

SERGIO LORENZONI

LE FORMAZIONI SCISTOSO-CRISTALLINE
DEL MASSICCIO D'AMBIN (ALPI COZIE) (*)

Da alcuni anni sto conducendo delle ricerche geologico-petrografiche sul massiccio d'Ambin; i risultati di tali ricerche saranno oggetto di un lavoro di prossima pubblicazione nelle « Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova ». In questa nota presento ed illustro la « Carta geologica del versante italiano del gruppo montuoso d'Ambin » alla scala 1:50.000 (rilevata dall'autore e da G. FREGOLENT) ed espongo brevemente i principali risultati fino ad ora ottenuti.

Il gruppo d'Ambin, che si eleva all'estremità settentrionale delle Alpi Cozie, è costituito da due complessi stratigrafico-tettonici ben distinti: il complesso inferiore è rappresentato da terreni pretriassici e dalla loro copertura normale mesozoica, il superiore dai calcescisti piemontesi che si ritengono sovrascorsi sulle formazioni sottostanti. Nel loro insieme questi due complessi hanno la forma di un'ampia cupola con l'asse maggiore, avente lunghezza di circa venticinque chilometri, diretto NE-SW.

Il complesso inferiore

PRETRIASSICO

Serie di Clarea (Carbonifero?)

La serie più profonda dell'Ambin, avente potenza visibile di settecento metri circa, è costituita da « scisti a gastaldite » (= « gruppo di Clarea » di R. MICHEL [1956 e 1957]) i cui tipi litologici più caratteristici, in ordine di successione stratigrafica dal basso verso l'alto,

(*) Il presente lavoro appartiene al ciclo di indagini sulle formazioni cristalline della catena alpina, comprese nel programma del « Centro Nazionale per lo studio geologico e petrografico delle Alpi » del Consiglio Nazionale delle Ricerche e già intraprese sotto gli auspici del CNR e del CNRN.

sono: *micascisti feldispatici a gastaldite con o senza granato e pumpellyite, gneiss a pumpellyite con gastaldite, gneiss arenacei a pumpellyite, gneiss arenacei anfibolici (tremolite-attinoto) a granato, metagrovacche a giadeite e gastaldite, paragneiss cloritici talora a biotite*. Numerosi sono i passaggi in tutte le direzioni fra questi tipi litologici. Le osservazioni di campagna e lo studio petrografico hanno permesso però di stabilire che mentre nei livelli più bassi prevalgono le facies a struttura evidentemente blastica, nei livelli più alti sono diffuse le facies in cui è ancora distinguibile la struttura detritica originaria; queste differenze strutturali dipendono da diversità nel grado di ricristallizzazione. Basterà a questo proposito ricordare il modo di presentarsi dei componenti principali nelle facies blastiche e nelle facies blastopsammitiche.

L'*albite* nelle facies meno metamorfiche è in minuti individui orientati in modo diverso, aventi talora aspetto detritico; per graduale aumento della ricristallizzazione tali individui si isorientano e si saldano fra di loro dando luogo a plaghe irregolari e quindi a maggiori individui, con tendenza alla idioblastesi. Questa ricristallizzazione è accompagnata da una parziale sostituzione delle *lamelle fengitiche*, isorientate e riunite in letti, che si erano formate a spese di *aggregati sericitici o sericitico-cloritici* in un primo stadio del processo metamorfico. Le concentrazioni micacee sono sempre ricche di elementi accessori (rutilo, ossidi di ferro, sostanze organiche, ecc.); mentre negli aggregati sericitici e sericitico-cloritici questi elementi hanno disposizione del tutto irregolare, nei letti fengitici si dispongono parallelamente ai piani di sfaldatura delle miche. Gli elementi accessori rimangono quali relitti, assieme a qualche frammento di fengite, entro i granoblasti di albite.

Il *quarzo* nelle facies blastopsammitiche è in granuli detritici; con l'aumentare del metamorfismo questi si allungano ed infine si concentrano in letti sfrangiati, ben visibili anche macroscopicamente.

La *gastaldite* si forma soprattutto nei letti fengitici e fengitico-cloritici rispetto ai quali è, almeno in parte, di cristallizzazione tardiva; infatti i cristalli anfibolici possono essere trasversali ai letti di fillosilicati ed essere attraversati dai componenti accessori che accompagnano le miche e le cloriti. Spesso la *gastaldite* presenta fratture e fenomeni di cloritizzazione.

La *giadeite* è presente soltanto nelle metagrovacche associata a *gastaldite* e si forma molto probabilmente dall'albite presente nella matrice del primitivo sedimento (1).

Anche i piccoli cristalloblasti di *attinoto-tremolite*, strettamente associati a *clorite* e *fengite* negli gneiss arenacei anfibolici a granato, prendono origine dalla massa cementante di sedimenti arenacei in cui sono ancora visibili elementi detritici quarzosi.

Le facies blastopsammitiche (metagrovacche a *giadeite* e *gastaldite* e gneiss arenacei a *pumpellyite*, in cui è presente sporadicamente la *gastaldite*) per la loro struttura, composizione mineralogica e chimica possono essere considerate come derivate da sedimenti di tipo grovacche. Dato che le differenze fra queste facies e quelle a struttura spiecatamente blastica sono essenzialmente di carattere strutturale, ritengo che tutti i sedimenti costituenti l'originaria serie fossero delle grovacche. Soltanto gli gneiss arenacei anfibolici (*tremolite-attinoto*) a granato si discostano leggermente per la loro composizione chimico-mineralogica dalle rocce più diffuse; si tratta di primitive arenarie (con granuli quarzosi e cemento quarzoso-feldispatico con *sericite* e *clorite*, leggermente dolomitico), che rientrano anch'esse nel campo delle grovacche.

Soprattutto nei livelli più alti della serie in parola vi sono delle intercalazioni di *anfiboliti epidotiche* (aventi forma di estese bancate e di tozze lenti) sempre concordanti con gli scisti circostanti. La composizione mineralogica di queste rocce è assai costante: gli anfiboli sono rappresentati sia da termini calcici (*orneblenda* o *tremolite-attinoto*) sia da termini sodici (*glaucofane*), spesso strettamente associati; il plagioclasio — generalmente assai scarso — ha composizione oligo-clasico-andesinica. Le differenze principali consistono nelle variazioni dei rapporti *anfibolo/epidoto* (con passaggi ad *epidositi anfiboliche*) e *plagioclasio/anfibolo + epidoto* (con passaggi a *scisti plagioclasico-anfibolici a bande di epidoto*). Caratteristica di tutte le *anfiboliti* è la struttura più o meno marcatamente listata per concentrazioni di *epidoto*, di *anfiboli* ed anche di *calcite*.

(1) Per maggiori dettagli sulle metagrovacche a *giadeite* e *gastaldite* rimando il lettore ad una mia precedente nota (S. LORENZONI [1963 b]).

Serie d'Ambin (Permiano)

La serie d'Ambin ha potenza media di circa trecento metri. I livelli più bassi sono costituiti da bancate discontinue e di potenza variabile di *micascisti feldispatici conglomeratici* a ciottoli di quarzo. Queste rocce psefitiche passano, in tutte le direzioni, per progressiva diminuzione degli elementi detritici grossolani, a facies simili alla loro massa cementante; tali facies sono: *micascisti feldispatici a clorite*, *gneiss feldispatici a clorite e quarziti micacee*. La loro composizione mineralogica è assai semplice: quarzo, albite, fengite, sericite, clorite sono i componenti principali, mentre accessori secondari sono biotite, rutilo, ossidi di ferro, ematite, ecc. Localmente in alcuni micascisti feldispatici è presente del glaucofane. Qua e là si osservano granuli e ciottoli di quarzo, parzialmente ricristallizzati, che mettono in evidenza l'origine detritica della serie.

Per quanto riguarda il modo di presentarsi dei singoli minerali nelle facies a diverso grado di ricristallizzazione, si ripetono nella serie d'Ambin le caratteristiche osservate nei vari tipi litologici della serie di Clarea.

La composizione chimico-mineralogica e la struttura originaria non del tutto modificata dal metamorfismo indicano che la serie era costituita da arcose quarzose passanti ad arenarie quarzose. L'assenza negli scisti conglomeratici di frammenti di rocce simili agli «scisti a gastaldite» sottostanti fa escludere che le rocce psefitiche si siano formate dopo che gli originari sedimenti della serie di Clarea hanno assunto l'attuale facies. E' probabile invece che i conglomerati derivino dal disfacimento della sottostante serie di grovacche.

Nella parte alta della serie d'Ambin, a diretto contatto con le quarziti eotriassiche o intercalate agli scisti ora citati, affiorano delle bancate potenti da dieci a cinquanta metri di *arcose epimetamorfiche* a struttura in parte ancora chiaramente detritica. La massa cementante è formata da minuti individui parzialmente ricristallizzati di quarzo, feldispati, sericite e fengite, mentre gli elementi detritici più grossolani sono costituiti da granuli di quarzo e feldispati. Questi ultimi sono rappresentati da albite, ortoclasio e microclino. Anche in queste rocce per isoorientazione e saldatura dei minuti individui feldispatici della matrice possono cristallizzare plaghe e granoblasti abbastanza sviluppati; i granuli detritici sono parzialmente ricristallizzati. E' da notare che

con il progredire della ricristallizzazione l'ortoclasio si trasforma generalmente in microclino.

Nei livelli medi della serie d'Ambin si rinvencono intercalazioni di *prasinite*, spesso particolarmente ricche di clorite, per lo più leggermente listate per piccole variazioni di composizione mineralogica (albite, clorite, epidoto, anfiboli-attinoto, orneblenda, gastaldite-calcite e titanite) lungo letti piuttosto sottili.

SERIE AUTOCTONA DELLA COPERTURA NORMALE.

Come serie autoctona si intende quella parte della copertura normale del massiccio che occupa l'originaria posizione stratigrafica, non essendo stata interessata dai fenomeni tettonici che hanno accompagnato il sovrascorrimento dei calcescisti.

Quarziti arenaceo-conglomeratiche (Permo-Eotrias).

La copertura normale del Pretriassico inizia con limitati affioramenti di quarziti arenaceo-conglomeratiche. La matrice, in gran parte ricristallizzata, è costituita da quarzo, sericite, fengite e calcite, mentre i relitti detritici più sviluppati sono granuli e ciottoli di quarzo roseo e, in quantità nettamente subordinata, di albite. E' da notare che i granuli albitici non includono mai gli elementi accessori ed i frammenti di mica tanto caratteristici nei granoblasti plagioclasici delle formazioni pretriassiche.

Quarziti (Eotrias).

Sulle quarziti arenaceo-conglomeratiche e, ove queste mancano, direttamente sugli scisti cristallini sottostanti poggiano delle *quarziti* ora bianche ora leggermente verdognole per la presenza di lamelle fengitiche per lo più isoorientate; localmente si notano ciottoli di quarzo bianco. Alcune volte intercalate fra le quarziti si riscontrano lenti allungate e sottili bancate di *scisti sericitico-fengitici*.

I passaggi fra quarziti eotriassiche e scisti pretriassici, siano presenti o meno le quarziti arenaceo-conglomeratiche del Permo-eotrias, avvengono in modo regolare talora con piccole e continue ripetizioni di facies che non hanno alcun carattere tettonico.

Quarziti a calcite, micascisti, calcari cristallini (Trias inferiore-medio).

Le quarziti eotriassiche fanno passaggio con continuità, verso l'alto, a *quarziti con calcite e fengite, micascisti a calcite, e scisti calcariferi nerastri talora brecciosi* a cui si sovrappongono a volte *calcari cristallini grigi spesso a fengite*. Nell'alta Valle di Susa, a NW di C. Portetta, questa successione termina con *calcari micaceo-cloritici* a sottili intercalazioni di *micascisti cloritici a glaucofane*. In questi scisti triassici si riscontrano le medesime associazioni mineralogiche e gli stessi caratteri strutturali osservati nelle facies pretriassiche. I fenomeni di fel-dispatizzazione delle miche, e subordinatamente delle cloriti, avvengono con le stesse modalità descritte per le facies pretriassiche; le fengiti sono strettamente associate a feltri sericitici e sericitico-cloritici; il glaucofane — nei micascisti cloritici a glaucofane — ha disposizione trasversale rispetto ai fillosilicati ed è attraversato dai componenti accessori (ossidi di ferro, titanite, pirite, rutilo, ecc.) che accompagnano questi ultimi; si ripetono perciò gli stessi rapporti anfibolo sodico-fillosilicati osservati nella serie di Clarea, indicanti la cristallizzazione tardiva dell'anfibolo rispetto alla clorite ed alla fengite.

I termini superiori di questa serie, particolarmente sviluppati nei nuclei di alcune pieghe delle zone più alte dell'Ambin, sono rappresentati da *calcari cristallini grigi più o meno scuri* oppure *grigio-rosati*. Là dove originariamente il sedimento era anidritico, si riscontrano *carriole* costituite da elementi calcarei, del tutto analoghi a quelli sopra citati, immersi in una pasta cementante gessosa di colore giallastro.

La serie ora descritta, che ha potenza massima di qualche decina di metri, è attribuita al Trias inferiore-medio sia per la sua indubbia continuità di sedimentazione con le quarziti eotriassiche sia per la stretta analogia con alcuni termini della serie di Bellecombe-Carlina (Passo del Piccolo Moncenisio-Francia). Quest'ultima costituisce la serie autoctona più completa del gruppo d'Ambin ed è stata dettagliatamente studiata da J. GOGUEL e P. LAFFITTE [1952] e da F. ELLENBERGER [1958], che vi hanno riscontrato termini appartenenti al Trias, al Retico, al Lias ed al Cretaceo inferiore.

SERIE PARA-AUTOCTONA DELLA COPERTURA NORMALE.

Alla serie para-autoctona vengono riferiti quei termini della copertura normale che a causa del sovrascorrimento della formazione dei calcescisti sono stati strappati dall'originaria posizione dando luogo ad

un susseguirsi, spesso caotico, di scaglie alle quali si associano scaglie di quarziti e di tipi litologici della serie d'Ambin e degli *Schistes lustrés*. La primitiva serie era costituita da calcari di tipo diverso (*calcari reticolati grigi, calcari bianchi, calcari grigi bituminosi, calcari rosati o di colore grigio, calcari dolomitici e dolomie di colore grigio scuro*) con o senza intercalazioni anidritiche, che mostrano una stretta analogia con i termini triassici della serie di Bellecombe-Carlina; l'età triassica di alcuni calcari della serie para-autoctona, **affioranti sul fianco destro della Valle di Susa di fronte ad Ulzio**, è dimostrata inoltre dalla presenza di fossili classificati da A. PORTIS [1889]. A q. 2855 della cresta che unisce Punta Vallonetto con il Monte Vin Vert, a Sud di Roche Ronde, ed a q. 2030 del fianco meridionale di Monte Pramand affiorano scaglie di *scisti ardesiaci e breccie calcareo-dolomitiche grigie* riferibili, verosimilmente, per comparazione con alcuni termini di Bellecombe-Carlina, al Lias inferiore, che rappresentano le facies stratigraficamente più alte della copertura normale del versante italiano dell'Ambin.

In seguito al sovrascorrimento degli *schistes lustrés* i termini calcarei più competenti si sono brecciati e milonitizzati, mentre i termini anidritici si sono trasformati in *carniole*; queste ultime contengono, oltre ad elementi di calcari cristallini triassici sopra citati, anche elementi di quarziti, di scisti della serie d'Ambin e di tipi litologici della formazione dei calcescisti, raschiati, come le analoghe scaglie, dalla loro originaria posizione durante il sovrascorrimento.

Il complesso superiore

Il complesso superiore è costituito dalla *formazione dei calcescisti* e ricopre con continuità il complesso ora descritto soltanto nelle zone periferiche del versante italiano del gruppo d'Ambin, in quanto nella zona centrale esso è stato in gran parte eroso ed è presente solo in corrispondenza di alcune cime più elevate.

Il tipo litologico più diffuso è un *calcescisto* con caratteristiche macro e microscopiche del tutto analoghe a quelle della facies fondamentale degli *schistes lustrés* piemontesi. Numerose sono le intercalazioni di *calcari cristallini, micascisti feldspatici* (= « gneiss di Char-

bonell » di R. MICHEL [1953]) e *prasiniti* in bancate di dimensioni piuttosto variabili; il più delle volte si estendono per parecchie centinaia di metri, mantenendo una potenza limitata a pochi metri. Pur tralasciando di discutere dettagliatamente l'origine di queste intercalazioni, faccio presente che esse rispecchiano in generale variazioni di sedimentazione nell'ambito della primitiva serie; sembra doversi escludere che i micascisti feldispatici siano scaglie di altri elementi tettonici come sostiene F. HERMANN [1930]: essi appartengono, come le intercalazioni calcaree e prasinitiche, alla « falda dei calcescisti ».

Principali conclusioni di carattere petrografico

Il fatto che in rocce pretriassiche e triassiche i granoblasti di albite ed i cristalloblasti di anfibolo sodico si formino con le stesse modalità ed abbiano con la fengite e con la clorite gli stessi rapporti paragenetici porta a concludere che la cristallizzazione dell'albite e dell'anfibolo sodico è legata al metamorfismo alpino. Ciò è confermato anche dall'assenza di ciottoli di « scisti a gastaldite » e di gastaldite detrica nelle facies arenaceo-conglomeratiche della serie d'Ambin e dall'assenza di inclusioni (fengite e minerali accessori) nei granuli albitici detritici delle quarziti arenaceo-conglomeratiche permo-eotriassiche, inclusioni caratteristiche dei granoblasti albitici delle rocce pretriassiche.

Il modo di formarsi dei granoblasti albitici per isoorientamento e saldatura di minuti individui plagioclasici, facenti parte della matrice degli originari sedimenti, dimostra che i fenomeni di feldispaticizzazione non sono necessariamente legati ad apporto di soluzioni sodiche. Le variazioni di composizione chimica possono essere spiegate interpretando, in accordo con la composizione mineralogica, la serie di Clarea come derivante da sedimenti di tipo grovacche e la serie d'Ambin come derivante da sedimenti di tipo arcose più o meno quarzose.

L'analogia di associazioni mineralogiche e di strutture non indicanti processi polimetamorfici, la presenza di relitti detritici (granuli e ciottoli di quarzo e di feldispatici) in tipi litologici pretriassici e triassici indicano che le formazioni dell'Ambin hanno subito un solo metamorfismo, che logicamente è di età alpina. Le associazioni mineralogiche delle rocce triassiche e della serie d'Ambin sono caratteristiche

della « facies degli scisti verdi », ad eccezione di quelle dei tipi litologici ad anfibolo sodico che, come le associazioni delle rocce della serie di Clarea, sono tipiche della « facies degli scisti a glaucofane » (1).

Principali conclusioni di carattere geologico

Le osservazioni di campagna, unitamente allo studio petrografico, hanno permesso di attribuire un'età permiana alla serie immediatamente sottostante alle quarziti eotriassiche, ed alla cui base si riscontrano di solito livelli conglomeratici, ed una probabile età carbonifera agli « scisti a gastaldite » che costituiscono la serie più profonda dell'Ambin.

L'età permiana della serie corrispondente al « gruppo d'Ambin » di R. MICHEL [1956] è provata dalle seguenti osservazioni: *a*) i rapporti di giacitura fra questa serie ed i livelli più bassi della copertura normale, rappresentati di solito da quarziti eotriassiche, indicano contatti normali con ripetizioni di facies che mettono in evidenza originarie variazioni di sedimentazione; *b*) la serie in parola mantiene ancora l'originario carattere sedimentario elastico (psefiti alla base, psammiti nei livelli superiori); *c*) le associazioni mineralogiche e le strutture non indicano mai fenomeni polimetamorfici e sono del tutto analoghe a quelle di alcune rocce di età triassica (A. PORTIS [1889]); *d*) nei livelli più alti della serie sono state rinvenute mineralizzazioni uranifere che per posizione stratigrafica e minerogenesi sono del tutto simili a quelle che, nell'arco alpino, interessano sedimenti del Paleozoico superiore.

Si può attribuire probabile età carbonifera alla serie più profonda dell'Ambin (= « gruppo di Clarea » di R. MICHEL [1957]) in base alle seguenti osservazioni: *a*) assenza di contatti tettonici fra la serie d'Ambin e quella di Clarea; *b*) analogia di grado metamorfico con la sovrastante serie d'Ambin ed analogia di associazioni mineralogiche e strutture con i micascisti cloritici a glaucofane del Trias inferiore; *c*) assenza di strutture indicanti fenomeni polimetamorfici.

(1) Ricordo che le temperature e le pressioni caratteristiche della « facies degli scisti verdi » non differiscono sostanzialmente da quelle della « facies degli scisti a glaucofane »; per una data temperatura sembra che la pressione sia leggermente più bassa per la formazione degli scisti verdi.

Nel massiccio d'Ambin, i motivi tettonici più significativi oltre a quello principale che ha dato origine alla struttura cupolare d'insieme sono due: quello a scaglie, legato al sovrascorrimento dei calcescisti e di cui ho già parlato, ed un motivo a pieghe che interessa il Pretriasico e la copertura normale. Di tali pieghe rimangono tre relitti: due pieghe complete alla Rognosa d'Etiache, una flessura alla Rocca d'Ambin ed una sinclinale coricata al Colle della Vecchia. Il marcato parallelismo (N 50°-60° E) e l'allineamento degli assi di queste pieghe fanno pensare che tale struttura tettonica doveva estendersi su tutta la parte centrale dell'Ambin. Il risultato più interessante mi sembra essere la constatazione che queste pieghe sono anteriori alla presa di posizione della « falda dei calcescisti »; infatti i calcari triassici esistenti al nucleo delle sinclinali non sono così intensamente fratturati come gli omologhi termini della serie para-autoctona e le carnirole ad essi associate sono breccie calcaree monogeniche formatesi in loco, non contenendo mai elementi di rocce pretriasiche o di quarziti eotriassiche o di tipi litologici della formazione dei calcescisti di cui sono tanto ricche le carnirole appartenenti alla serie para-autoctona. Inoltre i calcescisti non sono mai presenti nel nucleo delle sinclinali, che sono formate esclusivamente da terreni pretriasici e triassici; così pure il complesso petriassico-copertura mesozoica normale non è mai ripiegato assieme alla formazione dei calcescisti ove questi costituiscono grandi pieghe (Monte Niblè - Punta Ferrand). E' da notare inoltre che gli assi delle pieghe dei calcescisti hanno direzione (N 30° W) nettamente diversa dalla direzione degli assi delle pieghe che interessano il complesso inferiore.

Padova - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, Centro di Studio per la Petrografia e Geologia del CNR, Ottobre 1964.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ELLENBERGER F., *Etude géologique du Pays de Vanoise*. « Mem. Expl. Carte géol. France » (1958).
- HERMANN F., *Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci d'Ambin e del Grand Paradiso*, in HERMANN F., RAGUIN P., *Studi geologici nelle Alpi occidentali*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova » vol. VIII (1930).
- GOGUEL J., LAFFITTE P., *Observation préliminaires sur le Massif d'Ambin*. « B.S.-G.F. », vol. II (1952).

- LORENZONI S., *Gli « scisti a glaucofane » del gruppo montuoso d' Ambin (Alpi Cozie)*. « Ric. Sc. » 33 (II A), pg. 799-806 (1963 a).
- LORENZONI S., *Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite, affioranti nel gruppo montuoso d' Ambin (Alpi Cozie)*. « Ric. Sc. » 33 (II A), pg. 1059-1066 (1963 b).
- MICHEL R., *Les Schistes cristallines des Massif du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes)*. Sciences de la Terre, T. 1, n. 3-4, Nancy (1953).
- MICHEL R., *Prémiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du Massif d' Ambin*. « C.R. Somm. S.G.F. », pg. 121-123 (1956).
- MICHEL R., *Les faciès à glaucophane dans le Massif d' Ambin* « C.R. Somm. S.G.F. », pg. 130-131 (1957).
- PORTIS A., *Nuove località fossilifere in Val di Susa*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. » ser. II, vol. X, n. 5-6 (1889).