

L'alterazione dei graniti delle Serre Orientali (Calabria)

MARCO MORESI

Dipartimento Geomineralogico, Università di Bari, Trav. al N. 200 di Via Re David, 70124 Bari

RIASSUNTO. — Sono state studiate le modificazioni fisiche, mineralogiche e chimiche indotte dai processi di alterazione su tre litotipi di rocce ignee (tonaliti, granodioriti, graniti) affioranti nelle Serre Orientali (Calabria, Italia Meridionale).

Questi processi di alterazione conducono alla formazione di una roccia incoerente che ha le caratteristiche granulometriche della sabbia, indipendentemente dal litotipo di provenienza. Alcune differenze di distribuzione granulometrica, osservate passando dai campioni incoerenti della facies granitica a quelli delle facies granodioritica e tonalitica, appaiono chiaramente condizionate da differenze tessuturali e composizionali delle rocce originarie.

Le più importanti modificazioni mineralogiche riguardano la parziale trasformazione della biotite e la parziale dissoluzione dei plagioclasti, associate alla comparsa di minerali secondari quali caolinite, idrossidi di ferro, strati misti biotite-vermiculite.

Le variazioni chimiche, coerentemente con quelle mineralogiche, indicano che, durante il processo di alterazione, Ca e Na sono allontanati in quantità rilevante; Al, Fe e Ti sono immobilizzati quasi completamente dalla formazione di caolinite e idrossidi; Si e Mg sono immobilizzati solo in parte dalla formazione di caolinite e vermiculite rispettivamente; il K non mostra significative variazioni di abbondanza perché quello perduto dalla biotite in via di alterazione può essere compensato dall'arricchimento passivo di quello appartenente al K-feldspato.

Naturalmente, la composizione dei prodotti di alterazione varia in funzione di quella delle rocce originarie; infatti, passando dalle tonaliti alla granodioriti ed ai graniti, diminuisce l'abbondanza relativa dei componenti legati all'alterazione della biotite.

Lo schema di alterazione individuato (plagioclasti → caolinite; biotite → vermiculite) è in accordo sia con il clima temperato e moderatamente umido della Calabria, sia con l'intenso drenaggio delle acque meteoriche favorito dalla elevata permeabilità della coltre di alterazione.

Parole chiave: Alterazione, Graniti I.s., Serre Orientali (Calabria), Trasformazioni mineralogiche, Trasformazioni chimiche.

ABSTRACT. — Physical, mineralogical and chemical changes, related to weathering increase, have been studied on igneous rocks (tonalites, granodiorites, granites) from Eastern Serre (Calabria, Southern Italy).

Referred to physical changes, the result of weathering is a mantle of unconsolidated rocks in which the sand is the main grain-size fraction, independently of parent rocks. Nevertheless, the grain-size pattern show some differences related to changes in texture and mineralogical composition of parent rocks.

The main mineralogical changes concern the partial transformation of biotite and the partial destruction of plagioclases, associated with the neoformation of secondary minerals such as kaolinite, Fe-hydroxides, mixed layers biotite-vermiculite.

The main chemical changes, according to the mineralogical ones, show that Ca and Na are heavily removed; Al, Fe and Ti are almost completely fixed because of the neoformation of kaolinite and hydroxides; Si and Mg are fixed only in the proportions required for the neoformation of kaolinite and mixed layers biotite-vermiculite; the changes in the K contents not are significant because of the probable compensation between the removal of K extracted from weathered biotite and the relative enrichment of K-feldspar.

Obviously, the composition of weathering products reflects that one of parent rocks, thus the kaolinite/Fe-hydroxides ratio increases from tonalite weathering products to granite weathering products.

The weathering picture that results from this research (plagioclases → kaolinite; biotite → vermiculite) agrees both with the general climate of Calabria (temperate and moderately humid) and with the high permeability of weathered rocks that favours the rapid drainage of rainwater.

Key words: Weathering, Granites I.s., Eastern Serre (Calabria), Mineralogical changes, Chemical changes.

Introduzione

Lo studio dei processi di alterazione delle rocce cristalline costituisce una importante sorgente di informazioni che, particolarmente utili nel campo della ricerca pura (modificazione dei caratteri fisici della roccia madre, trasformazione e neogenesi di fasi mineralogiche, mobilità relativa degli elementi chimici), possono risultare interessanti anche nel campo della ricerca applicata (franosità e protezione dei terreni, utilizzazione delle risorse naturali a scopo industriale ed agronomico).

Relativamente alle rocce granitiche, alcune delle ricerche più recenti tendono a caratterizzare i principali trends dell'alterazione in termini di evoluzione geochimica e mineralogica della roccia madre verso i sistemi residuali (HARRIS & ADAMS, 1966; RICE, 1973; CHESWORTH, 1973, 1979). Altre ricerche invece sono indirizzate specificamente allo studio dei processi di dissoluzione o trasformazione dei minerali primari e di cristallizzazione dei minerali secondari (RIMSATTE, 1975; PETROVIC et al., 1976; STOCH & SIKORA, 1976; BERNER & HOLDREN, 1979), tenendo conto anche della influenza di fattori diversi, quali ad esempio la distribuzione di microfrazioni all'interno dei cristalli (PACES, 1973; ILDEFONSE et al., 1979; MEUNIER, 1980) o le condizioni climatiche dell'ambiente di alterazione (BARSHAD, 1966; TARDY et al., 1973; MELFI et al., 1983).

La presente ricerca, che comprende lo studio di caratteri fisici, mineralogici e chimici di 24 campioni di rocce granitiche l.s. a diverso grado di alterazione, tende a fornire una prima e generale caratterizzazione del processo di alterazione che si sviluppa nella zona delle Serre Orientali (Calabria), tenendo presenti i diversi tipi di roccia originaria e le condizioni ambientali che possono aver presieduto al processo di alterazione.

Quadro geologico, morfologico e climatico

Nell'area delle Serre Orientali affiora con continuità un plutone composito, facente parte del basamento cristallino dell'Arco calabro-peloritano, in parte ricoperto da sedimenti miocenici e pliocenici. Questo basamento cristallino è costituito da rocce granitiche l.s.,

appartenenti al ciclo magmatico ercinico (\approx 280 m.y; BORSI et al., 1976), intruse in rocce metamorfiche di basso e medio grado (COLONNA et al., 1973).

La parte affiorante del corpo plutonico risulta costituita da differenti intrusioni i cui litotipi più frequenti sono rappresentati da tonaliti, granodioriti, graniti (HIEKE MERLIN & LORENZONI, 1972; LORENZONI & ZANETTIN, 1975; MORESI & PAGLIONICO, 1975; CRISCI et al., 1979; CRISCI et al., 1980).

La configurazione morfologica della zona esaminata è sostanzialmente caratterizzata da brusche variazioni altimetriche; su distanze inferiori a 10 chilometri in linea d'aria, si passa frequentemente dal livello del mare fino a quote superiori a 1.000 metri. Abbastanza estese sono le zone di altopiano con quote intorno a 900-1.200 metri.

La complessa configurazione morfologica determina naturalmente una forte variabilità di ambienti climatici. Infatti, al di sotto dei 500 metri di altitudine le temperature medie mensili variano da valori minimi di circa 10°C nei mesi di dicembre e gennaio, fino a valori massimi di circa 25°C nei mesi di agosto e settembre. Al di sopra dei 1.000 metri di altitudine, invece, le temperature variano, per gli stessi periodi, da valori minimi appena superiori a 0°C, fino a quelli massimi di circa 17°C.

Anche la piovosità tende a variare in funzione della altitudine, passando da valori di 700-800 millimetri di pioggia per anno nelle zone di media e bassa quota, fino ad oltre 1.000 millimetri per anno alle quote più elevate. Meno del 10% delle precipitazioni annue si verifica nel periodo estivo, mentre oltre il 40% è concentrato nel periodo invernale che, alle quote più elevate, è caratterizzato anche da abbondanti precipitazioni nevose.

Campionamento

Su ciascuno dei tre litotipi maggiormente rappresentati nelle Serre Orientali sono state prelevate due serie di campioni così distribuite (Fig. 1):

Tonaliti - I serie, Petrizzi (Commodari), 282 m/l.m.; - II serie, Petrizzi (M. La Rosa), 650 m/l.m.

Granodioriti - III serie, S. Caterina-Badolato (M. della Guardia), 600 m/l.m.; - IV serie, S. Andrea Apostolo (Lenze), 200 m/l.m.

Graniti - V serie, S. andrea Apostolo (Roselle), 425 m/l.m.; - VI serie, Isca (Piano Peco-raio), 1040 m/l.m.

Ciascuna serie è rappresentata da quattro campioni, che sulla base di una definizione macroscopica del grado di alterazione, sono stati classificati secondo lo schema seguente:

A) *Campioni non alterati*: hanno consistenza litoide; la fratturazione è assente; la colorazione originaria (variabile dal grigio scuro nei termini più femici al grigio chiaro in quelli più sialici) non è modificata; miche e feldspati appaiono ben conservati.

B) *Campioni leggermente o moderatamente alterati*: hanno consistenza litoide quasi uguale a quella dei campioni non alterati; la fratturazione è scarsa; la colorazione originaria è leggermente modificata per la presenza di patine rossastre di alterazione, generalmente localizzate intorno ai pacchetti di biotite; miche e feldspati sono talvolta friabili.

C) *Campioni molto alterati*: hanno scarsa consistenza litoide conseguente ad una fratturazione molto intensa; conservano la tessitura tipica della roccia originaria, ma la colorazione è completamente modificata per la presenza di patine di alterazione, bruno-rossastre, diffuse su tutta la superficie del campione e particolarmente concentrate nelle fratture; sono frequentemente osservabili picco-

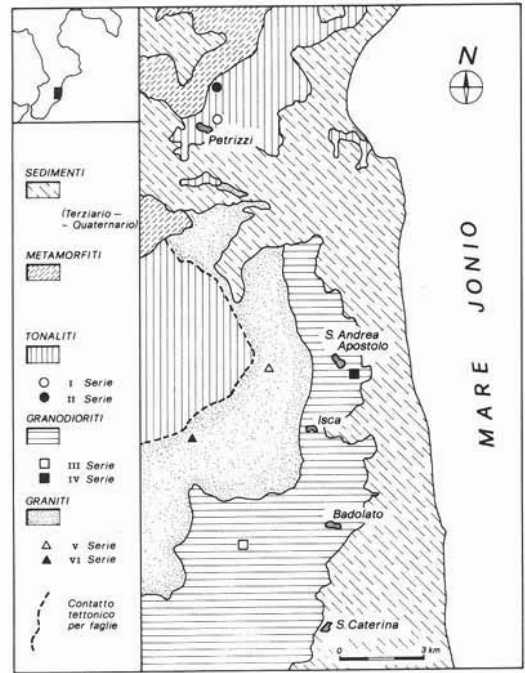


Fig. 1. — Quadro geo-litologico dell'area esaminata e localizzazione delle serie campionate. — Geo-lithologic picture of Eastern Serre (Calabria) and location of sampled series.

le cavità conseguenti alla perdita di miche e feldspati.

D) *Campioni incoerenti*: sono costituiti da una prevalente frazione sabbiosa e da una matrice sottile, non abbondantissima, ma molto diffusa, che conferisce una colorazione bruno-rossastra al campione complessivo; lo scheletro sabbioso contiene sia elementi polimineralici, sia minerali singoli, generalmente in frammenti; i pacchetti di miche sono sempre molto friabili; la biotite, col diminuire delle dimensioni delle lamelle, tende a perdere il colore originario che passa dal bruno-nerastro al bruno-giallastro.

I campioni incoerenti derivano sempre da affioramenti di materiale non sottoposto a fenomeni di trasporto ed accumulo; il loro prelevamento è sempre stato effettuato ad una profondità di almeno 1 metro al di sotto dell'orizzonte pedologico.

Alcuni campioni, appartenenti alla stessa serie e relativi ai gradi di alterazione A, B e C, sono stati prelevati da un unico masso dove

TABELLA 1

Caratteri granulometrici dei campioni incoerenti
Grain size distribution of unconsolidated samples

DIMENSIONI (μm)	TONALITI		GRANODIORITI		GRANITI			
	I	II	III	IV	V	VI		
16000	8000	1.2	0.7	0.0	1.8	2.8	1.2	GRAVEL
8000	4000	3.6	1.9	1.5	2.9	3.0	3.2	
4000	2000	5.9	3.9	5.4	6.2	5.7	7.7	
2000	1000	16.5	8.3	10.5	10.5	11.1	14.8	SABBIA
1000	500	18.5	14.7	21.6	21.0	15.9	13.2	
500	250	18.7	24.9	19.1	17.8	16.6	9.6	
250	125	9.2	11.6	9.8	7.8	10.4	11.2	SILT
125	64	10.1	10.0	8.9	9.3	7.8	8.3	
64	32	2.7	3.2	3.7	2.1	8.6	7.6	
32	16	2.4	4.0	4.1	3.1	5.3	7.1	ARGILLA
16	8	2.5	3.8	3.1	2.3	2.4	3.3	
8	4	2.5	3.3	4.0	4.4	3.6	3.2	
4	2	3.4	5.6	3.6	5.6	3.7	5.4	ARGILLA
>2		2.8	4.1	4.7	5.2	3.1	4.2	

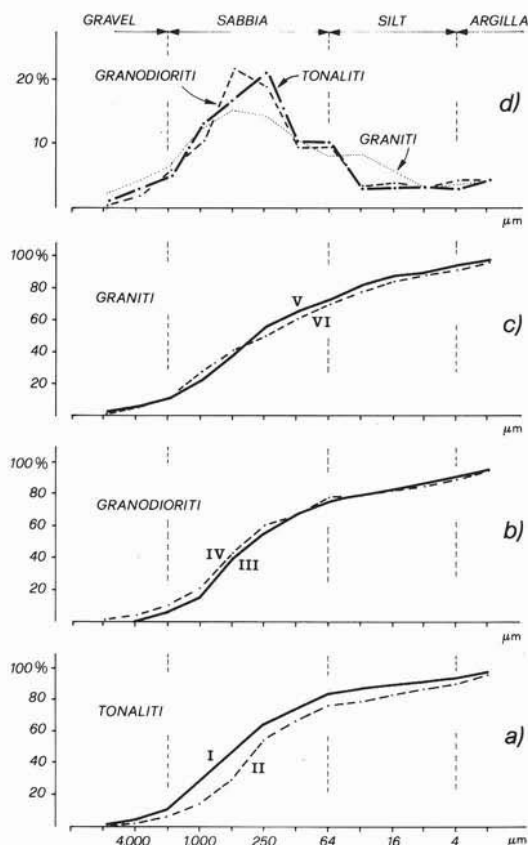


Fig. 2. — Caratteri granulometrici dei campioni incoerenti. Curve cumulative (a, b, c) e frequenze relative (d). Nel diagramma d sono mediati i valori delle due serie appartenenti alla stessa facies. — Grain size distribution of unconsolidated samples. Cumulative contents (a, b, c) and relative contents (d). The values of two series from the same facies are averaged in (d) plot.

la caratteristica esfoliazione sub-sferica ha permesso di separare la parte centrale (A o B), quella mediana (B o C) e quella esterna (C).

Metodi analitici

Sui campioni incoerenti sono state eseguite determinazioni granulometriche; tutti i campioni sono stati sottoposti ad analisi mineralogiche e chimiche; inoltre sono stati condotti trattamenti per la separazione dei prodotti di alterazione dai campioni globali.

Le separazioni granulometriche sono state eseguite per setacciatura e per sedimentazione frazionata rispettivamente per le frazioni con dimensioni maggiori e minori di 32 μm .

La percentuale di frazione argillosa (dimensioni minori di 4 μm) è stata utilizzata come stima della quantità dei prodotti di alterazione. Questa frazione argillosa è stata separata anche dai campioni C previo trattamento dei medesimi con vibrazioni ad ultrasuoni in ambiente acquoso. Lo stesso trattamento esercitato sui campioni A e B ha sempre fornito una quantità di frazione argillosa minore di 0,5% che, pertanto, non è stata presa in considerazione.

Lo studio mineralogico è stato condotto per diffrazione X su polveri ed ampliato con osservazioni al microscopio.

Una indagine diffrattometrica è stata indirizzata specificamente al riconoscimento dei minerali argillosi presenti nei prodotti di alterazione seguendo le consuete tecniche di preparazione e di trattamento dei provini (provini orientati, Mg-saturati, Mg-saturati e glicolati, K-saturati, K-saturati e riscaldati progressivamente fino a 550°C).

Sono stati sottoposti all'analisi diffrattometrica anche i composti di ferro isolati da vari campioni durante la separazione delle biotiti (attualmente in studio) la cui purificazione ha richiesto vari passaggi al separatore magnetico, effettuati con valori diversificati di amperaggio ed alternati con operazioni di trattamento agli ultrasuoni.

Inoltre una analisi diffrattometrica quantitativa è stata eseguita su tutti i campioni globali relativamente al dosaggio di quarzo. I tenori di questo minerale, importanti per la discussione dei dati chimici, sono stati accuratamente dosati (% in peso) aggiungendo a ciascun campione quantità note di quarzo e confrontando l'intensità del riflesso a 1.817 Å (sufficientemente intenso e libero da sovrapposizioni con riflessi di altri minerali) prima e dopo delle aggiunte.

Le variazioni di abbondanza degli altri minerali sono state dedotte solo approssimativamente dall'esame degli spettri di diffrazione X.

Infine le analisi chimiche sono state eseguite per fluorescenza X utilizzando rette di taratura basate sulla composizione di standards internazionali USGS (FLANAGAN, 1973).

H_2O^+ è stata dosata come perdita in peso, per riscaldamento a 800°C, dei campioni

TABELLA 2
Analisi mineralogiche e chimiche
Mineralogical and chemical analyses

	TONALITI								GRANITI							
	I SERIE				II SERIE				V SERIE				VI SERIE			
	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
qtz.	25	21	23	25	25	22	25	24	31	27	32	28	30	29	29	29
P.A.	-	-	7.8	12.8	-	-	7.1	10.9	-	-	6.7	8.3	-	-	4.9	12.0
SiO ₂	62.40	59.20	59.48	59.81	62.30	59.55	59.18	59.08	71.75	71.18	70.56	68.25	71.30	70.13	70.45	68.32
Al ₂ O ₃	16.57	17.70	17.45	17.59	16.29	16.35	16.76	16.82	14.18	14.82	15.02	16.13	15.12	14.61	14.81	16.43
TiO ₂	0.78	0.86	0.94	0.93	0.83	0.90	0.94	1.11	0.21	0.30	0.44	0.41	0.28	0.40	0.38	0.51
Fe ₂ O ₃ ±	5.95	6.66	7.35	7.31	6.24	7.25	7.62	8.37	1.56	2.05	2.70	2.50	1.91	2.53	2.40	3.08
MnO	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.15	0.05	0.06	0.08	0.07	0.06	0.09	0.07	0.11
MgO	2.60	2.78	2.86	2.40	2.82	3.15	3.16	3.12	0.55	0.66	0.73	0.65	0.69	0.83	0.69	0.85
CaO	5.18	5.46	4.70	4.20	5.13	5.30	4.16	3.66	2.10	2.21	1.82	1.47	2.21	2.03	1.74	1.30
Na ₂ O	2.50	2.69	2.30	2.02	2.47	2.51	2.02	1.72	3.47	3.76	2.95	2.80	3.45	3.34	2.66	2.21
K ₂ O	2.89	2.88	2.61	2.64	2.99	2.85	3.04	3.27	4.36	4.45	3.82	4.67	4.41	4.65	5.04	4.83
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.21	0.20	0.19	0.21	0.22	0.26	0.07	0.10	0.09	0.11	0.09	0.10	0.10	0.13
H ₂ O	0.89	1.29	2.16	3.22	0.97	1.81	2.55	3.15	0.65	1.07	1.85	3.43	0.80	1.15	1.63	3.16
TOT.	100.06	99.84	100.19	100.44	100.35	100.01	99.78	100.71	98.95	100.66	100.06	100.49	100.32	99.86	99.97	100.93
CaO/Na ₂ O	2.07	2.01	2.04	2.08	2.08	2.11	2.06	2.13	0.61	0.59	0.62	0.53	0.64	0.61	0.65	0.59
MgO/Fe ₂ O ₃	0.44	0.42	0.39	0.33	0.45	0.43	0.41	0.37	0.35	0.32	0.27	0.26	0.36	0.33	0.29	0.28
MgO/TiO ₂	3.33	3.23	3.04	2.58	3.40	3.50	3.36	2.81	2.62	2.20	1.66	1.59	2.46	2.08	1.82	1.67
TiO ₂ /Fe ₂ O ₃	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.15	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	0.17
Al ₂ O ₃ [*]	16.67	17.48	15.17	13.82	16.64	16.86	14.19	13.03	14.26	15.04	12.31	12.35	14.49	14.24	13.01	11.24
SiO ₂ [*]	36.75	38.42	33.48	30.89	36.85	36.91	32.34	30.39	41.43	43.71	35.73	37.36	41.75	41.64	38.54	34.17
SiO ₂ [±] ±qtz	61.75	59.42	56.48	55.89	61.85	58.91	57.34	54.39	72.43	70.71	67.73	65.36	71.75	70.64	67.54	63.17
ΔAl ₂ O ₃	-0.10	0.22	2.28	3.77	-0.35	-0.51	2.57	3.79	-0.08	-0.22	2.71	3.78	0.63	0.37	1.80	5.19
ΔSiO ₂	0.65	-0.22	3.00	3.92	0.45	0.64	1.84	4.69	-0.68	0.47	2.83	2.89	-0.45	-0.51	2.91	5.15

TAB. 2 (parte I)

TAB. 2 (parte III)

	GRANDIODIRITI							
	III SERIE				IV SERIE			
	A	B	C	D	A	B	C	D
qtz.	24	25	28	30	26	27	26	27
P.A.	-	-	4.9	11.2	-	-	8.5	13.0
SiO ₂	63.67	64.04	64.71	64.72	65.86	64.94	65.26	64.18
Al ₂ O ₃	15.99	15.22	15.72	15.84	15.88	15.10	15.94	16.52
TiO ₂	0.72	0.71	0.73	0.85	0.60	0.64	0.68	0.59
Fe ₂ O ₃ ±	5.20	5.11	4.98	5.88	4.64	4.93	4.84	4.36
MnO	0.10	0.09	0.09	0.11	0.09	0.10	0.08	0.08
MgO	2.17	2.06	1.83	2.08	1.92	1.96	1.80	1.17
CaO	3.60	3.66	3.15	2.02	3.79	3.60	2.83	2.81
Na ₂ O	2.75	2.85	2.34	1.73	2.86	2.79	2.38	2.02
K ₂ O	3.99	3.85	3.86	4.09	3.75	3.69	4.03	3.50
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.15	0.17	0.13	0.15	0.12	0.10
H ₂ O	0.90	1.34	2.40	3.21	0.84	1.65	2.58	4.07
TOT.	99.25	99.08	99.96	100.70	100.36	99.55	100.54	99.40
CaO/Na ₂ O	1.31	1.28	1.35	1.17	1.33	1.29	1.19	1.39
MgO/Fe ₂ O ₃	0.42	0.40	0.37	0.35	0.41	0.40	0.37	0.27
MgO/TiO ₂	3.01	2.90	2.51	2.45	3.20	3.06	2.65	1.98
TiO ₂ /Fe ₂ O ₃	0.14	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14
Al ₂ O ₃ [*]	15.40	15.53	13.77	10.95	15.67	15.14	13.44	12.23
SiO ₂ [*]	39.03	39.21	35.18	30.08	39.16	38.12	35.38	31.20
SiO ₂ [±] ±qtz	63.03	64.21	63.18	60.08	65.16	65.12	61.38	58.20
ΔAl ₂ O ₃	0.59	-0.31	1.95	4.89	0.21	-0.04	2.50	4.29
ΔSiO ₂	0.64	-0.17	1.53	4.64	0.70	-0.18	3.88	5.98

TAB. 2 (parte II)

Concentrazioni (% in peso) di quarzo (qtz), dei prodotti di alterazione (P.A.), e dei componenti chimici. Sono riportati anche alcuni rapporti fra ossidi ed i valori Al₂O₃^{*}, SiO₂^{*}, ΔAl₂O₃, ΔSiO₂ utilizzati nella discussione sul chinismo (spiegazione nel testo) — Quartz (qtz), weathering products (P.A.) and oxide contents (Wt. %). Some oxide ratios and Al₂O₃^{*}, SiO₂^{*}, ΔAl₂O₃, ΔSiO₂ values are shown (see text for explanation)

Dati sperimentali e discussione

Granulometria dei campioni incoerenti

L'analisi granulometrica dei campioni incoerenti (Tab. 1, Fig. 2) è stata eseguita sui materiali con dimensioni inferiori a 16 mm perché solo in un campione derivante dalla facies granitica si è riscontrata la presenza di alcuni frammenti di K-feldspato con dimensioni maggiori di tale valore.

I dati analitici mostrano che la classe percentualmente più abbondante è sempre rappresentata dalla sabbia, qualunque sia la facies cui appartengono i campioni incoerenti.

Alcune differenze nella distribuzione granulometrica sono tuttavia osservabili confron-

preventivamente essiccati a 105°C. La variazione in peso legata alla trasformazione FeO → Fe₂O₃ non è stata considerata.

tando i campioni delle facies tonalitica e granodioritica con quelli della facies granitica. Infatti (Fig. 2d) i primi hanno, rispetto ai secondi, maggiori quantità di granuli con dimensioni tra 1.000 e 125 μm (da sabbia grossa a sabbia fine) e minori quantità di granuli sia con dimensioni tra 16.000 e 1.000 μm (da gravel medio a sabbia molto grossa), sia con dimensioni tra 64 e 8 μm (da silt grosso a silt fine).

Queste differenze dipendono dalla diversa tessitura e composizione mineralogica delle rocce originarie.

Le differenze tessiturali sono sostanzialmente riconducibili alla presenza di grossi cristalli di K-feldspato nelle rocce della facies granitica; ne consegue evidentemente che i campioni incoerenti di questa facies hanno, rispetto a quelli delle facies tonalitica e granodioritica, una maggiore abbondanza di granuli a grandi dimensioni (da gravel medio a sabbia molto grossa).

Le differenze di composizione mineralogica sono invece essenzialmente legate al diverso rapporto di abbondanza tra K-feldspato e miche i quali, in funzione della loro struttura, si comportano in modo nettamente diverso nei confronti della disaggregazione meccanica. Infatti le miche tendono a suddividersi in lamelle sempre più sottili che però, almeno negli stadi iniziali della disaggregazione, possono conservare quasi integre le superfici delle facce basali. I cristalli di K-feldspato tendono invece a frantumarsi originando frammenti le cui dimensioni sono ridotte in modo quasi equivalente in tutte le direzioni. A tale processo sono sicuramente imputabili le differenze di distribuzione granulometrica osservabili nell'intervallo da 125 a 8 μm (Fig. 2d). Infatti osservazioni al microscopio ed indagini diffrattometriche hanno evidenziato, per i campioni delle facies tonalitica e granodioritica, una abbondante concentrazione di lamelle micacee nell'intervallo da 125 a 32 μm , e per i campioni della facies granitica, una abbondante concentrazione di frammenti di K-feldspato nell'intervallo da 64 a 8 μm .

Mineralogia

I principali minerali primari sono rappresentati da quarzo (percentuali in peso ripor-

tate in Tab. 2), plagioclasti, K-feldspato e biotite; piccole quantità di anfiboli e di muscovite (generalmente meno dell'1%) compaiono talvolta nelle facies rispettivamente tonalitica e granitica; a livello di minerali accessori sono presenti titanite, epidoti, sericite, zircone.

Lo studio ottico in sezione sottile (a parte le paragenesi primarie, per la cui descrizione si rimanda agli Autori citati nell'Introduzione) ha evidenziato quanto segue in relazione ad alcuni caratteri dei minerali primari. I plagioclasti sono presenti sia in individui geminati, sia in individui zonati nei quali la percentuale di molecola anortitica cresce dalla periferia al centro. La loro composizione media, coerentemente con la classificazione petrografica della roccia, è generalmente di tipo labradoritico nelle tonaliti, andesinico nelle granodioriti, oligoclastico nei graniti. In quest'ultimo litotipo il K-feldspato, oltre che in plaghe come negli altri litotipi, è presente anche in grossi individui idiomorfi di microclino. La biotite, nelle rocce non alterate, ha uno schema di pleocroismo che varia dal giallo paglierino per α al bruno rossiccio per $\beta \approx \gamma$.

In relazione alle trasformazioni indotte dal processo di alterazione si osserva che:

— quarzo e K-feldspato tendono solo a fratturarsi; segni di alterazione chimica (a parte i prodotti di reazione al contatto con altri minerali) non sono osservabili né al contorno dei singoli individui, né lungo le fratture interne; talvolta il K-feldspato mostra un aspetto leggermente più opaco del normale, ma questo carattere può già essere presente nelle rocce definite come non alterate, e resta della stessa intensità nei campioni più alterati;

— i plagioclasti tendono a fratturarsi ed alterarsi; già nelle rocce non alterate essi appaiono interessati da una precoce ma lieve trasformazione in sericite che, negli individui geminati, è distribuita quasi omogeneamente su tutta la superficie, mentre negli individui zonati è generalmente limitata alla zonatura più esterna. In alcuni casi, poco frequenti, il nucleo appare più alterato della periferia, ma l'indagine ottica ha evidenziato che questo fenomeno è legato alla presenza di relitti (?) di vecchi plagioclasti inglobati in individui di plagioclasti più recenti. Nei campioni moderatamente

alterati, le fratture interne ai plagioclasti, pur essendo estremamente sottili, mostrano già di fungere da zone di innesco dell'alterazione chimica. Al progredire del fenomeno alterativo le fratture si allargano notevolmente ed i plagioclasti si suddividono in una serie di frammenti che tendono a separarsi sempre più nettamente gli uni dagli altri assumendo l'aspetto di isole immerse in una matrice di natura argillosa; tali frammenti appartengono a zone diverse dell'originario plagioclasio e quindi la media delle loro composizioni non dovrebbe essere sostanzialmente diversa da quella dell'individuo integro, anche se zonato;

— la biotite si altera secernendo ossidi di ferro e tale processo è già evidente nei campioni moderatamente alterati; al progredire dell'alterazione i pacchetti di lamelle tendono ad aprirsi vistosamente mentre le facce basali non sembrano interessate da un evidente incremento di fratturazione; nei campioni più alterati il pleocroismo della biotite passa ad uno schema che varia dal giallo pallido per α al giallo scuro per $\beta \approx \gamma$. Talvolta la biotite, già nelle rocce non alterate, risulta parzialmente trasformata in clorite, ma tale trasformazione non sembra aumentare visibilmente con il progredire dell'alterazione.

Le indagini diffrattometriche condotte sui campioni globali hanno confermato i risultati delle osservazioni ottiche sia in riferimento all'alterazione della biotite, il cui riflesso basale a 10 \AA comincia ad allargarsi già nei campioni dello stadio B, sia in riferimento alle variazioni di abbondanza dei plagioclasti il cui decremento è sistematicamente osservabile solo a partire dall'intervallo B-C. D'altra parte, solo a partire dai campioni dello stadio C comincia a diventare evidente il riflesso intorno a 7 \AA in accordo (come verrà specificato successivamente) con la presenza di caolinite quale minerale più abbondante tra i prodotti di alterazione.

Relativamente a questi ultimi, le indagini diffrattometriche hanno permesso di definire una composizione data fondamentalmente da fillosilicati e da idrossidi, almeno per quanto riguarda le fasi cristalline o paracrystalline.

I principali componenti fillosilicatici sono:

— caolinite: identificata dal riflesso a 7.14

\AA che scompare dopo trattamento termico a 550°C ;

— biotite a reticolo aperto: riconoscibile, nei provini Mg-saturati e glicolati, dal riflesso basale molto slargato e nettamente asimmetrico verso valori più elevati di 10 \AA ;

— strati misti biotite-vermiculite: individuati dalla sequenza di riflessi intorno a 24 \AA , 12 \AA , 8.2 \AA ..., la cui posizione non viene modificata dalla glicolazione, mentre la saturazione con potassio ed il riscaldamento determinano sia una netta diminuzione di intensità del riflesso a 24 \AA , sia uno slittamento verso 10 \AA di parte del riflesso a 12 \AA (FERLA & AZZARO, 1972; GESSA et alii, 1980; MEUNIER, 1980);

— clorite: identificata, nei provini K-saturati, dal riflesso a 14 \AA la cui intensità aumenta per riscaldamento al di sopra di 500°C (THOREZ, 1976);

— strati misti clorite-vermiculite: individuati dalla presenza, nei provini K-saturati e riscaldati a 550°C , di un riflesso che permane intorno a 12 \AA dopo lo slittamento della porzione di riflesso attribuita agli strati misti biotite-vermiculite (FERLA & AZZARO, 1972; GESSA et alii, 1980).

Tra gli idrossidi sono stati invece individuati goethite e gibbsite. La prima è sempre ben riconoscibile tra i composti di ferro separati per via magnetica; i suoi riflessi di diffrazione X risultano tuttavia molto sfrangiati, poco intensi e generalmente disturbati sia da un fondo continuo alquanto elevato, sia da larghe bande di diffrazione non interpretabili. Ciò è indice sia di un basso grado di cristallinità della goethite, sia della presenza di componenti di ferro allo stato amorfo.

La gibbsite è stata riscontrata tra i prodotti di alterazione di un solo campione incoerente, appartenente alla facies granitica (V serie) e prelevato da un affioramento di rocce intensamente tettonizzate. I diffrattogrammi eseguiti sulle diverse frazioni granulometriche separate da questo campione indicano che la gibbsite diminuisce passando dall'argilla al silt sottile e non è più presente nel silt medio.

In definitiva, le più evidenti modificazioni mineralogiche indotte dal processo di alterazione sono:

— la disgregazione meccanica di quarzo

e K-feldspato;

— la trasformazione della biotite in vermiculite attraverso vari stadi di interstratificazione preceduti dall'apertura del reticolo e accompagnati dalla segregazione di idrossidi di ferro;

— la distruzione dei plagioclasti e la formazione della caolinite.

Per quanto riguarda i rapporti di abbondanza tra le principali fasi che compongono i prodotti di alterazione, le indagini condotte indicano che la caolinite prevale sempre nettamente sui prodotti di alterazione della biotite anche dove quest'ultima è relativamente abbondante; generalmente scarsi sono clorite, strati misti clorite-vermiculite, quarzo e feldspati.

Relativamente alle implicazioni climatiche nei confronti del processo di alterazione, va sottolineato che lo schema individuato per la Calabria (plagioclasti → caolinite; biotite → vermiculite) corrisponde solo in parte a quello tipico dei climi temperati dove l'alterazione dei plagioclasti è quasi sempre associata alla produzione di caolinite + montmorillonite (TARDY et alii, 1973). D'altra parte, l'assenza di montmorillonite tra i prodotti di alterazione dei graniti della Calabria (almeno per quanto riscontrato in questa ricerca) non è pienamente giustificabile neanche con il carattere relativamente umido di questa regione. Infatti, i risultati conseguiti da BARSHAD (1966) circa le relazioni tra abbondanza delle precipitazioni e abbondanza relativa di minerali argillosi in suoli formati su rocce siliciche della California (in un clima temperato simile a quello della Calabria: precipitazioni prevalentemente invernali, temperature medie annuali comprese fra 10°C e 15°C), mostrano che la montmorillonite è sempre presente per valori medi annuali delle precipitazioni inferiori a 1.000 mm.

È evidente allora che in Calabria, dove le precipitazioni medie annuali sono comprese fra 700 e 1.000 mm, l'assenza di montmorillonite tra i prodotti di alterazione dei graniti, andrebbe collegata non solo alle condizioni climatiche ma anche all'influenza di altri fattori tra cui, principalmente, l'elevata permeabilità della coltre di alterazione che permetterebbe un drenaggio delle acque meteo-

riche talmente rapido da impedire la formazione di bisialiti. Ad ulteriore sostegno di questa idea va ricordata anche la presenza di gibbsite tra i prodotti di alterazione di rocce profondamente tettonizzate che, evidentemente, permettono un drenaggio ancora più rapido e quindi la completa asportazione della silice.

Chimismo

Le variazioni di composizione più evidenti (Tab. 2) indotte dai processi di alterazione, sono l'incremento di H₂O legato alla neoformazione di minerali idrati ed il decremento di Na₂O e CaO legato alla dissoluzione dei plagioclasti.

L'incremento di H₂O è sistematicamente osservabile già nel passaggio dai campioni non alterati a quelli moderatamente alterati ed è probabilmente legato, in accordo con le osservazioni mineralogiche, all'apertura del reticolo della biotite con conseguente idratazione e secrezione di idrossidi di ferro.

Il decremento di CaO ed Na₂O diventa invece evidente, ancora in accordo con le osservazioni mineralogiche, nell'intervallo B-C e naturalmente cresce nell'intervallo C-D; inoltre, l'assenza di significative variazioni del rapporto CaO/Na₂O, al progredire dell'alterazione, indica che la composizione dei plagioclasti residui non è dissimile da quella dei plagioclasti originari. Viene confermato quindi, almeno in riferimento ai plagioclasti zonati, che l'alterazione chimica non procede regolarmente dall'esterno verso l'interno dei singoli individui (nel qual caso produrrebbe plagioclasti residui più calcici di quelli originari), ma tende, attraverso le fratture, ad aggredire velocemente le parti centrali che, essendo più anortitiche di quelle periferiche, sono anche più facilmente alterabili.

Infine la mancanza, tra i prodotti di alterazione, di minerali capaci di ospitare Ca e Na nella loro struttura, permette di affermare che questi elementi, una volta rilasciati dai minerali primari, vengono quasi completamente allontanati dalle soluzioni circolanti.

Relativamente agli altri ossidi, invece, non si riscontrano, al progredire dell'alterazione, variazioni assolute così evidenti come quelle di H₂O, CaO ed Na₂O. Alcune considera-

zioni permettono tuttavia di prospettare almeno uno schema approssimato della mobilità relativa di tali elementi trascurando comunque quelli meno rappresentati come Mn e P.

Ad esempio, in accordo con le osservazioni mineralogiche, può asserirsi che gran parte di Fe_2O_3 è bloccato nei profili di alterazione dalla formazione di idrossidi. Il Fe, nella roccia originaria, appartiene quasi esclusivamente alla biotite dalla quale evidentemente viene estratto durante il processo di alterazione; nello stesso minerale, ed in analogia posizione reticolare, sono contenuti anche Mg e Ti che quindi dovrebbero venir estratti contemporaneamente ad Fe. Tuttavia, per stimare il comportamento di questi elementi, non è conveniente far riferimento alle loro variazioni assolute che potrebbero essere fortemente influenzate dalle diverse concentrazioni di biotite nei campioni analizzati, ma piuttosto alle variazioni dei rapporti TiO_2/Fe_2O_3 , MgO/Fe_2O_3 , MgO/TiO_2 . Queste indicherebbero che Ti ha un grado di immobilità simile a quello di Fe, mentre Mg viene allontanato selettivamente rispetto agli altri due elementi e la rimozione risulta già sistematica nel passaggio dai campioni non alterati a quelli moderatamente alterati. Probabilmente però, solo una parte del Mg mobilizzato dagli strati ottaedrici della biotite viene allontanato dal profilo di alterazione, la parte restante dovrebbe infatti tendere a trasferirsi nelle posizioni inter-pacchetti (PEDRO, 1981) in accordo con la formazione di strati misti biotite-vermiculite.

Relativamente al comportamento del K, possono farsi solo considerazioni molto generiche essendo questo elemento condiviso, nella roccia originaria, tra biotite e K-feldspato; quindi le sue variazioni in assoluto, o in riferimento ad altri componenti chimici, potrebbero risentire pesantemente di originarie differenze di composizione mineralogica (anche all'interno di una stessa facies) sia per quanto riguarda la somma di biotite e K-feldspato, sia per quanto riguarda i loro rapporti di abbondanza. È comunque il caso di ricordare che il K-feldspato non mostra segni di una evidente dissoluzione chimica e quindi dovrebbe essere irrilevante la quantità di K estratta da questo minerale. Relativamente abbondante

potrebbe essere invece quella estratta dalla biotite durante l'apertura del suo reticolo e la formazione degli strati misti biotite-vermiculite (FERLA & AZZARO, 1972; MEUNIER 1980). Però la perdita di questo K potrebbe essere compensata dall'arricchimento passivo del K-feldspato che, non subendo alterazione chimica, dovrebbe tendere a concentrarsi durante il processo di alterazione.

Infine, il comportamento di SiO_2 ed Al_2O_3 può essere controllato utilizzando un metodo di calcolo simile a quello proposto da TARDY (1968, 1969, 1971). Esso permette di ricavare le quantità di allumina e di silice fissate dai prodotti di alterazione, partendo dalle analisi chimiche della roccia globale e dai tenori di quarzo. Tali quantità sarebbero rappresentate dai valori:

$$\Delta Al_2O_3 = Al_2O_3 - Al_2O_3^*; \Delta SiO_2 = SiO_2 - (SiO_2^* + qz)$$

dove Al_2O_3 ed SiO_2 rappresentano i dati analitici, mentre $Al_2O_3^*$ ed SiO_2^* sono i tenori di allumina e di silice che restano legati, durante il processo di alterazione, ai minerali primari. I valori di $Al_2O_3^*$ ed SiO_2^* possono ricavarsi considerando la composizione teorica dei feldspati, espressa in numero di molecole: ortoclasio ($K_2O, Al_2O_3, 6 SiO_2$), albite ($Na_2O, Al_2O_3, 6 SiO_2$), anortite ($CaO, Al_2O_3, 2 SiO_2$), e quindi utilizzando le formule:

$$(Al_2O_3^*/101,96) = (CaO/56,08) + (Na_2O/61,78) + (K_2O/94,20);$$

$$(SiO_2^*/60,085) = (2 CaO/56,08) + (6 Na_2O/61,78) + (6 K_2O/94,20);$$

dove i denominatori rappresentano il peso molecolare di ciascun ossido.

La biotite poi rientra nel calcolo considerando che essa contiene K_2O, Al_2O_3 ed SiO_2 in proporzioni molecolari uguali a quelle dell'ortoclasio.

L'applicabilità del metodo di calcolo proposto è condizionata fondamentalmente dalla accettazione di tre ipotesi di base:

1) il quarzo non subisce alterazione chimica;

2) i componenti chimici utilizzati nel calcolo vengono estratti da feldspati e miche in proporzioni molecolari uguali a quelle presenti nei cristalli originari;

3) Ca, Na e K, una volta estratti, vengo-

no completamente allontanati in soluzione dal profilo di alterazione.

Nonostante l'approssimativa corrispondenza tra queste ipotesi di base e la situazione reale, si è potuto riscontrare che la distribuzione di ΔSiO_2 e $\Delta \text{Al}_2\text{O}_3$ è ben coerente con i risultati dello studio mineralogico. Infatti, passando dagli ossidi agli elementi, si osserva (Fig. 3) che il rapporto $\Delta \text{Si}/\Delta \text{Al}$ è ben raggruppato intorno al valore unitario tipico della caolinite, in accordo con la netta preva-

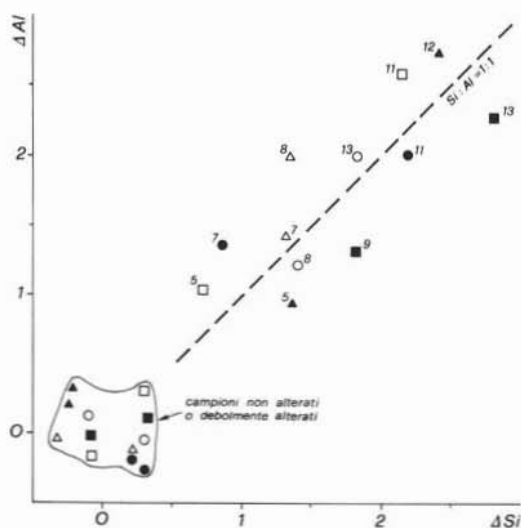


Fig. 3. — Relazione fra le quantità di silicio (ΔSi) e di alluminio (ΔAl) fissate dai prodotti di alterazione. È riportato, per confronto, il rapporto $\text{Si}/\text{Al} = 1$ della caolinite. I numeri indicano la quantità percentuale dei prodotti di alterazione (Tab. 2). Simboli come in Fig. 1. — Relationships between silicon (ΔSi) and aluminium (ΔAl) fixed in weathering products. The $\text{Si}/\text{Al} = 1$ ratio (kaolinite) is shown for comparison. The numbers indicate the weathering product amounts (Tab. 2). Symbols as in Fig. 1.

lenza di questo minerale, rispetto agli altri argillosi, nei prodotti di alterazione di queste rocce. Quindi risulta confermato che, di tutta la silice messa in circolazione dall'alterazione dei minerali primari, i prodotti di alterazione ne immobilizzano solo la quantità sufficiente, insieme ad Al_2O_3 , alla formazione di caolinite.

Un'ultima serie di considerazioni è stata sviluppata infine allo scopo di individuare se la composizione dei prodotti di alterazione aves-

se un qualche riferimento con quella delle rocce originarie. I dati della Tab. 2 evidenziano che la somma $\Delta \text{SiO}_2 + \Delta \text{Al}_2\text{O}_3$ non copre completamente la quantità dei prodotti di alterazione data la presenza, in questi ultimi, di altri componenti chimici plausibilmente rappresentati, in massima parte, da H_2O ed Fe_2O_3 . Si è supposto allora, come caso limite, che la caolinite fosse l'unica fase allumosilicatica presente nei prodotti di alterazione e che quindi la totalità di ΔSiO_2 e $\Delta \text{Al}_2\text{O}_3$

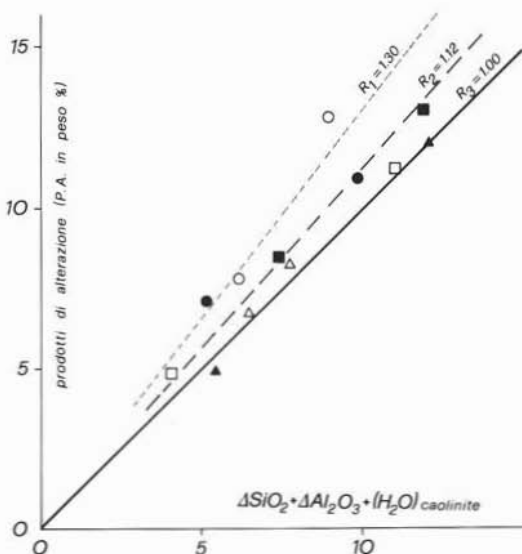


Fig. 4. — Relazione tra la quantità dei prodotti di alterazione (P.A.) e la somma ($\Delta \text{SiO}_2 + \Delta \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}_{\text{caolinite}}$). Sono riportati i valori medi dei rapporti $(\text{P.A.})/(\Delta \text{SiO}_2 + \Delta \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}_{\text{caolinite}})$ calcolati per le tonaliti (R_1), per le granodioriti (R_2) e per i graniti (R_3). Dal calcolo e dal grafico sono esclusi evidentemente i campioni delle rocce non alterate e moderatamente alterate. Simboli come in Fig. 1. — Relationships between the weathering product amount (P.A.) and the sum ($\Delta \text{SiO}_2 + \Delta \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}_{\text{caolinite}}$). Average values of $(\text{P.A.})/(\Delta \text{SiO}_2 + \Delta \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}_{\text{caolinite}})$ ratios are shown for tonalites (R_1), granodiorites (R_2) and granites (R_3). Obviously, fresh and moderately weathered samples are not included in the calculation and in the plot. Symbols as in Fig. 1.

fosse attribuibile ad essa. Tale semplificazione ha permesso (partendo separatamente dai valori di ΔSiO_2 e $\Delta \text{Al}_2\text{O}_3$ e mediando i risultati) di calcolare la quantità di H_2O legata alla caolinite e conseguentemente il rapporto tra la quantità dei prodotti di alterazione e la somma $\Delta \text{SiO}_2 + \Delta \text{Al}_2\text{O}_3 + (\text{H}_2\text{O})_{\text{caolinite}}$

(Fig. 4). L'incremento di tale rapporto, passando dai graniti alle granodioriti ed alle tonaliti, dovrebbe dipendere, in accordo evidentemente con la composizione della roccia originaria, dall'incremento relativo dei composti secondari di ferro nei prodotti di alterazione. Naturalmente va sottolineato che i calcoli effettuati non hanno la pretesa di fornire precisi risultati sulla composizione dei prodotti di alterazione (attualmente oggetto di uno specifico studio chimico), ma solo di individuare orientativamente quali caratteri chimici i prodotti di alterazione possono aver ereditato dalle rocce originarie.

Conclusioni

Il processo di alterazione cui sono sottoposte le rocce granitiche l.s. delle Serre Orientali in Calabria risulta, da un punto di vista chimico-mineralogico, di tipo sostanzialmente monosiallitico. Infatti la caolinite è il più abbondante minerale di neoformazione e deriva dalla ricombinazione di silice ed alluminio messi in circolo dalla dissoluzione dei plagioclasti la cui abbondanza decresce vistosamente al progredire dell'alterazione.

Altri minerali di neoformazione, derivanti dall'alterazione della biotite, sono idrossidi di ferro e strati misti biotite-vermiculite. Naturalmente, in accordo con la composizione chimico-mineralogica delle rocce originarie, l'abbondanza dei prodotti di alterazione della biotite tende a diminuire passando dalle tonaliti alle granodioriti ed ai graniti.

Lo schema di alterazione individuato (biotite → vermiculite, plagioclasti → caolinite), in accordo anche con il comportamento del K-feldspato che, come il quarzo, tende solo a disgregarsi per fratturazione, risulta riferibile, nelle sue linee generali, ad un clima temperato e relativamente umido com'è appunto quello che caratterizza attualmente la Calabria. Però, l'assenza di montmorillonite e la locale comparsa di gibbsite suggeriscono che lo stato fisico della coltre di alterazione, e quindi il grado di apertura del sistema in cui avviene l'interazione acqua-roccia, giochi un ruolo importante nel definire la composizione dei prodotti finali. Tale coltre di alterazione ha infatti, nella zona esaminata, una granu-

lometria prevalente di tipo sabbioso: tale quindi da permettere un drenaggio alquanto rapido delle acque meteoriche e, conseguentemente, una severa desilicizzazione che può diventare totale qualora la permeabilità del sistema sia esaltata da una spinta tettonizzazione delle rocce originarie.

Ricerca eseguita con il contributo del MPI (quota 40%).

REFERENCES

- BARSHAD I. (1966) - *The Effect of a Variation in Precipitation on the Nature of Clay Mineral Formation in Soils from Acid and Basic Igneous Rocks*. Proc. Internat. Clay. Conf., 1, 167-173. Jerusalem, Israel Prog. Sci. Translation, (Convincing study on the effect of rainfall on soil clay mineralogy).
- BERNER R.A., HOLDREN G.R. (1979) - *Mechanism of feldspar weathering. II. Observations of feldspars from soils*. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 1173-1186.
- BORSI S., HIEKE MERLIN O., LORENZONI S., PAGLIONI CO A., ZANETTIN LORENZONI E. (1976) - *Stilo Unit and «dioritic-kinzigitic» Unit in Le Serre (Calabria, Italy). Geological, petrological, geochronological characters*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 219-244.
- CHESWORTH W. (1973) - *The residua system of chemical weathering: a model for the chemical breakdown of silicate rocks at the surface of the earth*. Jour. Soil Sci., 24, 69-81.
- CHESWORTH W. (1979) - *The Major Element Geochemistry and the Mineralogical Evolution of Granitic Rocks during Weathering*. Origin and Distribution of the Elements: Proc. of the Second Symposium, II, 305-313. Ahrens Editor, Pergamon Press.
- COLONNA V., LORENZONI S., ZANETTIN LORENZONI E. (1973) - *Sulla esistenza di due complessi metamorfici lungo il fianco Sud-Orientale del «massiccio» granitico delle Serre (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 801-830.
- CRISCI G.M., LEONI L., MORESI M. (1979) - *Studio mineralogico e geochimico della biotite e del K-feldspato appartenenti a due masse granodioritiche delle Serre Meridionali (Calabria)*. Rend. SIMP, 35 101-120.
- CRISCI G.M., LEONI L., MAZZUOLI R., MORESI M., PAGLIONI CO A. (1980) - *Petrological and geochemical data on two intrusive stocks of the «Serre» (Calabria, Southern Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., 138, 274-291.
- FERLA P., AZZARO E. (1972) - *Interstratificazioni regolari complesse biotite-vermiculite nella hydrobiotite contenuta nei micascisti presso Ficarra (M. Peloritani - Sicilia)*. Per. Min., 41, 253-269.
- FLANAGAN F.J., (1973) - *1972 values for international geochemical reference samples*. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1189-1200.
- GESSA G., GRUBESSI O., MELIS P., PREMOLI A. (1980) - *Alterazione della frazione argillosa in suoli bruni derivati da granito*. Per. Min., 49, 271-292.
- HARRIS R.C., ADAMS J.A.S. (1966) - *Geochemical and*

- mineralogical changes in the weathering of granite rocks.* Am. Jour. Sci., 264, 146-173.
- HIEKE MERLIN O., LORENZONI S. (1972) - *Il massiccio granitico delle Serre (Calabria). Stato attuale delle conoscenze petrografiche.* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 29, 1-41.
- ILDEFONSE P., PROUST D., MEUNIER A., VELDE B. (1979) - *Rôle de la structure dans l'altération des roches cristallines au sein des microsystemes.* Sciences du Sol, 2-3, 239-257.
- LORENZONI S., ZANETTIN LORENZONI E. (1975) - *The «granitic» Unit of the Sila Piccola (Calabria Italy). Its position and tectonic significance.* N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 233-251.
- MELFI A.J., CERRI C.C., KRONBERG B.I., FYFE W.S., MCKINNON B. (1983) - *Granitic weathering: a Brazilian study.* Jour. Soil Sci., 34, 841-851.
- MEUNIER A. (1980) - *Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes. Etude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres).* Mem. Soc. Geol. Fr., 59 (140), 1-80.
- MORESI M., PAGLIONICO A. (1975) - *Osservazioni geologiche, petrografiche e geochimiche sulle rocce granitoidi delle Serre Orientali (Calabria).* Boll. Soc. Geo. It., 94, 1855-1882.
- PACES T. (1981) - *Steady state kinetics and equilibrium between groundwater and granitic rocks.* Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 2741-2663.
- PEDRO G. (1981) - *Les grands traits de l'évolution cristallogénique des minéraux au cours de l'altération superficielle des roches.* Rend. SIMP, 37, 633-666.
- PETROVIC R., BERNER R.A., GOLDBERGER M.B. (1976) - *Rate control of dissolution of alkali feldspars. I. Study of residual grains by X-ray photoelectron spectroscopy.* Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 537-548.
- RICE C.M. (1973) - *Chemical weathering on the Cammenillis Granite.* Min. Magazine, 39, 429-447.
- RIMSATTE J.H.Y. (1975) - *Natural alteration of mica and reaction between released ions in mineral deposit.* Clays and Clay Min., 23, 247-255.
- STOCH L., SIKORA W. (1976) - *Transformations of micas in the process of kaolinization of granites and gneisses.* Clays and Clay Min., 24, 156-162.
- TARDY Y. (1968) - *Une méthode de détermination des types d'altération actuels par l'étude des eaux en pays granitiques et gneissiques.* Compt. Rend., 267, 579-582.
- TARDY Y. (1969) - *Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique.* Thesis, University of Strasbourg.
- TARDY Y. (1971) - *Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of water from some European and African crystalline massifs.* Chem. Geol., 7, 253-271.
- TARDY Y., BOCQUIER G., PAQUET H., MILLOT G. (1973) - *Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography.* Geoderma, 10, 271-284.
- THOREZ J. (1976) - *Practical identification of clay minerals.* Editions G. Lelotte. Dison (Belgique).