC e ZO: formazioni descritte nel testo, cui si rinvia. OR e S: substrato dell'Ordoviciano superiore e del Siluriano, rispettivamente 1 e 2 in figura 3 (da VENTURINI 2006, modificato).

Verso il mare aperto, sulla scarpata (SC) che collegava il margine della piattaforma con i fondali del bacino (B), si sono accumulati i materiali bioclastici (blocchi, ciottoli e sabbie) strappati alla scogliera sia per effetto del moto ondoso che degli uragani tropicali sia per frane sottomarine indotte dai terremoti che accompagnavano la subsidenza 'a scatti' dei blocchi crostali lungo le faglie dirette.

Si sono così formati i *Calcarei del Freikofel* e le *Calcarei del Pal Grande* (5 in fig. 3 ed FP in fig. 5), non presenti nel Moggese, che si addentellavano nel bacino ai *Calcarei di Cuestalta* (in passato: 'calcarei a tentaculiti').

Questi ultimi (CC e 6) corrispondono a biomicriti nodulari con livelletti marnosi intercalati, caratteristiche per i vivaci colori rosso scuro, grigio e giallastro dei sottili strati, che qui affiorano dal M. Pizzul a Casera Caserute. Infine, nei fondali più profondi e lontani dalle piattaforme si sono depositi, durante tutto il Devoniano e in parte del Carbonifero inferiore, fanghi silicei e argillosi, future radiolariti e argilliti nere della *Formazione di Zollner* (ZO in fig. 5).

La catena varisca si avvicina alla Carnia: le scogliere annegano, si formano bacini torbiditici e si espandono lave basaltiche

Nel Devoniano superiore (382-358 Ma fa) i movimenti tettonici cominciarono a farsi sentire con intensità crescente. La regione carnica fu interessata da estensione crostale, con formazione di faglie dirette disposte anche a gradinata (fig. 5) e maggiore velocità di subsidenza. Sono i primi effetti di grandiose deformazioni tettoniche iniziate in regioni lontane, dove cominciava a crescere una catena varisca rispetto alla quale la nostra *Catena Paleocarnica* rappresenterà la parte più esterna e relativamente meno deformata, nonché la più recente. Le piattaforme carbonatiche *annegarono* e cessò la vita degli organismi costruttori delle scogliere. Sulla sommità delle scogliere sprofondate ed estinte si deposero micriti pelagiche nodulari a rilegature argillitiche, in strati sottilissimi (mm-cm): si tratta dei *Calcarei di Pramodio* (PR in fig. 5; in passato: 'calcarei a climenie', per la presenza di queste e delle goniatiti, ammoniti paleozoiche), che continuarono a deporsi fin verso la metà del Carbonifero inferiore (da 358 a circa 335 Ma fa).

Nell'intervallo di tempo compreso tra la metà superiore del Carbonifero inferiore e la parte basale del superiore (approssimativamente fra 335 e 320 Ma fa) si produssero forti deformazioni legate a un regime tettonico trascorrente caratterizzato anche da scorrimenti obliqui, che determinarono transpressioni con sollevamento di blocchi crostali fino all'emersione e quindi soggetti ad erosione subaerea.

Nei bacini, invece, ebbe origine la *Formazione dell'Hochwipfel*, un migliaio di m di *strati torbiditi-*

ci (cfr. figg. 8 e 9), cioè strati formati da due o più porzioni sovrapposte a granulometria decrescente verso l'alto (arenite+argillite oppure conglomerato+arenite+marna, ecc.). Le torbiditi sono originate da frane sottomarine che scendono molto veloci nei *canyon* che incidono le scarpate, come correnti di torbida (flussi di trasporto di massa ad alta densità in regime turbolento) e si distribuiscono nei bacini in gigantesche conoidi coalescenti sovrapposte.

In questo caso i detriti provenivano dall'erosione della catena varisica ormai quasi completamente formata e in sollevamento, che aveva quasi raggiunto il settore carnico. Le torbiditi hanno ricevuto anche un contributo di ghiaie e sabbie alluvionali dai blocchi crostali sollevati, e di blocchi, anche giganteschi, crollati dalle scarpate delle faglie in movimento. Alla F.ne dell'Hochwipfel, affiorante nel Moggese solo alla testata della Val Pontebbana, ma con grandi estensioni subito ad ovest, si associarono anche lave basaltiche sottomarine e relative vulcanoclastiti (*Formazione del Dimon*).

Un 'intervallo tettonico' nel Carbonifero superiore: nasce la *Catena Paleocarnica*

Dopo circa 140 Ma, con queste ultime formazioni termina lo 'stadio di accumulo' delle rocce che formeranno la *Catena Paleocarnica* tra circa 320 e 310 Ma fa durante il Carbonifero superiore. Essa è costituita da una serie di sovrascorrimenti che accavallano ripetutamente volumi rocciosi anche di non grande spessore, come si può vedere tra il M. Pizzul e Casera Caserute, nonché da pieghe fino alla scala plurichilometrica.

Carbonifero superiore-Permiano inferiore: la deposizione dei materiali erosi nella catena

Via via che le strutture tettoniche si appilavano e la catena si innalzava, gli agenti esogeni la incidevano e la modellavano, formando rilievi, valli e pianure anche costiere. Si passa così al terzo 'stadio' del ciclo orogenetico varisico, il cui inizio si fa coincidere con le prime rocce che si deposero circa 310 Ma fa in discordanza su un substrato deformato ed eroso (fig. 4). La sedimentazione è localizzata in alcuni settori più smantellati (ampie valli?) ma anche subsidenti, in quanto compresi tra faglie transtensive e/o dirette; essa va da alluvionale a deltizia ed a marina costiera o comunque di acque poco profonde. Le rocce potevano essere terrigene (conglomerati, arenarie e peliti) oppure calcaree bioclastiche o biocostruite oppure miste, che si sono più volte alternate fra loro anche a causa delle oscillazioni del livello del mare a scala globale per il ripetersi di fasi glaciali e interglaciali.

Gli oltre 2.000 m di rocce permo-carbonifere, ricche di fossili di organismi di un mare sub-equatoriale (nel Permiano inferiore la Microplacca Carnica si trovava a 4° di latitudine N), sono stati suddivisi in una decina di formazioni, inserite in tre Gruppi: *G. di Pramollo* in cui prevalgono i conglomerati (specie quarzosi), le breccie e le areniti (Carbonifero superiore, all'incirca da 310 a 300 Ma fa); *G. di Rattendorf*, prevalentemente calcareo (Carbonifero superiore - Permiano inferiore, all'incirca da 300 a 295 Ma fa); *G. del Trogkofel*, formato da calcari di piattaforma (Permiano inferiore, circa 295-285 Ma fa). Le rocce dei tre gruppi affiorano ampiamente dal-

la Creta di Lanza fino al bacino del R. Bombaso, con al centro il territorio moggese con la Creta di Aip o Trogkofel (fig. 6), località-tipo del *Calcare del Trogkofel*: una pila di calcari biocostruiti e bioclastici di 400 m di spessore formati principalmente da alghe incrostanti e grandi gusci di fusuline (protozoi, macroforaminiferi), accumulati in una piattaforma carbonatica (PC e 3 in fig. 3).

A testimoniare la grandiosità dei processi geologici e di quelli climatici che si ripetono nell'evoluzione della Terra, si possono citare due fatti che coinvolgono questi calcari.

1) Il C. del Trogkofel è stato attraversato, tra 7.130 e 7.350 m di profondità dal livello del mare, dal pozzo AGIP 'Amanda 1 bis' per ricerca di idrocarburi, situato nell'Alto Adriatico 25 km a sud della foce del F. Tagliamento. Ciò indica un'enorme estensione delle rocce deposte alla fine del ciclo varisico, ben più

grande di quanto potrebbero suggerire i pochi km² di affioramento di questi calcari a cavallo del confine italo-austriaco.

2) L'antica vera da pozzo situata nel prato alla sommità del colle del castello di Udine è stata scavata in un grande blocco di C. del Trogkofel bianco-rosato su cui spiccano, evidenziati dalla dissoluzione carsica, grandi gusci fusiformi di fusuline. Era uno dei grandi blocchi di rocce paleozoiche (come calcari devoniani e conglomerati quarzosi del Carbonifero superiore) che i ghiacciai quaternari del Tagliamento hanno trasportato fino ai dintorni di Udine e abbandonato nei vari cordoni morenici.

Questi calcari rappresentano i termini più recenti della pila di circa 10 km di rocce varisiche: altre eventualmente depostesi sono state asportate dai processi erosivi in concomitanza con il (debole) sollevamento finale della catena.



Fig. 6. La Creta di Aip o Trogkofel vista da Casera di Val Dolce: una piccola testimonianza della grande piattaforma carbonatica del *Calcare del Trogkofel*, ultime rocce del ciclo varisico. Sulla spianata sommitale affiorano vari lembi della Breccia di Tarvisio (Permiano superiore), le prime rocce del ciclo alpino.

La fine dell’Era paleozoica: comincia l’accumulo delle rocce del ciclo orogenetico alpino

Proprio sul vasto ripiano sommitale della Creta di Aip si trovano affioramenti sparsi di una breccia a clasti biancastri del substrato calcareo con abbondante matrice rossa: la *Breccia di Tarvisio*. Si tratta di antichi depositi di conoidi alluvionali con brevissimo trasporto, che segnano l’inizio della sedimentazione del primo ‘stadio’ del ciclo alpino, attorno alla metà del Permiano superiore (attorno a 265-260 Ma fa).

Il restante Permiano superiore (da circa 260 a 252 Ma fa) è rappresentato da due formazioni diffuse dalle Dolomiti alla Slovenia: l’*Arenaria della Val Gardena* e la *Formazione a Bellerophon*. La prima è formata in Carnia da molte decine fino a oltre 200 m di arenarie alternate a peliti dal caratteristico colore rosso vivo per ossidazione in un ambiente desertico con vaste pianure e modesti rilievi. I caratteri sedimentologici delle rocce indicano una distribuzione intermittente e violenta dei sedimenti ad opera di corsi d’acqua temporanei simili agli *uadi* del Maghreb. Verso la fine del Permiano un mare sottile cominciò ad estendersi nuovamente sulle terre emerse, ancora dominate da un ambiente desertico con clima tropicale, condizioni analoghe a quelle delle aree costiere attuali del Golfo Persico. Questo determinò la deposizione di sali (in particolare solfato di calcio che si trasformerà in gesso) e di fanghi e livelli biogenici carbonatici che litificheranno in micriti e in dolomicriti neri: la F.ne a Bellerophon, spesso alcune centinaia di m.

Le due formazioni, che affiorano molto estesamente nelle valli che confluiscono nella conca di Paularo e

da Studena bassa verso est sul versante sinistro della Val Canale, nel territorio di Moggio si trovano solo nell’alta Val Pontebbana nei rii Pradulina, Saline e delle Roste, di fronte a Lis Carbonaris. Esse sono delimitate da faglie del sistema Fella-Sava e quindi diffusamente fratturate.

L’inizio dell’Era mesozoica: il Triassico inferiore (Scitico) e i sedimenti di un mare sottile in costante subsidenza

Al Triassico, il primo periodo del Mesozoico (fig. 1), appartiene la quasi totalità delle rocce in cui sono scolpiti i monti e le valli del territorio di Moggio a sud della faglia Fella-Sava.

Il limite tra le due ere è stato posto in corrispondenza della più grande estinzione di massa che abbia mai colpito la vita sulla Terra e che portò alla scomparsa dell’80% delle specie animali (oltre il 90% di quelle marine). La sua durata è stimata in meno di 1 Ma e le cause più probabili si ritiene siano da ricercare in una serie di rapide fluttuazioni climatiche assieme a un forte abbassamento globale del livello del mare. Per questi motivi le prime rocce marine del Triassico inferiore – lo *Scitico* – (252-247 Ma fa) sono talora relativamente ricche di individui, ma questi sono però rappresentati da pochissimi generi e specie: quei pochi sopravvissuti e i loro primi discendenti.

Le rocce di gran parte dello Scitico sono raggruppate nella *Formazione di Werfen*, una eterogenea e variegata successione carbonatico-terrigena di 500-700 m di arenarie, calcareniti, siltiti, marne, calcari oolitici, micriti, dolomicriti e sottili lenti di gessi bianchi o

rosa. I colori vanno dal rosso mattone al rosa, grigio, bruno, giallo, biancastro, violetto e verdastro. Gli strati sono quasi sempre sottili, da qualche dm a pochi cm; i loro caratteri sedimentologici e le faune fossili indicano un ambiente marino da costiero e/o lagunare a più aperto ma sempre di modesta profondità, in cui si distribuivano sedimenti terrigeni provenienti da lontane aree emerse in erosione.

La F.ne di Werfen affiora su tutto l'aspro e franoso versante destro della Val Pontebbana (fig. 2), da Forca Pradulina al M. Palon di Lius e da qui fino a Studena bassa.

Il Triassico medio (Anisico e Ladinico) e la prima età del superiore (Carnico): piattaforme carbonatiche, aree emerse e bacini dominati dalla tettonica

Durante lo Scitico l'attività tettonica era stata minima e si era mantenuto un sostanziale equilibrio tra i tassi di sedimentazione e di subsidenza, fatto che ha consentito l'enorme accumulo di sedimenti di mare poco profondo della F.ne di Werfen.

Successivamente, soprattutto nell'Anisico (247-242 Ma fa), meno nel Ladinico (242-237 Ma fa) e nel Carnico (237-227 Ma fa), nella regione carnica, che si trovava sempre a latitudini tropicali, si instaurò un vivace regime tettonico trascorrente con transpressioni e transtensioni. Nel primo caso si individuarono blocchi crostali che emergevano e subivano erosione subaerea; nel secondo i blocchi erano soggetti a forte subsidenza e si creavano bacini in cui si accumulavano sia materiali terrigeni provenienti dalle aree emerse

sia quelli pelagici. Infine, i blocchi crostali in lenta subsidenza e con la sommità prossima alla superficie o compresa nell'intervallo intertidale, hanno offerto le condizioni ideali per la crescita di piattaforme carbonatiche che potevano essere orlate, come quelle devoniane, oppure aperte con vastissime piane tidali e settori lagunari (PT + L in fig. 3). Agli effetti della tettonica sulla sedimentazione vanno anche aggiunti quelli delle oscillazioni eustatiche del livello del mare, batimetricamente modeste ma frequenti.

Come di regola, la tettonica ha agito ad impulsi, in modo da modificare anche più volte la paleotopografia anisico-carnica della regione. Nella Val Aupa e nel territorio circostante sia pontebbano che tolmezzino sono ben rappresentati gli effetti delle pulsazioni tettoniche di questi 20 Ma sulla sedimentazione: ripetute eteropie (come fra 3, 5 e 6 in fig. 3), significative variazioni litologiche e/o degli spessori delle unità litostratigrafiche e lacune stratigrafiche per erosione o non sedimentazione anche su distanze dell'ordine di pochi km. Varie formazioni portano il nome di località di questo territorio: sono le località-tipo, nelle quali è stata definita una successione rocciosa caratteristica e i suoi rapporti geometrici verticali e laterali con le unità litostratigrafiche a contatto (JADOUL/NICORA 1979; JADOUL/NICORA 1986; CARULLI ET ALII 1987; DE ZANCHE ET ALII 2000; PRETO ET ALII 2005).

Tuttavia, la grande variabilità spazio-temporale della sedimentazione dalle Dolomiti al Tarvisiano ha prodotto un eccessivo proliferare di nomi 'locali' per molte unità anisico-carniche, nonché tentativi di razionalizzazione delle unità e/o della nomenclatura non sempre utili e riusciti. Per semplificare e sintetizzare il quadro evolutivo, in questa sede sono presentati

gli eventi fondamentali e le unità litostratigrafiche significative per il territorio di Moggio e circostante.

1. Le piattaforme carbonatiche anisiche con lenta sedimentazione

Verso la fine dello Scitico rallentò la subsidenza della vastissima area di mare poco profondo, su cui si erano accumulati i sedimenti della futura F.ne di Werfen. Su tale area si originò una prima piattaforma carbonatica aperta con modesti apporti terrigeni, la superficie della quale corrispondeva ad una piana di marea (PT in fig. 3) in cui si alternarono fasi di sedimentazione subtidale e intertidale. Si originò così la *Formazione di Lusnizza* (Scitico finale - Anisico iniziale), formata da 200÷250 m di strati sottili di dolomie grigiastre, spesso vacuolari ('dolomie cariate') e brecciate per azioni tettoniche (cfr. fig. 18), con livelli di gessi, di argilliti e di areniti. Si tratta perciò di rocce molto erodibili e franose, che affiorano in una fascia continua dai monti Cullar (Cjâf dal Omp) e Palon di Lius fino a Studena alta. In questa dorsale le formazioni sono state tettonicamente rovesciate verso sud, cioè con le antiche – a partire dalla F.ne di Werfen – sopra quelle più recenti. Alla base di tale fascia, al di sotto delle formazioni di Werfen e di Lusnizza, si estende quindi la successiva *Formazione del Serla inferiore* (Anisico inferiore e parte del medio). I sedimenti di tale successione si sono accumulati sulla medesima piattaforma carbonatica, ma senza più apporti terrigeni, dando origine a una pila di 80÷150 m di micriti e dolomicriti, talora nere e bituminose e con cristallini di pirite, indice di una sedimentazione che avveniva in un bacino intrapiattaforma in condizioni anossiche. Infine, nell'Anisico medio e superiore la piattaforma

carbonatica diventò biocostruita (PC e in fig. 3), soprattutto ad opera di alghe incrostanti: è la *Dolomia del Serla* (chiamata in passato, in modo non appropriato, anche Dolomia dello Sciliar), un corpo calcareo-dolomitico massiccio con forti variazioni di spessore: da soli 50 m alla base del versante sud del M. Cullar (vedi profilo B nella figura 22) ad oltre 500 m alla Crete dal Cronz, che domina l'alta V. Aupa (fig. 7 e Profilo A). Nella Dolomia del Serla della Crete dal Cronz si trovano le principali mineralizzazioni a fluorite della valle, con associata calcite, quarzo, galena e blenda, e i resti delle antiche attività minerarie (Zucchini, Muscio, in questo volume).

2. Le aree settentrionali emerse e in erosione subaerea nell'Anisico

La successione anisica dell'alta Val Aupa finora descritta si riferisce ad un'area di piattaforma carbonatica con subsidenza e sedimentazione sostanzialmente in equilibrio fino a parte dell'Anisico superiore. A nord dell'allineamento Val Turriera - V. Pontebbana - V. Canale, ora evidenziato dalla faglia Fella-Sava, si estendeva invece un vasto settore emerso per quasi tutto l'Anisico, settore che va almeno da Paularo fino a tutto il Tarvisiano con direzione ONO-ESE. Si tratta della *Dorsale Paleocarnica di Pontebba* (JADOUL/NICORA 1986), soggetta in questo periodo ad un'intensa erosione subaerea che raggiunse anche le formazioni carbonifere e devoniane. Infatti, molti clasti di queste si trovano nella *Breccia di Ugovizza* (nome locale del *Conglomerato di Richthofen*) dell'Anisico superiore, assieme a quelli di rocce del Permiano e del Triassico inferiore. Gli originari sedimenti ghiaioso-sabbiosi alluvionali e deltizi si erano depositi su una paleoto-

pografia accidentata, e perciò con spessori assai variabili che ad Ugovizza raggiungono i 250 m. L'area principale di affioramento è qui situata sul versante nord-ovest del M. Salinchiè lungo la cresta che lo collega a Forca Pizzul, entro la zona di movimento del sistema Fella-Sava. Per i disturbi tettonici e per la notevole copertura detritica non è possibile stabilire se i conglomerati appoggiano realmente sulle rocce del Permiano superiore che affiorano all'intorno. Ma la Breccia di Ugovizza là presente è importante anche

perché è tagliata da alcuni grossi filoni di rocce vulcaniche – le uniche mesozoiche del Moggese – con chimismo acido riolitico-dacitico, le *Vulcaniti del Rio Turriea* del Ladinico.

3. I bacini anisico-ladinici: sedimentazione terrigena, carbonatica e vulcanoclastica

Nell'alta Val Aupa, a sud dell'allineamento Casera Forchiutta - Crete dal Cronz marcato dalla Dolomia del Serla, nell'Anisico medio-superiore si estendeva



Fig. 7. Panoramica da Galizzis (Saps al centro) verso la Crete dal Cronz in Dolomia del Serla (SS). Le Torbiditi d'Aupa (TA) sono sia sovrapposte stratigraficamente (1: limite) sulle dolomie sia a contatto laterale con esse ad opera di una faglia diretta anisica (2) che passa lungo la bassa valle del R. dell'Andri. Questa antica faglia è ora tagliata da una faglia trascorrente destra (3) del sistema Fella-Sava. La faglia suborizzontale (4) trasporta verso SSE sulle Torbiditi d'Aupa le rocce della F.ne di S. Cassiano (SC) e il soprastante colle in Dolomia Cassiana (DC) con gli strati (linea gialla) piegati ad anticlinale frontale (vedi anche figura 23). La fascia biancastra sopra il limite 1 rappresenta la superficie di denudamento delle dolomie prodottasi in seguito allo scivolamento verso il basso della massa di torbiditi che formano la DGPV della Crete dal Cronz (spiegazione nel testo).

un'area bacinale caratterizzata inizialmente da calcareniti e marne. Nell'Anisico superiore, come in precedenza nel Devoniano superiore - Carbonifero inferiore, il bacino si è esteso verso nord sulla piattaforma carbonatica che stava rapidamente anne-
gando, con morte degli organismi costruttori.

È per questo motivo che – come esempio significativo – sul versante sud della Crete dal Cronz le *Torbiditi d'Aupa* (Anisico superiore) si sovrappongono alla Dolomia del Serla, mentre sul versante ovest

(bacino del Rio dell'Andri) la piattaforma del Serla, troncata da una faglia diretta con direzione nord-sud ed abbassamento del blocco occidentale, si trovava a contatto laterale, eteropico, con il bacino delle Torbiditi d'Aupa (fig. 7).

Nel territorio moggese le rocce torbiditiche affiorano su tutto il versante destro dell'alta valle a partire da Bevorchians. Nel bacino del Rio dell'Andri si raggiunge il massimo spessore con 350 m, contro i 200 m sul versante meridionale della Crete dal



Fig. 8. Torbiditi d'Aupa con strati spessi, formati da calcareniti gradate a grana grossolana alla base e marne a costituire la parte superiore. La barretta gialla indica un singolo strato torbiditico.



Fig. 9. Torbiditi d'Aupa in strati molto sottili di calcarenite fine più argillite, quest'ultima prevalente.

Cronz. La composizione degli strati torbiditici è calcareo-argillosa, con spessori sul metro in quelli più grossolani con coppia calcarenite più marna (fig. 8) o cm-dm in quelli più fini formati da calcarenite fine più argillite (fig. 9).

Nel bacino delle Torbiditi d'Aupa, al di sopra di queste continuarono ad accumularsi durante gran parte del Ladinico i sedimenti della *Formazione di Buchenstein*: fanghi argillosi e/o calcarei e selciferi, tipici di un bacino anossico, che diventeranno marne e micriti selcifere con interstrati argillitici (fig. 10), tutti in strati cm-dm di colore scuro e spesso bituminosi, che si alternarono irregolarmente a sedimenti sabbiosi e siltosi (future calcareniti, arenarie quarzose e siltiti) e mostrano anche un contributo vulcanico.

In particolare, nella parte inferiore della formazione si osservano caratteristiche vulcanoclastiti a grana grossa (fig. 11) e cineriti (originarie polveri vulcaniche prodotte da lontane eruzioni esplosive di vulcani con magmi acidi di tipo riolitico-dacitico) di colore verde intenso. I prodotti vulcanici sono confrontabili con le Vulcaniti del Rio Turriea e con le *Vulcaniti di Riofreddo*, affioranti fra Pontebba, Tarvisio e Cave del Predil.

Tutte queste rocce sono raggruppate nella F.ne di Buchenstein (almeno 100 m di spessore), che affiora nell'alta V. Aupa in una fascia che corre al piede del versante sinistro della valle da Sella di Cereschiatis fino a sud di Galizzis, per terminare a mezza costa del versante destro tra la zona di Case Zardin e le dolomie della Creta Grauzaria; un'altra fascia di affioramenti, più sottile e discontinua, va da Casera Forchiutta al versante nord della Crete dal Cronz.



Fig. 10. F.ne di Buchenstein: micriti argillose e marne nere in strati mm-cm, con intercalati due strati di calcarenite grigio scure (asterischi). Presso Gialoz.



Fig. 11. Vulcanoclastiti della F.ne di Buchenstein: sono evidenti i frammenti verdi di lava.

Il Carnico inferiore: la chiusura dei bacini anisico-ladinici

La fine del Ladinico e il Carnico inferiore sono rappresentati da una successione di rocce prevalentemente fini e con una forte componente terrigena oltre che calcarea. Si tratta della *Formazione di San Cassiano*, il cui spessore va da 200 a oltre 300 m. Essa è formata da alternanze di calcari talora selciferi e calcari argillosi, marne (fig. 12), siltiti, argilliti, tutti in strati sottili, di colore nerastro, bituminosi e spesso con cristallini di pirite, a causa dell'ambiente anossico dei fondali del bacino. Le rocce affiorano sopra la F.ne di Buchenstein e quindi con la medesima distribuzione nell'alta V. Aupa, nonché a nord-est di Bevorchians e in tutto il bacino del Rio del Fous.

Con il passare del tempo il bacino diventò sempre meno profondo e nei sedimenti prima descritti si inserirono in quantità crescente corpi di sabbie, di ghiaie e blocchi di calcari bianchi contenenti coralli,



Fig. 12. F.ne di San Cassiano: marne grigie con uno strato di areniti a grana grossa (asterisco).

alghe incrostanti, spugne calcaree, gusci di molluschi. Questi corpi testimoniano il progressivo colmamento finale del bacino anisico-ladinico da parte dei detriti



Fig. 13. Parete ovest della dorsale di Cima Valeri che scende a Sella di Cereschiatis chiudendo l'alta Val Aupa. Essa è formata dalla massiccia Dolomia Cassiana (DC) sovrastata (limiti in giallo) dai Calcari e dolomie di Loveana (LO) più F.ne di Chiampées (CH) ed Orizzonte di Dordolla (DO), quest'ultimo ispessito tettonicamente come nella figura 15. La linea gialla con dentini indica la traccia della faglia dinarica in *flat*, sulla quale si è mossa verso ovest la Dolomia Principale (DPR).

provenienti dal margine di una piattaforma carbonatica che progradava (come PC + SC su B in fig. 3) sull'area bacinale. In altri termini, i materiali detritici che si staccavano dal margine biocostruito rotolavano lungo il pendio (SC) che collegava il margine con i fondali del bacino. Si sono così formati strati inclinati che si addentellavano in eteropia (come 5 con 6 in fig. 3) con i sedimenti bacinali della F.ne di S. Cassiano. È la piattaforma carbonatica biocostruita della *Dolomia Cassiana* del Carnico inferiore, che nel Moggese chiude il bacino anisico-ladinico esistente allora in corrispondenza dell'attuale Val Aupa. Nel versante sinistro da Sella di Cereschiatis al Cuel Brusat, così come al Monte Flop, la Dolomia Cassiana è rappresentata da un corpo calcareo-dolomitico massiccio grossolanamente stratificato (fig. 13), con spessori fino a 400 m. Dal Cuel Brusat la formazione scende, assottigliandosi progressivamente, fino al fondovalle all'altezza di Dordolla dove affiora con appena una trentina di metri di dolomie ben stratificate, che poggiano su calcari e marne in strati sottili della F.ne. di S. Cassiano. Da Dordolla la formazione risale lungo il versante destro della valle fino a Borgo di Mezzo (Pöldos), alla base delle dolomie della Creta Grauzaria - Cimadors alto.

Una parentesi: le dolomie delle piattaforme indifferenziate anisico-carniche

Rispetto al quadro paleogeografico e paleobatimetrico – e perciò alla sedimentazione – sopra descritti, si differenzia del tutto la situazione della regione a nord dell'attuale faglia Fella-Sava, dove nell'Anisico si estendeva la Dorsale Paleocarnica di Pontebba.

Infatti, dopo il suo debole annegamento nell'Anisico superiore e la locale deposizione della Breccia di Ugovizza, su tale vasta area si è formata una piattaforma carbonatica biocostruita che è vissuta fino al Carnico inferiore, cioè per almeno una dozzina di Ma. Essa perciò corrisponde alla somma di tre formazioni dolomitico-calcaree delle Dolomiti e della Carnia: *F.ne del Contrin* (Anisico finale) più *Dolomia dello Sciliar* (Ladinico) più *Dolomia Cassiana* (Carnico inferiore), distinguibili fra loro solo quando sono separate da altre unità litostratigrafiche, poiché le massicce litologie delle tre unità sono praticamente identiche. Lo spessore totale è enorme, intorno a 600÷800 m. Per tale successione è stato usato in passato il nome *Dolomia dello Sciliar* o *dello Schlern*, mentre ora il nome codificato è *Gruppo del M. Siera*. Nel Moggese le dolomie del Gruppo affiorano solo nella dorsale M. Salinchi - Cuel Mat, da dove proseguono formando i monti lungo il versante sinistro della Val Pontebbana e da qui quello destro della Val Canale.

Il Carnico inferiore e parte del superiore: un mare sottile con sedimentazione carbonatico-terrigena ed evaporitica

Dopo la chiusura dei bacini anisico-ladinici, nell'intervallo comprendente parte del Carnico inferiore fino a parte del superiore (molto indicativamente tra 234 e 230 Ma fa) la paleogeografia di una regione vastissima estesa dalla Lombardia alla Slovenia occidentale si è sostanzialmente uniformata, diventando prevalentemente un'area di mare poco profondo, con piattaforme carbonatiche o carbonatico-terrigene aperte e



Fig. 14. Calcari e dolomie di Loveana, presso Dordolla.

relative piane di marea e aree lagunari, queste ultime talora soggette a sedimentazione evaporitica (i futuri gessi). Le aree marine potevano essere confinanti con pianure alluvionali e piane deltizie da cui provenivano sedimenti terrigeni in quantità subordinata rispetto a quelli carbonatici marini.

Inizialmente, dal territorio moggese fino all'area di Cave del Predil (Raibl), al di sopra della Dolomia Cassiana continua la sedimentazione su una piattaforma carbonatico-terrigena, a volte con apporti predominanti dei sedimenti terrigeni sabbiosi e argillosi. La prima unità litostratigrafica è quella chiamata qui *Calcari e dolomie di Loveana*, in strati carbonatici grigio-nocciola di spessore fino a qualche dm intercalati da argilliti e siltiti (fig. 14). Lo spessore è di circa 200 m e giace sopra la Dolomia Cassiana con la medesima area di affioramento, nonché nei dintorni di Morôlz e nell'alto bacino del Rio Fontanaz fino al Foran da la Gjaline. Segue la *Formazione di Chiampées* (100÷150 m), for-



Fig. 15. Orizzonte di Dordolla, in sinistra T. Aupa a nord di Grauzaria: dolomie a stratificazione massiccia e faglie con andamento a gradini (*ramp-flat*), evidenziate in rosso. È evidente l'aumento di spessore verso sinistra.

mata calcari e calcari dolomitici alternati ad areniti e microconglomerati, a marne ed a sottili interstrati argillitici neri (vedi fig. 16). Su queste rocce si sovrappone un'unità massiccia – l'*Orizzonte di Dordolla* – una successione di 30-50 m di dolomie chiare (fig. 15). Le tre formazioni, di età carnica inferiore le prime due e a cavallo tra inferiore e superiore la terza, affiorano con relativa continuità alla base dei monti dolomitici da Sella di Cereschiatis a Dordolla (in sinistra Aupa) e del M. Sernio - Creta Grauzaria dal Foran da la Gjuline a Morrôlz.



Fig. 16. La sezione stratigrafica di Ovedasso (da ZANFERRARI ET ALII 2013) relativa alla parte superiore della Formazione di Heiligkreuz, ma con i due nomi locali: Formazione di Chiampées (CH) ed Orizzonte di Dordolla (DO), che corrispondono rispettivamente ai membri del Dibona e del Lagazuoi delle Dolomiti. Approfondimenti nel testo.

Per la prima volta troviamo alcune unità che affiorano anche nel settore meridionale del Moggese, precisamente la F.ne di Chiampées e l'Orizzonte di Dordolla sulla scarpata lungo il F. Fella tra Ovedasso (fig. 16) e fin quasi a Moggio con un centinaio di m di spessore. Ma i nomi ufficiali non sono più locali bensì tratti da località delle Dolomiti (vedi NERI ET ALII 2007): *Formazione di Heiligkreuz*, comprendente nella parte superiore il *Membro del Dibona* più il *M. del Lagazuoi*, ai quali corrispondono la F.ne di Chiampées più Orizzonte di Dordolla della Val Aupa e, rispettivamente, la *F.ne di Tor* più *Dolomia della Portella* nelle Alpi Giulie.

Le rocce del Carnico della Val Aupa: un prezioso 'ponte stratigrafico' tra Dolomiti e Alpi Giulie

La regione moggese è un'area-chiave per comprendere l'intricata stratigrafia dell'età carnica (237-227 Ma fa), in quanto proprio qui si alternano o sono in eteropia fra loro alcune unità litostratigrafiche tipiche dell'area dolomitica e, rispettivamente, di quella giulia. In entrambe le regioni domina sostanzialmente un mare sottile con aree costiere e lagunari, piane tidali e bacini intrapiattaforma non estesi e non molto profondi. Ma mentre ad ovest il rapporto quantitativo fra sedimenti carbonatici e terrigeni è più o meno paritario, nelle Alpi Giulie (già in parte nella vicina Val Dogna, nel Tarvisiano e nella confinante Slovenia) prevalgono calcari e dolomie, con un tasso di subsidenza (e quindi di accumulo di sedimenti) più elevato. Ci sono poi dei casi in cui la stessa unità litostratigrafica si trova quasi ininterrottamente, ma con nomi differenti,



Fig. 17. Formazione di Travenanzes: gessi tettonicamente ridotti in lamine millimetriche alternati a dolomicriti grigie finemente fratturate (cataclastiche) e in parte vacuolari (in basso a sinistra). Queste rocce così intensamente deformate appartengono alla zona di faglia con scorrimento in *flat* verso ovest della sovrastante Dolomia Principale (più altre formazioni ora scomparse per erosione) durante l'evento dinarico (stretta di Chiaranda).

dalle Dolomiti (Membro del Lagazuoi) alla Val Aupa (Orizzonte di Dordolla) e nelle Alpi Giulie (Dolomia della Portella).

Il 'ponte stratigrafico' si completa con la *Formazione di Travenanzes* (Carnico superiore), costituita da siltiti e argilliti grigio scuro, rosse e verdastre con intercalazioni di dolomicriti grigie, gessi bianchi con livelli argillitici o dolomicritici (fig. 17), dolomie vacuolari grigiastre e brecciate (fig. 18). L'ambiente è di piana costiera con apporti terrigeni, seguiti da depositi di *sabkha costiere* (lagune saline di regioni desertiche, come lungo le coste del Golfo Persico, con forte evaporazione e ripetuta deposizione chimica di vari sali) e di piana tidale carbonatico-terrigena. In Val Aupa,

come in gran parte della Carnia, lo spessore dovrebbe essere sui 200 m, ma non è mai esattamente determinabile poiché tali rocce sono tettonicamente assai deformabili ed hanno costituito per i sovrascorrimenti sia dinarici che neoalpini un tipico orizzonte di 'scollamento tettonico', in quanto la faglia corre in *flat* parallela alla stratificazione lungo una fascia di rocce meccanicamente 'deboli'. I gessi in particolare sono definiti un 'lubrificante tettonico', in quanto facilitano lo scorrimento di un volume crostale su un altro.



Fig. 18. Formazione di Travenanzes: dolomicriti vacuolari e brecciate nella stessa zona di faglia della figura 17 (a sud di Chiaranda).

La F.ne di Travenanzes è presente nella metà meridionale del territorio moggese, compresa la conca di Moggio, e si sovrappone all'Orizzonte di Dordolla, facendo da base alla *Dolomia Principale*. Ma proprio a nord del parallelo di Dordolla e ad est della Val Aupa fino al Tarvisiano essa non esiste più: alla base della Dolomia Principale dei monti Sernio, Grauzaria, Brusat, Valeri, ecc. si trova solo l'O. di Dordolla, mentre da Dogna a Cave del Predil, alla base della Dolomia Principale affiora un'ottantina di m di calcari neri bituminosi bacinali (*F.ne di Carnizza*), invece dei gessi e delle dolomie vacuolari della F.ne di Travenanzes.

Le sconfinare piane tidali del Carnico superiore - Norico: la *Dolomia Principale*

Tra il Carnico superiore e il Norico (Triassico superiore, da circa 220 a 208 Ma fa) dalla Lombardia alla Carnia e alla Slovenia settentrionale, dalla Baviera al sottosuolo dell'attuale Pianura veneto-friulana, si estendeva una vastissima piattaforma carbonatica aperta, delimitata superiormente da una piana tidale di tipo *bahamiano*, dall'attuale analogo ambientale. La piattaforma era interrotta localmente da bacini intra-piattaforma delimitati da faglie dirette e da aree piatte più o meno a lungo emerse. La subsidenza compensava l'accumulo di fanghi calcarei (future dolomicriti con gusci di molluschi), quando il fondale restava per un certo periodo sotto la superficie del mare, e di tappeti di alghe incrostanti (future dolomie stromatolitiche) quando la superficie restava nella zona intertidale. La successione, studiata per la prima volta a metà del secolo XIX nelle Alpi Bavaresi, per la sua diffusione

ed importanza è stata giustamente battezzata con il nome di *Hauptdolomit*, per noi Dolomia Principale. Nel sottosuolo indeformato della pianura friulana il suo spessore si aggira sul migliaio di m, mentre nell'area montana esso appare maggiore (fino a 1.700÷1.900 m) a causa delle deformazioni tettoniche dinariche più neoalpine, come documentato nelle Prealpi Giulie a sud del F. Fella.

Per il territorio di Moggio è la formazione più importante, perché occupa oltre metà dell'area e forma le montagne più belle dal Palavierte al Sernio e alla Creta Grauzaria, la dorsale M. Pisimoni - Zuc dal Bor - Crete di Gleriis che abbraccia ad est la Val Alba, nonché il M. Forchiadice.

La Dolomia Principale ha alla base il *Membro del Monticello* (un tempo Formazione, ora una sottounità), formato da circa 300 m di dolomicriti grigie o nere più o meno bituminose, di solito con interstrati cm argillitici neri (vedi fig. 29). Seguono 700-800 m di strati da cm a m di dolomicrite grigiastra o bruno chiara nella parte inferiore, mentre quella superiore è fatta da dolomia stromatolitica biancastra: assieme formano il prodotto di un *ciclo peritidale* della piana di marea (fig. 19).

Infine, su alcuni monti nel settore moggese a sud del F. Fella, settore che si allunga fino a Cima Clapadorie sulla cresta che si affaccia sull'alta Val Lavaruzza, affiora l'ultima formazione del Triassico superiore (Retico, tra 208 e 201 Ma fa): il *Calcare del Dachstein*. È una successione di circa 250 m di calcari bianchi in strati metrici per lo più organizzati in cicli peritidali in modo analogo alla Dolomia Principale, di cui sostanzialmente rappresentano la prosecuzione della sedimentazione di piattaforma.



Fig. 19. Dolomia Principale a cicli peritidali particolarmente sottili, dati dalla coppia dolomicrite subtidale grigia più dolomia stromatolitica intertidale biancastra.

L'assenza delle rocce del Giurassico-Cretacico e dell'inizio dell'era cenozoica.

L'ultima unità pre-quadernaria: la *Formazione di Tugliezzo*

Nel settore della Carnia in cui si trova il territorio di Moggio mancano le rocce dei periodi Giurassico e Cretacico (fig. 1: da 201 a 66 Ma fa), ma non perché

non si sono mai deposte, come si può vedere a sud del F. Fella nella recente cartografia geologica delle Prealpi Giulie (ZANFERRARI ET ALII 2013), dove sono largamente presenti. Tali rocce, in gran parte calcari di vario tipo, sono state erose quando la regione è stata investita prima dalle deformazioni tettoniche delle fasi finali dell'orogenesi dinarica e poi, dal Miocene medio ad oggi, dalle più intense deformazioni nealpine. Soprattutto queste ultime hanno prodotto un forte appilamento di volumi crostali e quindi il sollevamento e la formazione di montagne con i conseguenti altrettanto intensi processi erosivi.

Invece, per quanto riguarda le rocce – non solo marine – del Paleocene-Eocene inferiore (da 66 a 47 Ma fa), queste probabilmente non si sono qui formate in tale intervallo di tempo: la crosta delle future Alpi Carniche e Giulie era in prevalente sollevamento ed erosione subaerea a causa della tettonica dinarica.

Solo nel già citato settore moggiese a sud del F. Fella e sul vicino M. Forcella (gruppo del M. Amariana) si sono conservati alcuni piccoli affioramenti, importantissimi per il loro significato, della *Formazione di Tugliezzo* dell'Eocene medio (da 47 a 41 Ma fa), le ultime rocce pre-quadernarie presenti nel territorio qui considerato. Esse poggiano in discordanza angolare (una trentina di gradi) su una superficie di emersione ed erosione con solchi carsici, scolpita sul C. del Dachstein. La successione, di ambiente marino poco profondo, inizia con una breccia basale formata da clasti di Calcarea del Dachstein, seguita da calciruditi e calcareniti ricche di grandi Nummuliti, Assiline ed Alveoline (fig. 20) e infine da peliti verdastre alternate a calcareniti, ancora con gusci di macroforaminiferi, per uno spessore totale di 90 m.



Fig. 20 – Formazione di Tugliezzo: microconglomerato con clasti bianchi di Calcarea del Dachstein e grandi gusci di macroforaminiferi, in particolare Assiline.

Dopo di esse, nel Moggese non si sono più deposte rocce di ambiente marino, ma solo sedimenti alluvionali e glaciali, di cui si sono conservati soprattutto quelli del Quaternario recente.

Cretacico superiore - Eocene superiore: la Catena Dinarica esterna

Come le nostre Alpi, la Catena Dinarica dei Balcani appartiene al ciclo orogenetico alpino, ed ha interessato l'Italia nord-orientale solo con le sue fasi finali dal Cretacico superiore all'Eocene superiore (indicativamente fra 70 e 34 Ma fa). Il termine *esterna* si riferisce al fatto che le strutture tettoniche, essendo state le ultime a formarsi, sono anche quelle situate sul

marginale esterno, occidentale, della Catena Dinarica, cioè dal Friuli alle Dolomiti orientali.

In questi 36 Ma circa si sono formate sia rocce (non conservate in Carnia, tranne la F.ne di Tugliezzo) sia grandi sovrascorrimenti che si sono mossi da ENE verso OSO. Alla scala delle decine di km l'andamento delle superfici di scorrimento ha un andamento a gradini o *ramp-flat*, cioè con alternanza di tratti di faglia paralleli alla stratificazione (*flat*) con altri inclinati che tagliano obliquamente un volume di rocce (*ramp*) per poi ritornare paralleli alla stratificazione, come evidenziato nella figura 15 alla scala decametrica. Le traiettorie delle faglie con andamento *ramp-flat* salgono fino a raggiungere la superficie topografica nella loro parte frontale. Nella Carnia centrale il raccorciamento crostale è stato notevole, meno l'ispessimento e l'innalzamento: perciò non si sarebbe qui formata una vera e propria catena montuosa, ma piuttosto un'area di tipo collinare. Così si spiegherebbe la presenza dei sedimenti marini della F.ne di Tugliezzo, che, come in altri casi analoghi nel bacino del F. Isonzo, si sono depositi in discordanza angolare su rocce che si stavano deformando con pieghe e minori faglie *ramp-flat*, con locali sollevamenti o abbassamenti, in modo da poter essere temporaneamente ricoperte da sedimenti marini nelle aree tettonicamente più depresse e/o erose. Nel territorio di Moggio, assai piccolo rispetto alle dimensioni dei volumi crostali in movimento, si osservano solo porzioni in *flat* di una unità tettonica dinarica a nord della Fella-Sava e di una a sud. Nel primo caso le dolomie anisico-carniche (Gruppo del M. Siera) del M. Salinchiè e della dorsale del M. Priocot sono sovrascorse quasi esclusivamente su rocce paleozoiche.

Nel settore a sud è la rigida massa della Dolomia Principale (monti Palavierte, Sernio e Grauzaria, Forchiadice, Zuc dal Bor, ecc.) che si è mossa verso ovest, scorrendo sui gessi e le dolomicriti della F.ne di Travenanzes producendo caratteristici livelli di *rocce di faglia* (figg. 17 e 18) oppure, in alternativa a questa, sulle rocce carbonatico-terrigene del Carnico inferiore.

Dal Miocene medio al Presente: nasce e si propaga verso sud la Catena Neoalpina. I terremoti friulani

Dopo la deposizione dei sedimenti della F.ne di Tugliezzo, tra l'Oligocene e l'inizio del Miocene medio (da 34 a circa 15 Ma fa) la Carnia è stata un'area continentale in erosione subaerea attraversata da una rete di fiumi che trasportavano sedimenti clastici terrigeni provenienti anche dall'attuale regione carinziana, come indica la presenza di alcuni particolari minerali contenuti nelle arenarie di quell'età (STEFANI 1987). La sedimentazione avveniva in un 'Mare Adriatico' la cui linea di costa si trovava all'interno dell'attuale regione prealpina del Veneto orientale e del Friuli.

Nel Miocene medio cambiò drasticamente il regime tettonico in un'area che si estendeva lungo il versante meridionale delle Alpi di allora fino alla Slovenia settentrionale e all'interno della quale si trovava l'antica regione carnica: la crosta di questa vasta regione cominciò a subire una forte compressione con direzione che, nel tempo, oscillò più volte tra NO-SE e NNO-SSE. Contemporaneamente iniziò un deciso viaggio verso nord-ovest della *Microplacca Adriatica*

o *Adria*, la placca litosferica su cui ci troviamo, viaggio che da latitudini tropicali avrebbe trasportato il Moggese nell'attuale posizione.

Relativamente alla Carnia, a partire dal settore settentrionale nacquero sovrascorrimenti che si propagarono verso SE e SSE. A sud di questi se ne formarono progressivamente altri, di modo che il raccorciamento crostale e l'appilamento delle strutture tettoniche fu notevole, con forte sollevamento della crosta e la nascita della *Catena Neoalpina*, in cui sono scolpite le montagne e le valli attuali. Le ghiaie, sabbie e peliti, prodotte dall'erosione della catena in sollevamento, andarono a riempire progressivamente un bacino marino che si apriva a sud della sistema di sovrascorrimenti neoalpini. Il bacino si estendeva dall'attuale fascia collinare prealpina (in buona parte formata dalle rocce prodotte allora) alla pianura friulana e a parte dell'alto Adriatico; la forte subsidenza consentì l'accumulo di una successione di sedimenti del Miocene medio e superiore (tra 34 e circa 5,6 Ma fa) di oltre 2.500 m, i quali formano il substrato dei successivi depositi del Pliocene e del Quaternario della pianura friulana.

I sovrascorrimenti neoalpini più esterni, più giovani e quindi con maggiore attività tettonica, corrono attualmente lungo le colline della fascia pedemontana ed alcuni anche nel sottosuolo della pianura, dove sono responsabili del sollevamento del colle di Udine, di quelli di Buttrio, di Pozzuolo, Orgnano e Variano, nonché, ancora più a sud, del colle di Medea.

Lo scorrimento dei volumi crostali è avvenuto – ed avviene – 'a scatti' e quindi con terremoti di piccolissima magnitudo nella maggior parte dei casi, ma anche sporadicamente con eventi molto più violenti, come

nel 1348, nel 1511 e nel 1976 per tutto il Friuli e nel 1700, 1788, 1908, 1928, 1959, oltre ai tre precedenti, per la Carnia centrale.

Le faglie trascorrenti dalla Slovenia alla Carnia: caratteristiche, l'impronta sul paesaggio, i terremoti di Moggio

In realtà il quadro tettonico neoalpino della regione friulana, ed in particolare di quella carnica, è ancora più complesso. La regione è situata all'estremità settentrionale di *Adria*, che in questi decenni si muove verso nord alla velocità di circa 2 mm/anno: da ciò deriva la compressione crostale e gli effetti sopra descritti.

Ma nello stesso tempo *Adria* ruota in senso antiorario, scorrendo lateralmente in Slovenia lungo un sistema di grandi faglie trascorrenti destre, verticali e con direzione NO-SE, che in territorio friulano s'incurvano e diventano ONO-ESE. Il Moggese è attraversato dal grandioso sistema *Idrija-Ampezzo*: dalla Valle dell'Isonzo esso entra in Italia incurvandosi con direzione ONO lungo la Val Resia, per proseguire verso Tolmezzo, Ampezzo e la Valle del Piave.

Una delle faglie del sistema – la *faglia di Moggio* – dalla zona di Resiutta oltrepassa il F. Fella ed entra a Moggio, dove assieme ad un'altra minore isola il colle di Santo Spirito su cui è situata l'Abbazia di S. Gallo. Da qui passa lungo le valli dei rii di Palis e di Moggessa, poi presso Stavoli e lungo l'alta valle del T. Variola, uscendo quindi dal Moggese. Il suo percorso è sempre evidenziato da una larga fascia di dolomie biancastre (Dolomia Principale) brecciate e cataclastiche (finemente fratturate come sabbia e polvere), che hanno

favorito lo scavo dell'allineamento di valli sopra citate. Un'altra faglia trascorrente destra di primaria importanza è la *Ravne-Paularo*, che dalla valle dell'Isonzo con direzione NO-SE arriva al Zuc dal Bor, due km a sud-est del quale essa è stata attraversata con gravi problemi e difficoltà durante lo scavo dell'omonima galleria ferroviaria; quindi attraversa obliquamente l'alta V. Alba, passa nel versante settentrionale del M. Forchiadice, da dove continua fino alla conca di Paularo.

Ai due sistemi principali – Fella-Sava e Idrija-Ampezzo – sono inoltre collegati un gran numero di faglie minori trascorrenti destre con direzione attorno a NNO-SSE ed altre, meno frequenti, con direzione NNE-SSO e movimento sinistro.

Tutte queste faglie verticali si stanno muovendo, sempre a scatti intervallati da pause più o meno lunghe. Le rocce che esse tagliano, presentano sia sistemi di fratture verticali (vedi fig. 29) sia fasce di varia ampiezza di cataclasi, che sono erodibili con grande facilità da parte delle acque e ulteriormente disgregabili in seguito ai cicli di gelo-disgelo. L'impronta delle faglie trascorrenti sulle forme e l'evoluzione del paesaggio è enorme: basta ricordare la morfologia a guglie della Creta Grauzaria, fra le quali è ben nota la Medace (fig. 21); la serie di guglie, selle, canaloni dei versanti della V. Alba; gli allineamenti di valli rettilinee, come la V. Pontebbana.

Negli ultimi secoli Moggio e la Val Aupa sono stati l'epicentro di due terremoti: il 10 luglio 1908 (magnitudo (Mw) = 5,3) e il 14 febbraio 2002 (Mw = 4,74), che possono essere stati generati da una delle due grandi faglie trascorrenti (o da entrambe), quella di Moggio e la Ravne-Paularo. La seconda, in particolare,



Fig. 21. La caratteristica morfologia a guglie, tra le quali spicca la Medace, a diedri, canali e gole della Creta Grauzaria, vista da sud, in Dolomia Principale. La linea rossa scontorna un bordo laterale della DGPV che interessa il versante orientale del monte (spiegazione nel testo).

ha prodotto in Slovenia i recenti terremoti di Bovec del 14.04.1998 ($M_w=5.4$) e di Tolmin del 29.08.2015 ($M_w=4.1$).

Le strutture tettoniche neoalpine nel territorio di Moggio

Gli effetti delle compressioni neoalpine lungo faglie inverse e sovrascorrimenti e sulle faglie trascorrenti si sovrappongono soprattutto nella parte settentrionale del territorio moggese, dominato dal sistema Fella-Sava, che qui agisce soprattutto in transpressione. La sovrapposizione è evidente nel profilo geologico A (fig. 22), in cui l'anticlinale rovesciata del M. Cullar sovrascorre verso SSE; nel profilo B tutta la successione è rovesciata fino al versante nord della Crete dal Cronz e contemporaneamente tagliata da due faglie trascor-

renti destre, che innalzano il cuneo del Cuel de Jerbis e in parte sono responsabili della forte inclinazione degli strati di dolomie della Crete dal Cronz e delle altre rocce che le si sovrappongono a sud. Un piccolo accavallamento per scollamento passa alle spalle di Galizzis e di Saps, con una anticlinale frontale in Dolomia Cassiana che scorre sulle Torbiditi d'Aupa e forma una serie di ripide scarpate e di piccoli rilievi rocciosi (fig. 23). La struttura tettonica è rappresentata al centro del profilo B della figura 22.

Nei tratti centro-meridionali dei due profili si vede che la deformazione neoalpina per pieghe e sovrascorrimenti è meno intensa: numerose pieghe e alcune faglie inverse deformano l'originario andamento suborizzontale dell'unità dinarica sovrascorsa in questa zona. Una piccola parte di questa è rappresentata dal M. Forchiadice nel profilo B, che a scala ridotta rappresenta la struttura generale della grande 'piastra'

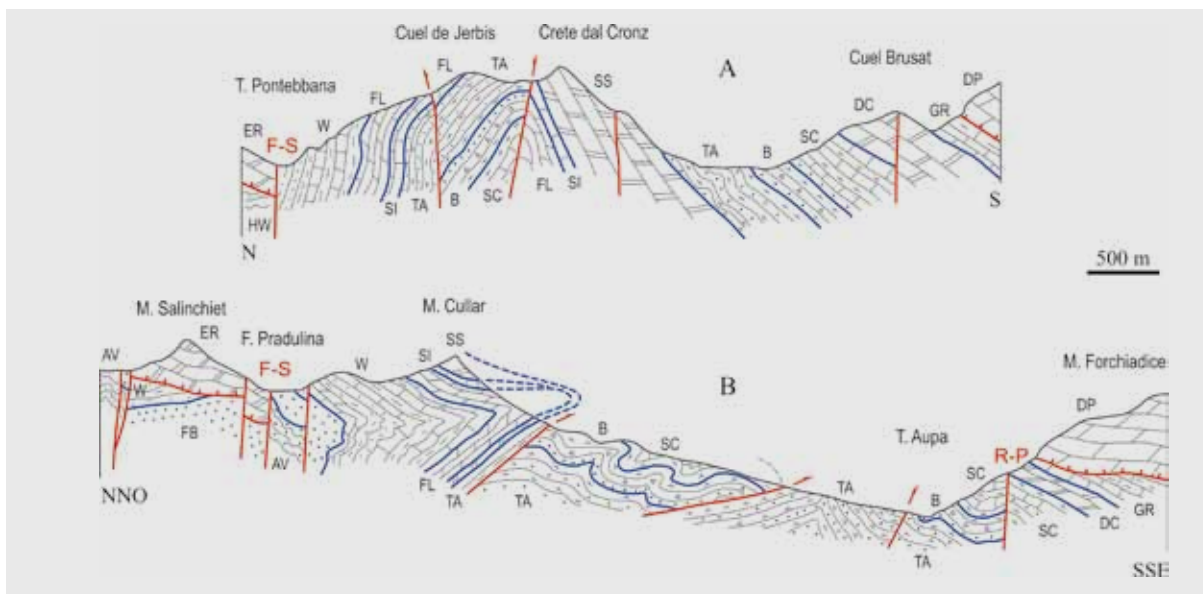


Fig. 22. Profili geologici tra la direttrice M. Salinchiè - V. Pontebbana e l'alta Val Aupa (da Jadoul, Nicora, 1979, con aggiornamenti). Legenda: Formazioni (limiti in blu): AV: Arenarie di Val Gardena; FB: F. a Bellerophon; W: F. di Werfen; FL: F. di Lusnizza; SI: F. del Serla inferiore; SS: Dolomia del Serla; TA: Torbiditi d'Aupa; B: F. di Buchenstein; SC: F. di S. Cassiano; DC: Dolomia Cassiana; GR: Calcari e dolomie di Loveana + F. di Chiampées + Orizzonte di Dordolla; DP: Dolomia Principale. Faglie (in rosso): F-S: Fella-Sava; R-P: Ravne-Paularo. Le faglie verticali sono trascorrenti/transpressive, quelle con dentini sono segmenti di grandi sovrascorrimenti dinarici, quelle a media o bassa inclinazione sono faglie inverse o scorrimenti neoalpini. Descrizione nel testo.



Fig. 23. Galizzis sovrastato da un piccolo scorrimento verso SSE sulle Torbiditi d'Aupa (TA) di rocce della F.ne di S. Cassiano (SC), più un lembo di Dolomia Cassiana (DC), piegate ad anticlinale frontale (linee gialle).

dolomitica sovrascorsa, alla quale appartengono i già citati monti Palavierte, Sernio, Grauzaria, Zuc dal Bor. Infine, nell'area moggese meridionale sono particolarmente diffuse le deformazioni associate alle faglie trascorrenti del sistema Idrija-Ampezzo, che diventano prevalenti.

I depositi glaciali e alluvionali del Quaternario

Nell'ultimo periodo, il Quaternario (da 2,58 Ma fa ad oggi), il Moggese è stato ed è un'area in prevalente erosione ad opera dei torrenti e dei ghiacciai che si sono più volte alternati nell'ultimo Ma, ma anche di localizzata sedimentazione prodotta dalle tante frane e dalle *colate detritiche* (flussi rapidi e violenti ad alta concentrazione e densità di detriti quasi saturi ghia-

ioso-sabbiosi con blocchi anche giganteschi: fig. 24). In questo tratto della valle del F. Fella sono stati riconosciuti *till* (depositi glaciali, in passato 'depositi morenici') attribuibili a tre glaciazioni sulla base delle differenti fasce altimetriche di deposizione e dei caratteri pedologici dei paleosuoli (o del suolo, per l'ultima) che li rivestono (ZANFERRARI ET ALII 2008; 2013). I *till* situati a quote inferiori ai 600 m s.l.m. sono stati abbandonati dal ghiacciaio del Fella-Tagliamento nell'ultima glaciazione (tra circa 30.000 e 14.000 anni fa) o LGM, acronimo di *Last Glacial Maximum* (Ultimo Massimo Glaciale, in passato chiamato *Würm*). Si trovano nella parte inferiore delle valli e sono molto coperti dai tanti conoidi e falde detritici. Nella conca di Moggio si vedono ad esempio nel Rio Travasans a valle dello Stavolo Maseriis e, sul versante sinistro della V. Aupa di fronte a Moggio di sopra, sulla dorsale del Zòuf di Muéz (Dravau) tra circa 600 e 400 m s.l.m.



Fig. 24. L'accumulo di ghiaie, sabbie e blocchi, anche giganteschi, prodotto da una colata discesa il 29 agosto 2003 lungo l'alveo del R. Colan fino alla confluenza con il Torrente Aupa (versante sinistro dell'alta V. Aupa). In successivi eventi l'erosione delle acque ha scavato uno stretto canale, dove gli alberi dissepoliti mostrano l'altezza raggiunta dalla colata (foto del 22.05.2010).



Fig. 25. Depositi glaciali del 'Riss' nel versante sinistro dell'alta valle del R. Travasans, a circa 750-800 m d'altezza: inferiormente un *till* della morena laterale su cui appoggiano depositi alluvionali di contatto glaciale con stratificazione orizzontale.

La glaciazione precedente ('Riss') si è sviluppata tra circa 200.000 e 130.000 anni fa e nei dintorni di Moggio ha lasciato sia till che depositi alluvionali di contatto glaciale fino a circa 800 m d'altezza, come ad esempio nell'alta valle del T. Travasans (fig. 25) e sulla cima del M. Palis (808 m) e sui suoi versanti più dolci.

La glaciazione avvenuta fra circa 455.000 e 300.000 anni fa ('Mindel') è chiamata MEG (Massima Espansione Glaciale) ed ha abbandonato materiali glaciali

a quote superiori ai 900 m di quota: nella conca moggese sulla dorsale del M. Cesariis (975 m) fino a La Forca (922 m). Massi anche giganteschi (fig. 26) di rocce paleozoiche della Catena Paleocarnica (Calcare del Trogkofel, Calcari del M. Coglians, conglomerati quarzosi del Carbonifero superiore) caratterizzano i till di queste due ultime glaciazioni.

Soprattutto sul fondovalle del T. Aupa si trovano depositi alluvionali, in gran parte ghiaie a blocchi con sparsi massi spesso enormi, franati in alveo dai versanti. Le alluvioni sono terrazzate a testimonianza dell'alternarsi di fasi di forte alluvionamento del fondovalle con fasi di erosione dei depositi e riescavazione del letto.

La morfologia a *canyon* delle valli del T. Glagnò e del suo affluente Variola è dovuta al fatto che esse sono interamente scavate nella rigida Dolomia Principale, in parte guidate dalle fasce di rocce fratturate dai movimenti delle faglie trascorrenti.



Fig. 26. Uno dei numerosi massi di conglomerato quarzoso del Carbonifero superiore sulla sommità del Monte Cesariis, relitti della copertura continua del *till* abbandonato dal ghiacciaio della Massima Espansione Glaciale.

Eventi alluvionali, colate detritiche e frane

Dal punto di vista delle calamità idrogeologiche quello Moggese è un territorio severo, che periodicamente mette a dura prova chi vive nelle sue valli. I fattori fondamentali che interagiscono sono due: le attuali caratteristiche geomeccaniche delle rocce e le precipitazioni intense.

Le ripetute e pervasive deformazioni tettoniche hanno reso spesso scadenti le proprietà geomeccaniche delle rocce, anche di quelle, come le dolomie, che sarebbero contraddistinte da ottime. Ne conseguono una medio-crescita risposta alle azioni erosive degli agenti esogeni e forme del paesaggio spesso aspre e potenzialmente franose per frane di crollo o di ribaltamento.

Quest'area è poi caratterizzata da frequenti precipitazioni concentrate cioè con elevati valori di altezze di pioggia anche orari (molte decine di mm/h). Alcuni recenti esempi di altezze di pioggia registrate a Moggio: 25.08.1987 con 90 mm in appena un'ora e



Fig. 27. Drammatici effetti erosivi della piena del 29 agosto 2003 sulla sponda sinistra del T. Aupa: la conduttura del primo gasdotto, che percorre tutta la Val Aupa, portata alla luce dopo la demolizione delle opere di difesa spondale.

252 mm in 12 ore; 22.06.1996 con 228 mm in 3 ore e 314 in 12. L'evento alluvionale del 29 agosto 2003 fu un evento brevissimo (picco delle precipitazioni: 4 ore, con 107 mm in 8 ore a Moggio), con effetti allu-



Fig. 28. Una inopportuna riprofilatura del letto del T. Aupa, con forte approfondimento di questo settore per evitare esondazioni subito a valle, vi ha innescato una serie di processi erosivi, che sono del tutto normali e prevedibili in un torrente. Così si è determinato il grave dissesto: intervento di riprofilatura → erosione risalente del letto e suo approfondimento di circa due metri → venuta alla luce delle fondazioni dei muri di sponda → loro sottoescavazione e crollo finale → erosione della scarpata retrostante. Le linee gialle indicano rispettivamente: 1. la base della originaria scogliera a protezione delle fondazioni dei muri spondali; 2. l'originario livello del letto del T. Aupa.

vionali e gravitativi catastrofici nelle valli interessate. Eventi analoghi si sono già verificati con effetti identici, come testimoniato da quello storico del 13 settembre 1903, e ciclicamente si riproporranno in futuro a modificare il territorio. Essi sono caratterizzati da piene improvvise e veloci (*flash floods*) che si caricano progressivamente di detriti e legname. Esse raggiungono un elevato tirante idraulico con forti erosioni delle sponde e del letto (figg. 27 e 28) e possono esondare sia per sopraelevazione centrifuga in una curva esterna dell'alveo sia nei tratti in cui l'alveo è stretto ed incassato: esempio eclatante la stretta di Chiaranda dove aumenta anche la velocità della corrente e si verificano effetti erosivi e danni ai manufatti di particolare intensità.

Durante gli eventi meteorici intensi si mobilitano anche colate detritiche, di regola di volume non molto elevato ma numerose per evento. Un punto 'classico' in cui piccole colate interrompevano regolarmente la S.P. 112, è situato circa 500 m a sud di Grauzaria. Gli interventi realizzati dopo l'evento del 2003 hanno impedito, ma solo momentaneamente, il riformarsi degli accumuli di ghiaie, sabbie e massi sulla sede stradale. Le pareti e i ripidi versanti con dolomie o calcari variamente suddivisi da faglie e sistemi di frattura verticali (fig. 29) sono i principali produttori di frane di crollo o di ribaltamento, che si accumulano in ampie falde e in conoidi detritici, a loro volta fonte dei materiali mobilizzati dalle colate detritiche (figg. 30 e 33).

Ma in Val Aupa esiste anche un'altra grandiosa tipologia di movimento franoso, che trae origine dalle eredità litologico-stratigrafiche del Triassico medio e superiore e della complessiva architettura tettonica della parte più superficiale della crosta, nonché dalla



Fig. 29. Un esempio molto frequente di deformazioni tettoniche che rappresentano uno dei fattori predisponenti a frane di ribaltamento o di crollo: fitta suddivisione delle rocce (dolomicriti con interstrati argillitici del Membro del Monticello) ad opera di due minori faglie trascorrenti verticali, indicate dalle frecce, e associati sistemi di fratture verticali.

sismicità locale e regionale e dalle caratteristiche idro-meteorologiche che ne innescano i movimenti: le *Deformazioni Gravitative Profonde di Versante* o DGPV. Quella più vasta ed importante, anche per le implica-

zioni e l'impatto ambientali, è la DGPV del M. Masarèit: l'intero versante sinistro della valle da Pradis ad oltre Grauzaria e dalla base della parete dolomitica del M. Masarèit fino al fondovalle si sta muovendo verso il basso, suddiviso in una serie di frane di scorrimento rotazionale (fig. 31). La causa dell'instabilità del versan-

te è dovuta alla presenza dei gessi e delle argilliti della F.ne di Travenanzes alla base della imponente massa di Dolomia Principale (Membro del Monticello). Il movimento non è continuo, ma viene innescato da eventi sismici sufficientemente energetici oppure da precipitazioni persistenti o intense concentrate, tali da



Fig. 30. Ripresa aerea (2 settembre 2003) della stretta di Chiaranda che evidenzia la sua elevata criticità ambientale. Il versante in sinistra Aupa è il tratto più esterno e mobile della DGPV del M. Masarèit, anche a causa dell'erosione al piede delle dissestate dolomie in occasione delle maggiori piene: le frecce bianche indicano alcune delle superfici concave su cui porzioni di dolomie del Membro del Monticello scivolano, ruotando, verso l'alveo del torrente. È scontornata in bianco una piccola frana rotazionale sul versante destro. L'alto grado di suddivisione e di fratturazione delle dolomie produce l'enorme quantità di detriti dei conoidi, in parte mobilizzati da minori colate detritiche. È evidenziata la posizione del vecchio ponte, la cui spalla destra è posizionata al centro del grande conoide (foto gentilmente concessa dalla Protezione Civile della Regione).



Fig. 31. La dorsale del M. Masarèit in Dolomia Principale e la parte centrale della sottostante DGPV, che si estende dal piede delle pareti fino al fondovalle. Il versante è suddiviso da numerosi gradini, ciascuno dei quali corrisponde ad un volume roccioso (dolomie del Membro del Monticello) di spessore da plurimettrico fino a decametrico, il quale scivola verso il basso con movimento rotazionale su una superficie concava. La base della DGPV coinvolge le deboli litologie della F.ne di Travenanzes, che affiorano nell'alveo del T. Aupa sia a Grauzaria che nella stretta di Chiaranda.

attraversare le dolomie ed indebolire ulteriormente le già scadenti litologie sottostanti.

Un risultato morfologico è la stretta di Chiaranda, la zona più critica della V. Aupa (vedi fig. 30), che almeno una volta è stata sbarrata dalla parte più esterna e mobile della DGPV, con formazione di un lago temporaneo a monte. Ciò è attestato da un livello di limi lacustri venuti temporaneamente alla luce dopo l'evento alluvionale del 2003 in mezzo al conoide detritico in destra Aupa che domina il ponte, limi che si vedevano sospesi ad una ventina di metri sopra l'alveo.

Anche dal punto di vista idrodinamico la stretta rappresenta un tratto particolarmente critico, in quanto il restringimento dell'alveo determina sia un innalzamento del tirante idraulico sia un aumento della velocità del torrente in piena. Le conseguenze sono la forte erosione sia di fondo che laterale: le acque di piena si caricano di detriti ed erodono e demoliscono rapidamente le varie opere in alveo (soglie, platee, rivestimenti spondali, ecc.: fig. 32) che ripetutamente e dispendiosamente vengono ripristinate, anche se di solito con eccessivo ritardo. Nella seconda metà degli



Fig. 32. Stato delle opere nell'alveo del T. Aupa nel tratto più a valle della stratta di Chiaranda (gennaio 2017). Al centro, la demolizione della soglia, ormai da vari anni, che ha favorito la profonda erosione del calcestrizzo che lega i grandi massi della platea a monte, predisponendola al parziale dissesto nella prossima grande piena. L'erosione del calcestrizzo interessa anche la scogliera a monte, sulla sponda destra, tratto che viene direttamente investito dalla corrente durante le piene. La scogliera a valle è stata in parte asportata in corrispondenza della spalla destra del vecchio ponte, la quale è completamente coperta dal conoide detritico ed ha la fondazione in parte sottoescavata, così come la scogliera a valle. Sullo sfondo la Creta Grauzaria con la sua DGPV ben evidente.

anni '80 una grande piena aveva dissestato anche il ponte della strada provinciale e un'altra, alcuni anni dopo, anche il provvisorio ponte Bailey, imponendo di costruire finalmente l'attuale ponte dotato di impalcato sufficientemente elevato sull'alveo e con la spalla in destra più a monte del conoide detritico in continua alimentazione (figg. 30 e 32).

Una seconda ma più piccola DGPV interessa il versante orientale della Creta Grauzaria (fig. 33; vedi anche fig. 21), anche in questo caso con la Dolomia Principale

che è scivolata verso il basso e in avanti con movimento rotazionale sulle litologie del Carnico.

La terza DGPV è quella della Crete dal Cronz, che interessa le Torbiditi d'Aupa che rivestono le dolomie sul versante destro della valle (vedi fig. 7). In questo caso la deformazione gravitativa è diversa: come si vede nel profilo geologico A della figura 22, le rocce carbonatiche e quelle arenaceo-marnose hanno differenti geometrie. Le superfici di strato della Dolomia del Serla, inclinate di circa 60°, hanno un andamento



Fig. 33. Il versante orientale della Creta Grauzaria con vista frontale della DGPV (scontornata in rosso). Da notare come il dissesto delle dolomie nella massa scivolata faciliti l'erosione e la mobilizzazione dei tanti detriti, che si accumulano nei conoidi che coronano il piede della DGPV. Dai due maggiori a destra sono discese fin quasi al fondovalle tre colate detritiche nel 2003.

sostanzialmente piano, mentre i sottili strati torbiditici (cfr. figg. 8 e 9), facilmente deformabili, sono interessati da un gran numero di pieghe da metriche ad ettometriche, originate dal peso stesso della massa rocciosa, che si è scollata sulle dolomie e si deforma, scendendo anche in questo caso 'a scatti'. Uno di questi

'scatti' è dovuto alla sequenza sismica del 1976, che ha prodotto un abbassamento massimo di circa un metro della sommità delle torbiditi a contatto con le dolomie. La fascia cumulativa di denudamento delle dolomie è ben visibile nella figura 7, al contatto tra le due litologie dalle caratteristiche meccaniche così diverse.

Quale risultato dopo oltre 450 Ma di vicende geologiche?

In questi 450 Ma la scansione delle vicende geologiche, a lungo espressa in milioni di anni, nel Quaternario si è rapidamente accorciata alle centinaia e poi alle decine di migliaia di anni, fino a diventare sempre più breve avvicinandosi all'oggi: le decine di anni, l'anno, i mesi. Nella regione in cui si trova il territorio di Moggio si sono succeduti eventi geologici grandiosi: un alternarsi continuo di aree emerse, piattaforme carbonatiche o terrigene e bacini; formazione di rocce diverse in ciascun ambiente: continentale, di transizione o marino; rocce che per tre volte sono state deformate e appilate fino a formare catene montuose, la prima delle quali

è stata completamente spianata, mentre la terza sta ancora crescendo e ciò fa sentire anche i suoi effetti sismici nel Moggese.

Il risultato attuale di questa lunga e così complessa evoluzione geologica è un gruppo di montagne e di valli che abitualmente sono definite aspre e selvagge, se non addirittura repulsive. In una valutazione superficiale questo può essere vero, ma così si trascurano le caratteristiche reali e più profonde del Moggese. Un territorio in cui gli impatti umani sull'ambiente sono modesti e localizzati e che quindi conserva ancora quegli splendidi aspetti ambientali che queste valli possedevano quando erano percorse dai cacciatori neolitici o quando sul colle di Santo Spirito esisteva un *castrum* romano che vigilava sulla via per il Norico.

BIBLIOGRAFIA

- CARULLI G.B./FRIZZO P./LONGO SALVADOR G. ET ALII G., *La geologia della zona tra il T. Chiarzò e il F. Fella (Alpi Carniche)*, con carta geologica alla scala 1:20.000, «Giornale di Geologia», 49 (1987), pp. 1-32.
- DE ZANCHE V./GIANOLLA P./ROGHI G., *Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area*, «Eclogae geol. Helv.», 93 (2000), pp. 331-347.
- ICS = INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY, *International chronostratigraphic chart. v 2014/02*, 2014, <www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2014-02.pdf>.
- JADOUL F./NICORA A., *L'assetto stratigrafico-paleontologico del Trias medio-superiore della Val d'Aupa*, «Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia», 85 (1979), pp. 1-30.
- JADOUL F./NICORA A., *Stratigrafia e paleogeografia ladinico-carnica delle Alpi Carniche orientali (versante nord della Val Canale, Friuli)*, con carta geologica alla scala 1:50.000, «Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia», 92 (1972), pp. 201-238.
- MUSCIO G./VENTURINI C. (a cura di), *Le Alpi Carniche: uno scrigno geologico*, Udine 2012.
- NERI C./GIANOLLA P./FURLANIS S./CAPUTO R./BOSELLINI A., *Note Illustrative del Foglio 029 'Cortina d'Ampezzo' della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*, Roma 2007, <<http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/veneto.html>>.
- PRETO N./ROGHI G./GIANOLLA P., *Carnian stratigraphy of the Dognana area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography.*, «Boll. Soc. Geol. It.», 124 (2005), pp. 269-279.
- STEFANI C., *Composition and provenance of the arenites from the Chattian to Messinian clastic wedges of the Venetian foreland basin (Southern Alps, Italy)*, «Giornale di Geologia», 49 (1987), pp. 155-166.
- VENTURINI C., *Evoluzione geologica delle Alpi Carniche*, con carta geologica alla scala 1:25.000, Udine 2006.
- VENTURINI C./SPALLETTA C./VAI G.B. ET ALII, *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 031 'Ampezzo' e Note illustrative*, Bologna 2009, <<http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/friuli.html>>.
- ZANFERRARI A./MASETTI D./MONEGATO G./POLI M.E., *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 066 'Udine' e Note Illustrative*, Udine 2008, <<http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/friuli.html>>.
- ZANFERRARI A./MASETTI D./MONEGATO G./POLI M.E., *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 049 'Gemona del Friuli' e Note Illustrative*, Roma 2013, <<http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/friuli.html>>.



Mappa per *I boschi banditi* del Canal del Ferro, 1751. Valerio Pozzo, sovrintendente provvisorio delle strade del Canal del Ferro, nella sua relazione ai Cinque Savi alle mercanzie scrive: "nei secoli passati la stradda Reggia del Canal del Ferro era l'alveo di tutte le merci che venivano dalla Germania in Italia". In giallo è segnata la viabilità (ASV, Cinque Savi alla Mercanzia, b.373; cfr. memoriale presentato alla cancelleria di Moggio dalle comunità della giurisdizione, ASV Archivio del Comune di Moggio, b.7, fasc.20; da F. BIANCO (a cura), *Il Feudo benedettino di Moggio*, 1995).
L'immagine è riprodotta su concessione del Ministero dei beni e delle attività culturali e del turismo, Archivio di Stato di Venezia, n. 65/2017, prot. 1765 / 28.13.07.