

GIANNANTONIO BOTTINO (*)

STUDIO GEOLOGICO E MINERALOGICO
DELLE ARGILLE DI LOZZOLO (BIELLESE)

RIASSUNTO. — L'Autore ha condotto una ricerca sui materiali argillosi e caolinici nella regione di Lozzolo, Roasio, Casa del Bosco, nell'alta pianura vercellese che da tempo sono sfruttati come materia prima per l'industria del refrattario, determinandone le principali caratteristiche mineralogiche.

Nell'ambito della sedimentologia e della stratigrafia dei materiali inoltre, ha cercato di ricostruire l'età e i fattori che hanno determinato la formazione, il trasporto e il deposito di tali materiali, ravvisando un ambiente di sedimentazione del tipo deltizio-lagunare, riferibile ad una facies di Transizione Villafranchiana che termina verso l'alto con sedimenti francamente continentali, legati a fasi anaglaciali e cataglaciali del Mindel.

Sul problema della genesi dei minerali argillosi in questi sedimenti, ha formulata l'ipotesi di una formazione legata ai processi d'alterazione superficiale; in particolare sembra di poter distinguere due fasi di alterazione: una sinsedimentaria in ambiente deltizio-lagunare di età prepleistocenica, e l'altra continentale, di tipo lateritico, con presenza di crostoni concrezionati di idrossidi ferrici, di età mindeliana.

ABSTRACT. — The author has carried out a research about the clays in the district of Lozzolo, Roasio, Casa del Bosco, in the northern part of the plain of Vercelli, that have been exploited for a long time as raw materials in the industry of refractory materials, and he has determined their main mineralogical characteristics.

He has tried to trace back the age and the elements that have determined the formation and the drift of such materials, and has recognized a lagoon environment of Villafranchian age ending up in continental Mindel aged sediments.

As far as the origin of the clay minerals in these sediments is concerned, he has formulated the hypothesis of a formation caused by a weathering; in particular, he thinks he can distinguish two stages of weathering: one contemporary to the sedimentation in a lagoon environment of prepleistocenian age, and the other continental, lateritic and Mindel aged.

(*) Ist. di Mineralogia, Geologia e giacimenti minerali del Politecnico di Torino.

Relazione geologica.

Cenni introduttivi.

La zona oggetto del presente studio è compresa nel Biellese centro-orientale ad W di Masserano, fra il R. Rovasenda e il F. Sesia; è raffigurata nelle tavolette I° NW (Masserano) e I° NE (Gattinara) del foglio 43 (Biella) della Carta d' Italia del I.G.M.I.

Il territorio è situato presso lo sbocco della Val Sesia sulla destra del fiume e costituisce la zona collinare compresa fra i primi contraforti delle Prealpi Biellesi a N, e l'alta Pianura Vercellese a S.

La morfologia è quella tipica dei depositi villafranchiani del Piemonte, con basse colline arrotondate, con dorsali generalmente comprese tra 300 e 350 m s.m.. Verso S questi depositi villafranchiani sono ricoperti dalle alluvioni ghiaiose, terrazzate, del Quaternario antico. Verso N i depositi villafranchiani si appoggiano direttamente sulle vulcaniti permiane del Complesso dei « Porfidi quarziferi » del Biellese, qui rappresentate essenzialmente da rocce piroclastiche, ignimbriche, laviche con distribuzione variabile.

A NW di Gattinara la serie delle vulcaniti è la seguente, dal basso verso l'alto:

- colate di porfiriti;
- tufiti conglomeratiche con inclusi costituiti da vari litotipi, fra i quali prevalgono gneiss e granito roseo;
- complesso di tufi grigi includenti un livello di breccie a grossi blocchi composti essenzialmente da materiale lavico. Coeve con queste ultime breccie sono le rocce laviche rosso-brune composte da frammenti di porfido quarzifero e non quarzifero (cfr. GOVI & FRIZ 1963).

A NW di Casa del Bosco affiorano calcari dolomitici del Trias medio-superiore, calcari argillosi e calcari spongolitici di colore grigio a grana fine del Lias medio. Tutti questi litotipi appartengono al lembo mesozoico di Sostegno che si estende per oltre 5 km in lunghezza e 2 km in larghezza nell'alta V. Rovasenda. Esso giace, nel bordo occidentale, in discordanza sulla serie effusiva permiana; mentre il limite orientale è segnato da una linea laterale di dislocamento tetto-

nico diretta NNW-SSE, che pone a contatto i calcari dolomitici triasici con le vulcaniti permiane. Sia i calcari liassici che le vulcaniti presentano fenomeni di degradazione esogena, più o meno evidenti nelle varie località; in particolare, le vulcaniti presentano fenomeni di arenizzazione e caolinizzazione, mentre i calcari spongolitici del Lias mostrano in taluni punti vistosi fenomeni di decalcificazione (cfr.: « Note illustrative del foglio 43 Biella » 1967). Tutte queste forme di alterazione corrispondono a prodotti pedogenetici eluviali, connessi con fasi di clima subtropicale del tardo Terziario e del Quaternario antico.

Geologia della regione in esame.

Si può ricostruire la geologia della zona in esame attraverso lo studio dei vari fronti di cava aperti nella zona e dai sondaggi eseguiti a cura delle Società che hanno in concessione lo sfruttamento dei materiali argillosi.

In complesso, il materiale è distribuito in lenti appiattite suborizzontali, con debole inclinazione in direzione ENE-WSW. Dal basso verso l'alto si susseguono i seguenti depositi sedimentari:

- sabbie rossastre poco caoliniche; non si può dire molto sulla loro età, perchè sono state raggiunte solamente con i sondaggi;
- argilliti molto plastiche di colore grigio e localmente nero con abbondanti resti vegetali e tronchi di conifere in discreto stato di conservazione. Nelle argilliti prevalgono (come costituenti) la caolinite, la metahalloysite, la mica (illite e muscovite) ed il quarzo, questo ultimo in proporzioni subordinate. La genesi di queste argilliti è riferibile a condizioni di sedimentazione molto tranquille con drenaggio piuttosto ridotto, in ambiente di transizione fra quello marino e quello continentale a carattere deltizio-lagunare, riferibile, per affinità, con depositi analoghi del Biellese e per le analisi palinologiche condotte (cfr. RICCIARDI 1963) al Villafranchiano inferiore;
- immediatamente sopra questa lente (o serie di lenti) argillitiche: conglomerato poligenico, polimittico, con ciottoli abbastanza elaborati, in prevalenza di granito e subordinati: gneiss, micascisti, gabbri, serpentiniti, porfiriti, porfidi, ecc., tutti intensamente caolinizzati;

— superiormente e con un limite variabile in uno spazio molto breve: conglomerato monogenico monomittico a ciottoli di porfido e porfirite di discrete dimensioni, ma meno elaborati dei sottostanti ciottoli di granito.

Si nota che mentre il conglomerato sottostante è composto in prevalenza da rocce provenienti da affioramenti situati più a N, ossia dalla Zona del Granito dei Laghi, e della Serie Diorito-kinzigitica e Serie dei Laghi, il conglomerato soprastante è chiaramente formato solo a spese dei porfidi permiani affioranti immediatamente a N di Lozzolo. Per spiegare questo diverso apporto alluvionale, si può pensare a dei movimenti tettonici quaternari di lieve entità, che però hanno dirottato il corso del Sesia più ad E, lasciando al contributo di un bacino più ridotto, drenato dal Marchiazza, la formazione del conglomerato soprastante. Altra ipotesi potrebbe essere quella di un fenomeno di cattura del Sesia che avrebbe così modificato il suo corso. Queste ipotesi andrebbero convalidate da studi nelle zone contigue a quella studiata e studi di geomorfologia sulla evoluzione del percorso del Sesia.

Entrambi questi depositi conglomeratici si presentano altamente caolinizzati. L'alterazione è con ogni probabilità successiva al trasporto e al deposito dei materiali, in quanto lo stato molto avanzato di alterazione non avrebbe permesso il trasporto dei ciottoli, ma li avrebbe sbriciolati; mentre sul terreno si può osservare che i ciottoli mantengono perfettamente la loro forma molto elaborata ed arrotondata, nonché le condizioni di giacitura originaria. Questi depositi ghiaiosi conglomeratici si possono riferire al cosiddetto Villafranchiano superiore, coevo con le prime glaciazioni; la presenza di ghiaie si può spiegare con la rapida evoluzione di questo bacino da condizioni lagunari iniziali verso un deposito di tipo continentale pluviale, come testimonia, tra l'altro, lo strato di paleosuolo argilloso a tinta rossastra che chiude superiormente questi depositi conglomerati (fig. 1):

— superiormente ai conglomerati, per uno spessore compreso fra 5-10 m: alternanza di livelletti di argilliti, sabbie, ghiaie minute, il tutto più profondamente alterato verso il basso. Si tratta di depositi che possono ascrivere al Quaternario antico e che rappresentano i resti di una conoide fluviale mindeliana. Le differenze litologiche possono porsi in rapporto con diversità di apporti fluviali

in relazione a fasi anaglaciali (a cui si possono ascrivere le lenti di sabbie e ghiaie minute) e a fasi fluvio-lacustri cataglaciali (a cui si possono ascrivere le lenti di argilliti sovente fittamente varvate) secondarie legate alla glaciazione principale mindeliana.

In particolare, tutti questi sedimenti durante la fase anaglaciale rimanevano sommersi sotto la superficie piezometrica della falda freatica poco drenata e abbastanza permanente, che permetteva il prodursi



Fig. 1. — Argilliti grige, con resti vegetali di Età Villafranchiana inf., passanti superiormente a conglomerati di Età Villafranchiana sup., profondamente alterati.

di una intensa laterizzazione con mobilitazione del Fe, e durante la fase cataglaciale seguente, per l'abbassamento della falda per asportazione da erosione torrentizia dello strato superficiale, venivano alla superficie con relativa fissazione del Fe, mobilizzato dalla alterazione precedente, in crostoni molto cementati allo stato di ossidi e idrossidi, fra i quali abbondano l'ematite, la goetite e la limonite, con spessore abbastanza costante, intorno a 10-30 cm.

Ognuno di questi crostoni ferrici è posto alla sommità di un profilo lateritico tipico, segno dell'alternanza di climi che ha portato al ripetersi dell'alterazione, nella parte più superficiale del deposito; cioè che i materiali appena depositati venivano laterizzati, mentre quelli sottostanti più antichi, venivano anch'essi ripresi dall'alterazione; così si spiega come i livelli più bassi si presentano maggiormente alterati con ciottoli completamente caolinizzati, mentre verso l'alto questo processo di alterazione dei ciottoli non si presenta completo (fig. 2).



Fig. 2. — Alternanza di argilliti, sabbie e ghiaie minute, riferibili a fasi anaglaciali e cataglaciali del Mindel. Si nota un piccolo crostone di minerali ferrici.

Nel dettaglio i singoli profili lateritici tipici osservati si presentano con la seguente successione dal basso verso l'alto:

- argilliti caoliniche con quarzo, caolinite, metahalloysite, illite;
- argilliti con abbondanti noduli di goetite e limonite;
- crostone ricco di minerali ferrici, goetite e limonite, con giacitura generalmente piana e spessore di 10-30 cm.

Nella zona di Corticella, pur essendo stata raggiunta (dagli scavi) la lente riferibile al Villafranchiano inferiore, costituita da argilliti con abbondanti resti vegetali, non si incontrano lenti di conglomerati, mentre negli affioramenti di Rive Bianche (sulla sinistra del torrente Marchiazza) si incontra il conglomerato porfirico direttamente sopra le argilliti riferibili al Villafranchiano inferiore. Questo fatto potrebbe essere interpretato supponendo che la zona di Lozzolo-Cava Grande e Cava M. C. P.-Fornaccio e Gibella, sia la parte assiale profonda del bacino di sedimentazione, e che le lenti conglomeratiche si siano formate dove la corrente più forte poteva trasportare ciottoli, piuttosto che non ai lati dove sedimentarono e affiorano solo sabbie e argille.

Processi di alterazione e genesi dei minerali argillosi.

Sulla base dello studio geologico e mineralogico condotto sui depositi argillosi, tenendo presenti i più recenti studi sul processo di alterazione superficiale si può formulare un'ipotesi sulla genesi di questi materiali.

Nella zona studiata si notano tre periodi di sedimentazione; dal basso verso l'alto: il primo Villafranchiano caldo, con sedimentazioni di argilliti fini in ambiente di laguna costiera in clima caldo-umido; il secondo Villafranchiano freddo con sedimentazione di conglomerati e sabbia in ambiente di estuario in transizione verso un ambiente francamente continentale, in clima meno costante con variazioni stagionali più marcate; il terzo Quaternario antico (Mindel) con sedimenti di tipo continentale pluviale, con livelletti eterogenei di ghiaie, sabbie ed argille, interessati da fenomeni di alterazione superficiale di tipo lateritico, in clima piuttosto variabile con alternanza di periodi con maggiore umidità e periodi più aridi, che hanno prodotto una oscillazione della falda con fenomeni di concentrazione degli idrossidi di Fe in crostoni.

Dall'osservazione sul terreno si nota che i fenomeni di caolinizzazione si sono sviluppati in più riprese; durante il Villafranchiano caldo una intensa alterazione dei porfidi e dei graniti ha dato luogo a lenti di argille ereditate e di neoformazione; nel Villafranchiano freddo invece l'alterazione doveva essere meno intensa, sicchè i conglomerati si sono depositati non alterati; durante il Quaternario antico infine si sono succeduti vari periodi di alterazione di tipo lateritico legati a fasi interglaciali all'interno della glaciazione Mindel,

testimonia la finezza dei granuli) presumibilmente in ambiente di laguna costiera. Il quarzo, parte della caolinite e la muscovite, materiali stabili, non hanno dato luogo durante il trasporto ed il deposito a fenomeni di trasformazione chimica e sono stati trasportati in granuli. A questo processo va aggiunto quello del trasporto in soluzione ionica colloidale e relativa neoformazione di minerali quali la caolinite, la metahalloysite, la illite; questa neo-formazione è strettamente condizionata da condizioni di temperatura ed ambiente in cui si è svolto questo fenomeno; in particolare il clima caldo-umido e l'ambiente di laguna costiera spiegherebbe l'associazione caolinite-illite (v. MILLOT 1964 pag. 223).

Per quanto riguarda i conglomerati si deve notare invece che la loro alterazione è successiva alla messa in posto dei ciottoli, in quanto questi si presentano molto arrotondati; tale arrotondamento lascia supporre che i ciottoli abbiano avuto durante il trasporto una certa durezza che ha impedito il loro completo sbriciolamento e che la loro profonda alterazione allo stato attuale sia avvenuta in una fase successiva al deposito.

In base all'associazione paragenetica si nota come: nelle lenti di argilliti riferibili al Villafranchiano inferiore non sia stata individuata, con lo studio diffrattometrico, la gibbsite, mentre si osserva, come è stato già precedentemente illustrato, la presenza di quarzo detritico, caolinite e, in quantità subordinata, mica del tipo illite.

Da analisi paleoclimatiche svolte mediante l'analisi pollinica su livelli argillitici del Villafranchiano inferiore di Corticella (cfr. RICCIARDI 1963), se ne deduce che il clima durante questo periodo doveva essere di tipo subequatoriale con temperatura piuttosto elevata e abbastanza costante fra estate ed inverno, come testimoniano i pollini di *Symplocos* e con regime delle piogge elevato, come testimoniano i pollini di *Taxodium* e *Nyssa*.

Questi dati confermano l'ipotesi che i processi chimici che hanno condotto all'alterazione della roccia siano di tipo lateritico in zone rivestite da foreste con imbasamento di rocce acide o mesosiliciche dei tipi di granito, micascisti, gneiss, porfidi quarziferi ecc. .

Nei letti conglomeratici, riferibili al Villafranchiano superiore, e in quelli sabbioso-ghiaiosi ed argillosi riferibili al Quaternario (Mindel) si nota come pressocchè costante è la presenza di quarzo detritico, della caolinite, della mica di tipo illite, oltre a percentuali variabili di goetite, di gibbsite e di metahalloysite.

I minerali del gruppo della caolinite (caolinite e metahalloysite) sono più abbondanti nelle parti inferiori del profilo in cui i ciottoli conglomeratici presentano sovente incrostazioni di metahalloysite di neoformazione; viceversa la illite e la goetite sono più abbondanti nella parte superiore del profilo.

Questo tipo di associazione paragenetica fa pensare ad una alterazione che si sia svolta in condizioni paleoclimatiche di alternanza di periodi caldo-umidi e periodi caldi più asciutti, in presenza costante della falda acquifera freatica con un modesto drenaggio all'interno della falda stessa sicchè, durante il periodo umido, si è prodotto un passaggio del Al e del Fe e della Si in soluzione ionica colloidale allo stato di ossidi, accompagnati dal Ca in soluzione come bicarbonato e da K ed Na in forma di idrossidi; questi ultimi, idrolizzandosi, aumentano l'alcalinità dell'ambiente. In tali condizioni i colloidi positivi (idrossido di Fe e idrossido di Al) flocculano passando a idrogeli, mentre il colloide negativo (la silice) si mantiene in soluzione come idrosol e può essere trasferita nella parte basale; qui si opera una intensa risilicificazione degli idrossidi di Al con neoformazione di metahalloysite e caolinite mentre nella parte superiore, durante la stagione secca, i colloidi di Fe e di Al, che impregnano soprattutto gli strati sabbioso-ghiaiosi, con permeabilità maggiore, vengono disidratati, resi insolubili e talora concentrati sotto forma di crostoni la cui genesi può essere legata ad una migrazione laterale e, solo in piccola parte, verticale (dal basso verso l'alto per evaporazione e dall'alto verso il basso per percolazione) del ferro solubile che viene ossidato e si accumula poi sotto forma di idrossido ferrico in zone più ricche di ossigeno nella falda stessa (cfr. MILLOT pagg. 144-145 e fig. 17).

In ogni caso le condizioni di drenaggio e permanenza della falda non sono state costanti, ma legate alla piovosità, come si può dedurre dalla scarsità di gibbsite presente nella parte superiore del profilo (nella parte inferiore questo minerale manca del tutto, a causa della intensa risilicificazione) dovuta al fatto che quasi tutto l'Al rimane immobilizzato negli idrosilicati.

Il fatto poi che nella parte superiore del profilo si trovi una netta prevalenza di illite sulla caolinite, può essere spiegato ammettendo un ambiente a pH basico ed una presenza notevole di ioni K; viceversa, nella parte basale la neoformazione di minerali della caolinite fa pensare ad un ambiente di formazione a pH acido.

Studio mineralogico.

Introduzione.

Lo studio mineralogico è stato condotto su 35 campioni rappresentanti tutti i tipi litologici esistenti nella zona studiata fino alla profondità massima raggiunta dai fronti di cava (18 m).

I campioni designati con la sigla -A- appartengono alla lente di argillite con resti vegetali riferibile al Villafranchiano inferiore; quelli recanti la sigla -B- sono stati prelevati dal conglomerato a ciottoli granitici-gneissici, riferibile al Villafranchiano superiore; quelli con sigla -C- appartengono alla lente di conglomerati a ciottoli di vulcanite anch'esso riferibile al Villafranchiano superiore; ed infine i campioni provenienti dai vari livelletti soprastanti, riferibili al Quaternario antico, sono stati designati con la sigla -D-.

Su tutti è stata eseguita un'analisi roentgenografica mediante diffrattometro; su quelli che mostravano caratteri di particolare interesse è stata poi eseguita anche un'analisi termodifferenziale. I dati ottenuti con queste due analisi sono stati integrati con analisi granulometriche, dilatometriche e prove di refrattarietà.

Analisi roentgenografica col diffrattometro.

L'apparecchiatura usata è costituita da:

- 1) un tubo di raggi X con anticatodo di Cu della General Electric, modello G;
- 2) un portacampioni rotante su asse verticale e un contatore Geiger rotante su un goniometro solidale al portacampioni, che descrive un angolo doppio a quello del campione stesso;
- 3) un registratore del tipo Speedomax della Leeds Northrup. La lunghezza d'onda per il $\text{CuK}\alpha$ è $\lambda = 1,54178$; range 1000 e cost. di tempo 2,0.

Quasi tutti i campioni, ad eccezione del 3B, 6B, 11B, 12B, 12D e 14D (i primi sono campioni di rocce femiche alterate, i secondi sono campioni del crostone lateritico) mostrano la presenza di quarzo in quantità variabile, come mostra la diversa ampiezza del picco a $d = 9,39$.

Inoltre i campioni 8B, 9B, 1A, 3B, 6B, 2B, 1B, 1C, 2D, 3D, presentano una certa abbondanza di caolinite, come si può dedurre dal picco $d = 7,15$ particolarmente sviluppato. I campioni 3B, 8B, 9B, 6C, 8D, 9D, 10D, 11D mostrano una discreta presenza di mica (probabilmente di tipo illite, con una certa percentuale di muscovite), come appare dal picco $d = 10,04$ discretamente sviluppato. I picchi della caolinite e della mica si presentano talora piuttosto depressi e non ben definiti, indizio di materiali non ben cristallizzati. Alcuni campioni, quali p. es.: 7B, 9B, 10B, mostrano un netto picco a $d = 3,20$ riferibile al plagioclasio di tipo oligoclasio-albite; questo minerale, oltre ad essere presente in ciottoli parzialmente alterati, è anche presente in livelletti argillitici negli strati superiori (10D, 11D, 13D) come cristalli che hanno resistito all'alterazione in loco dei porfidi.

Vari campioni infine presentano un picco, talora ben visibile e altre volte meno, perchè parzialmente coperto da quello del quarzo a $d = 4,43$ imputabile alla presenza di metahalloysite; tale minerale è tipico dei processi di alterazione per « weathering » e si accompagna sovente alla caolinite. Il campione 13B, in particolare, ne mostra la presenza; il campione appartiene a livelletti che incrostanto i ciottoli di conglomerato alterati, formando tutt'attorno una sorta di cemento di metahalloysite; di questo fenomeno si è già discusso a proposito della genesi dei minerali argillosi.

TABELLA 1. — Valori di 2θ e d in Å , che caratterizzano la maggior parte dei campioni di argilliti studiati al diffrattometro.

| 2θ | d in Å | 2θ | d in Å |
|-----------|-------------------|-----------|-------------------|
| 8,9 | 9,9 | 40,3 | 2,8 |
| 12,3 | 7,15 | 41,3 | 2,19 |
| 17,7 | 5,0 | 45,6 | 1,988 |
| 19,9 | 4,45 | 50,2 | 1,814 |
| 20,7 | 4,05 | 54,9 | 1,67 |
| 24,0 | 4,21 | 55,5 | 1,65 |
| 25,0 | 3,56 | 59,9 | 1,53 |
| 26,6 | 3,35 | 61,9 | 1,397 |
| 28,0 | 3,18 | 62,7 | 1,48 |
| 33,3 | 2,69 | 64,2 | 1,45 |
| 35,05 | 2,56 | 68,3 | 1,376 |
| 36,6 | 2,45 | 73,3 | 1,294 |
| 39,4 | 2,22 | 76,0 | 1,24 |

I campioni provenienti dal crostone lateritico, nonché dall'alterazione di ciottoli di rocce femiche, mostrano infine la presenza della goetite, come risulta dal picco $d = 4,18$ discretamente sviluppato (campioni 3B, 6B, 11B, 12B, 12D, 14D) e della gibbsite con $d = 4,85$ (campione 11D) (Tab. 1).

Si è cercato pure di ottenere un campione purificato da ossidi e idrossidi di Fe, tramite attacco con reagenti chimici; il metodo usato è quello proposto da O. P. MEHRA e M. L. JACKSON (« Clays and Clay Minerals », vol. 5, pag. 319). I risultati raggiunti sono ricavabili dal confronto fra le analisi diffrattometriche prima e dopo questo trattamento e dall'analisi diffrattometrica e spettrometrica del residuo; i dati non sono molto significativi, si nota un indebolimento del picco della goetite senza la sua totale scomparsa.

Lo studio col diffrattometro minerali dei singoli ciottoli del conglomerato alterato rivela:

- i ciottoli di granito, gneiss, micascisto, porfido (7B, 4B, 5B, 8B, 9B, 10B, 4C, 5C, 6C) mostrano grosso modo tutti la stessa associazione mineralogica con quarzo, feldspato alcalino, caolinite ed in parte metahalloysite, e mica del tipo illite ed in parte muscovite;
- i ciottoli di gabbro e di porfirite (3B, 6B) mostrano invece un'associazione di caolinite, illite e goetite;
- i ciottoli di serpentiniti (11B, 12B) mostrano più netta la presenza della goetite.

Tutti questi dati saranno completati in seguito da un più approfondito studio di carattere geochimico sui processi di alterazione di tipo lateritico che sarà oggetto di una prossima ricerca.

Analisi D.T.A.

L'apparecchiatura usata è costituita da: un portacampioni verticale; un forno elettrico verticale; un sistema per l'incremento lineare delle temperature del forno; un sistema di incremento e registrazione delle temp. differenziali e di quelle del forno.

L'apparecchiatura di registrazione è della ditta LEEDS NORTHRUP; il portacampioni, coassiale con il forno verticale, è costituito da un cilindro di Nichel di 30 mm di diametro e 30 mm di altezza; in esso sono praticati in maniera centrosimmetrica due pozzetti cilindrici pro-

fondi 23 mm e larghi 9 mm; la parete che separa i due pozzetti ha uno spessore di 17 mm; la termocoppia è del tipo Chromel-Alumel. La registrazione delle temperature è eseguita con registratore Speedo-max tipo CX-X2 della LEEDES NORTHRUP.

Con questo metodo sono stati esaminati complessivamente 12 campioni (1C, 1B, 1D, 2D, 3C, 6D, 7D, 4D, 5D, 3D, 2C, 2B). Tutti i campioni sono stati essiccati in forno a 150° e ridotti in polvere di cui è stata prelevata la frazione passante 60 mesh.

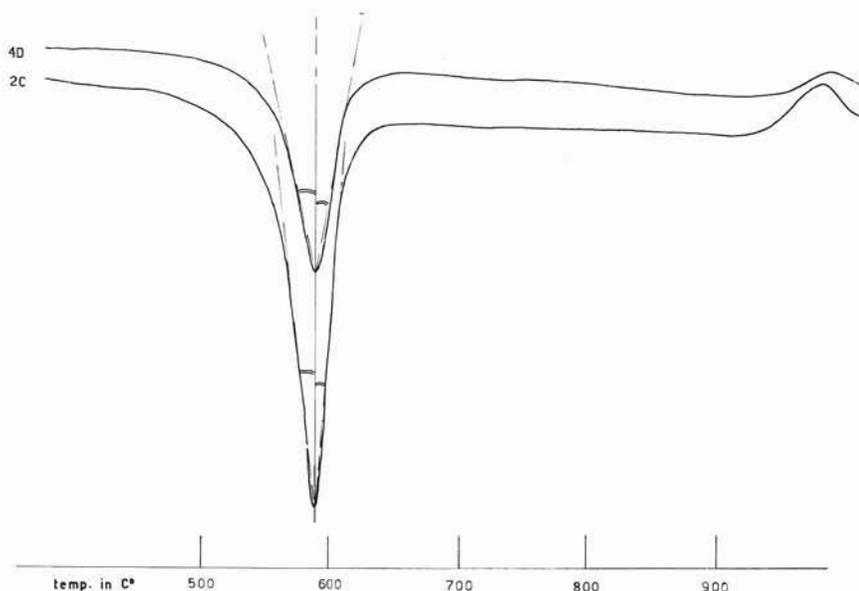


Fig. 3. — Curve D.T.A.: il campione 2C presenta un picco endotermico più dissimetrico per la presenza di una percentuale di metahalloysite.

Si è fatto uso di un grammo di sostanza (± 5 mgr) e un grammo di Al_2O_3 , calcinato, come sostanza inerte. Le analisi sono state effettuate adoperando la Camme 456 e Range 500.

I grafici ottenuti sono sostanzialmente uguali, varia solo l'ampiezza dei picchi endotermici ed esotermici. Non si osserva alcun effetto termico fino a circa 550°C; oltre tale temperatura si notano due importanti picchi, uno endotermico generalmente compreso fra le temp. 450°C e i 650°C con un massimo oscillante intorno ai 575°C-600°C ed

uno esotermico compreso fra i 900°C e i 1000°C con un massimo generalmente intorno ai 950°C.

Confrontando queste curve con quelle generalmente descritte dalla letteratura (MACKENZIE, 1957) si constata che le curve in esame possono essere attribuite ai minerali del gruppo della caolinite e dell'halloysite che presentano curve simili. Fra i vari campioni studiati si notano piccole differenze in quanto i più presentano il piccolo endotermico simmetrico, carattere proprio della caolinite, mentre gli altri presentano un picco dissimmetrico, indizio che oltre alla caolinite è presente anche il minerale halloysite (fig. 3).

Inoltre tale picco varia in un intervallo di circa 50°C, il che si potrebbe porre in relazione con il grado di cristallizzazione del minerale stesso; secondo MACKENZIE (1957) infatti, la temperatura del picco diminuisce se il minerale è mal cristallizzato.

L'effetto esotermico delle curve si presenta talora (come nei campioni 1C, 1D, 2C, 4D, 6D, 7D, 3C) piuttosto depresso rispetto all'estensione del picco endotermico; il fenomeno potrebbe essere messo in relazione (CAILLERE & HENIN, 1963) con la presenza di goethite nei campioni.

Analisi dilatometrica.

Apparecchiatura impiegata ADAMEL mod. 50 con caratteristiche:

Tensione al forno 110 V.

Potenza 500 W.

Temperatura max 1150°C.

Incremento della temperatura 300°C/h.

Con questo metodo sono stati esaminati due soli campioni (1C e 2D) che all'analisi D.T.A. presentavano una netta differenza e che d'altronde provengono dai livelli più interessati alla coltivazione. I diagrammi ottenuti mettono in evidenza molto bene l'esistenza del quarzo a cui è dovuto il flesso molto marcato in entrambe le curve a 575°C a causa della trasformazione $qz\alpha \rightarrow qz\beta$.

Nel campione 1C si nota evidentissimo il flesso del qz a 575°C ed un altro piccolo flesso verso i 900°C dovuto forse alla formazione della cristobalite β .

Nel campione 2D il flesso del quarzo è piuttosto ridotto e il secondo ramo si presenta ascendente a causa della presenza di una discreta percentuale di caolinite (fig. 4).

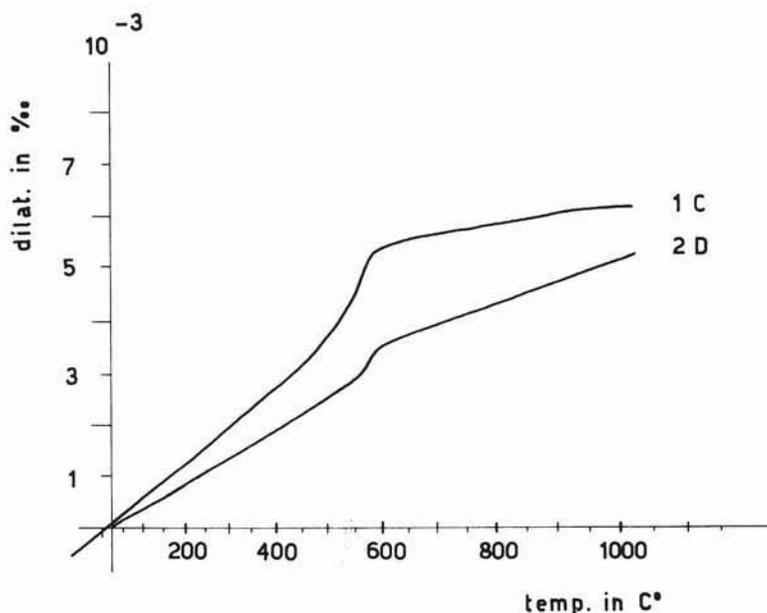


Fig. 4. — Curve dilatometriche: il campione 2D presenta un flesso a 575° meno accentuato per la minore percentuale di quarzo.

Prova di refrattarietà.

E' stata eseguita l'esperienza su provini a forma di piramide a base triangolare tratti dai campioni 1C e 2D, di dimensioni identiche ai testimoni fusibili di Segèr.

I provini e i coni Segèr sono stati posti parallelamente in un forno ad arco con elettrodi di carbone, capace di raggiungere 2000°C e che presenta una zona centrale a temperatura uniforme; l'incremento della temperatura durante la prova è stato di circa 10°C/min. La prova è cominciata con il cono 14, corrispondente a 1410°C, e per successivi tentativi si è arrivati fino al cono 27, equivalente a 1610°C, in corrispondenza al quale i provini piegano entrambi. In particolare il campione 1C piega fra i coni equivalenti 20 e 26 ossia fra 1530°C e 1580°C.

Il campione 2D piega fra i cono 26 e 27, corrispondente a 1580°C e 1610°C. Tale lieve differenza può essere imputata alla presenza di una maggiore percentuale di quarzo nel campione 1C che, avendo un cono equivalente 20, ne abbassa il punto di fusione.

In definitiva, secondo le norme tedesche (VII - 1931 - Din - 1068) questi materiali si troverebbero al limite fra i refrattari veri e propri (con punto di fusione $>$ a 1580°C) e i semi-refrattari (con punto di fusione compreso fra i 1580°C e i 1200°C); si deve però considerare che in loco si estrae un prodotto medio che può avere punti di fusione più bassi per la presenza di livelletti più ricchi di ossidi e idrossidi ferrici (lo scarto dovrebbe aggirarsi sul 10%).

Analisi granulometrica.

Sui campioni di sabbia è stata eseguita un'analisi granulometrica a secco con stacci a maglie 10, 18, 40, 60, 80, 200 mesh, completata da analisi aerometrica sul passante 200 mesh, eseguita mediante l'aerometro di Casagrande, che misura la variazione di densità d'una sospensione in sedimentazione, in funzione del tempo; i tempi di sedimentazione sono proporzionali alle dimensioni dei granuli secondo la legge di Stokes, e da questa si risale alla percentuale di granuli di un dato diametro del sedimento studiato.

I dati ottenuti sono stati successivamente riportati su un diagramma a triplice entrata che fornisce un'idea riassuntiva di come varia la granulometria dei materiali fini all'interno del giacimento. Gli istogrammi ottenuti si possono grosso modo raggruppare in 4 gruppi che differiscono tra loro per una diversa percentuale di granuli delle varie classi.

— Al primo gruppo appartengono le curve 1C, 2C, 2B, con una percentuale in ghiaia compresa fra 55 e 15% e una percentuale di sabbia compresa fra 15 e 45%.

I sedimenti sono granulometricamente ben assortiti (ossia le varie classi sono ugualmente ben rappresentate); mentre le curve di frequenza presentano generalmente due massimi con un minimo più o meno accentuato sui 40 mesh (0,42 mm). Questo fatto potrebbe essere interpretato come dovuto a due episodi diversi: uno di deposito torrenziale e l'altro di alterazione dei sedimenti stessi.

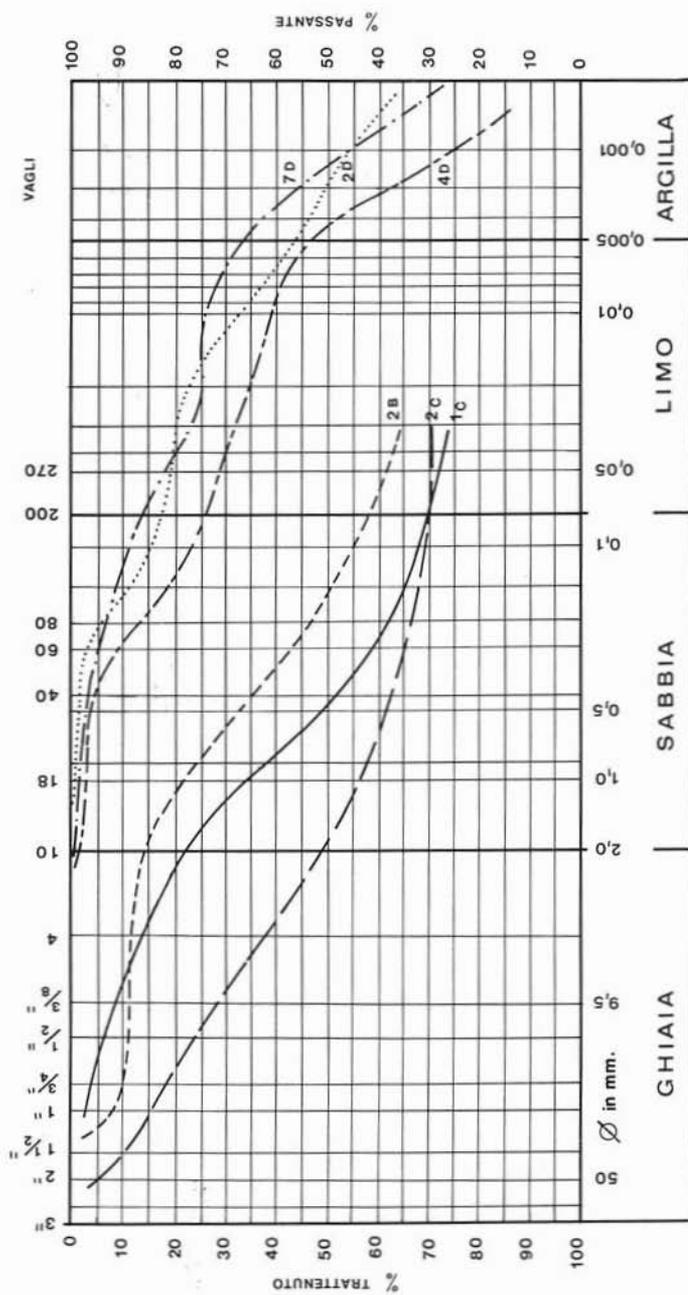


Fig. 5. — Curve granulometriche dei sedimenti.

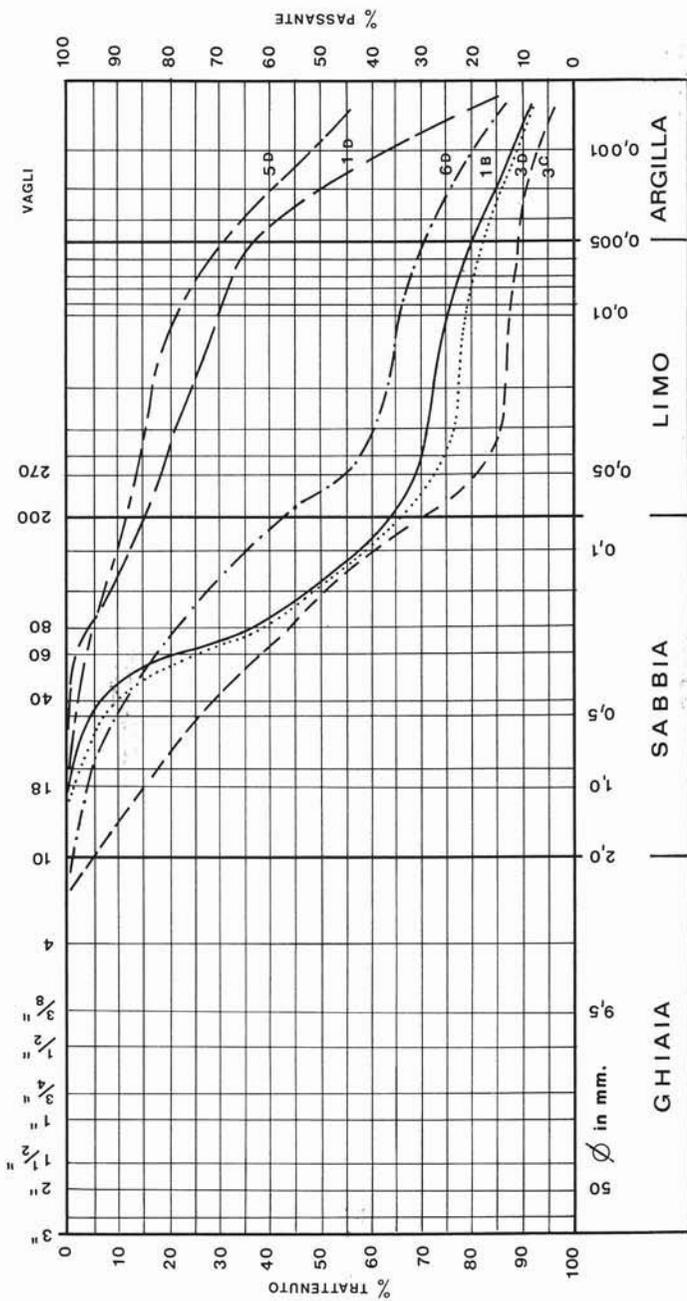


Fig. 6. — Curve granulometriche dei sedimenti.

— Al secondo gruppo appartengono i campioni 1D, 5D, 4D, caratterizzati da curve con percentuali da 12 a 25% di sabbia e da 27 a 37% di limo, nonché da un'alta percentuale di materiali che restano in sospensione.

— Il terzo gruppo, cui appartengono i campioni 2D e 7D, presenta curve con percentuali di sabbia piuttosto scarse, comprese fra i 13 e i 18%, e percentuali di limi fra i 27 e 32%. Le percentuali di sabbie fini, argilla e argilla molto fine, sono più abbondanti che non le sabbie medie, i limi medi e le argille medie.

— Infine il quarto gruppo, cui appartengono i campioni 1B, 3C, 3D e 6D, è caratterizzato da alte percentuali di sabbie (fra 55 e 75%), bassa percentuale di limi (circa 10% dei sedimenti) e modesti contenuti di argilla (figg. 5 e 6).

I risultati di queste analisi sono stati raggruppati in un diagramma triangolare secondo il metodo di I. TREFETHEN in VATAN (1967), che permette di definire la roccia con molta precisione in funzione delle coordinate del punto (fig. 7).

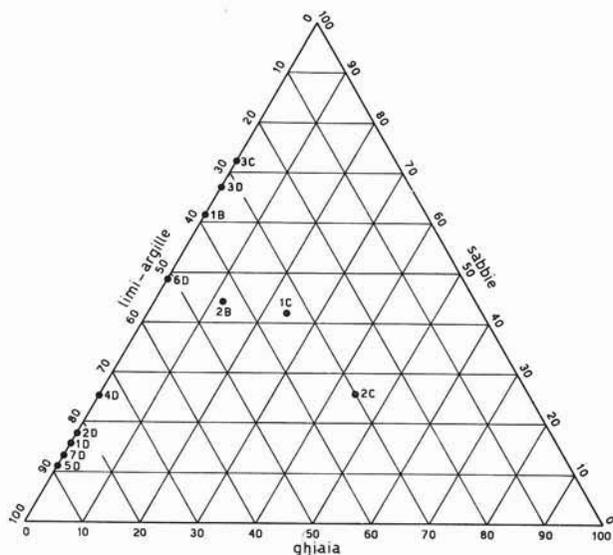


Fig. 7. — Disposizione dei risultati delle analisi granulometriche su diagramma triangolare di TREFETHEN.

In base a questa classificazione possiamo definire i sedimenti come segue:

- 5D, 7D, 1D, 2D, 4D, 6D: argilliti sabbiose, perchè hanno da 50 a 90% di argilla;
- 1B, 3D, 3C: sabbie argillose, perchè hanno da 10 a 50% di argilla;
- 2B, 1C, 2C: conglomerato con matrice sabbiosa-argillosa per i diversi rapporti fra ghiaie, sabbie ed argille.

Conclusioni.

1) *Geologicamente*, i materiali studiati possono essere classificati come sedimenti in facies di transizione deltizio-lagunare di età (dal basso verso l'alto):

- Villafranchiano inferiore (a clima caldo), quelli argillitici con intercalazioni di tronchi e altri resti vegetali;
- Villafranchiano superiore (a clima freddo), i depositi sabbiosi e conglomeratici sovrapposti ai primi;
- Quaternario (Mindel), con fasi anaglaciali e cataglaciali per i depositi più superficiali, che mostrano una marcata alternanza di lenti sabbiose, sabbioso-ghiaiose, argillitiche, con paleosuoli e crostoni limonitico-goetitici, tracce di alternanza di periodi di deposito pluviale e periodi di alterazione ed erosione continentale, in clima caldo legato a fasi interglaciali sempre nell'ambito della Glaciazione Mindel.

2) *Mineralogicamente*, i depositi studiati sono costituiti da argille ereditate e di neoformazione, prodotte da processi di « weathering » piuttosto prolungati e che probabilmente si sono svolti in più periodi successivi ad opera degli agenti atmosferici, della vegetazione e dell'ambiente di sedimentazione.

I minerali presenti sono essenzialmente: minerali delle argille del gruppo caolinite con caolinite e metahalloysite; minerali del gruppo delle miche con muscovite ed illite; idrossidi di Fe, fra di cui son ben riconoscibili la goetite e la limonite e minerali residuali con quarzo, e plagioclasti.

I processi di alterazione si sono svolti a spese dei porfidi che affiorano subito a monte e del detrito roccioso trasportato dai fiumi, costituito da conglomerati a ciottoli di granito, gneiss e serpentinite, riferibili alle formazioni delle Alpi Meridionali (fra cui i Graniti dei Laghi e il Massiccio dei Laghi) nonchè, nella parte superiore, da conglomerato a ciottoli di vulcaniti riferibili al Complesso dei « porfidi quarziferi » del Biellese.

Le trasformazioni mineralogiche, che probabilmente sono avvenute, tenuto conto degli agenti di alterazione e dell'ambiente, sono:

Feldspato → caolinite

Feldspato → gibbsite → caolinite

Parte fondamentale dei porfidi → allofane → metahalloysite → caolinite

Muscovite → illite → caolinite

Silicati ferrici → idrossidi di Fe (goetite e limonite) + silice.

3) Tecnicamente si tratta di materiali piuttosto eterogenei, la qual cosa comporta difficoltà in fase di utilizzazione; si tratta comunque di semirefrattari con valori di fusione medi fra 1400°C e 1600°C. Le qualità refrattarie sono però disturbate dalla ineguale percentuale di caolinite nelle varie lenti, e dalla presenza di notevole percentuale di quarzo, mica, goetite e limonite che abbassano notevolmente il punto di fusione mentre questi ultimi due minerali danno ai materiali colorazioni bruno-seure indesiderate. La presenza di minerali « sfavorevoli » tende però a diminuire nei depositi villafranchiani soprattutto nella facies lacustre del Villafranchiano caldo.

Per purificare il materiale si potrebbe operare un trattamento di decantazione per eliminare il quarzo e la mica, ma questo metodo, pur essendo efficace, è troppo lento e costoso e comunque non allontanerebbe la limonite, che danneggia il materiale alla cottura.

In merito all'estrazione mineraria si può notare che:

- la coltivazione avviene in cave a fossa, mediante pale meccaniche; insorgono difficoltà quando si scava a profondità superiori a 15 m, per la presenza della falda freatica;
- non sempre il fronte di attacco è orientato con criteri tali da:

- 1) rendere più razionale lo sfruttamento delle lenti di materiale utile e più agevole il suo trasporto;

- 2) evitare fronti di cava eccessivamente alti;
 - 3) evitare l'allagamento della cava ad opera della falda freatica, quando si scava in profondità;
- non sono state compiute adeguate campagne di sondaggi per stimare la riserva di materiale e la variazione del tenore in caolinite con la profondità; i pochi sondaggi eseguiti dalle ditte che hanno concessioni minerarie per lo sfruttamento delle cave (M.C.P. e A.C.D.A.L.) sono stati eseguiti irregolarmente a profondità insufficiente (attorno a 15 m), nè sono stati integrati da correlazioni, profili e stereogrammi.

Ringraziamenti.

L'autore sente il dovere di ringraziare tutti coloro che hanno contribuito allo svolgimento di questo lavoro; in particolare il prof. L. PERETTI del Politecnico di Torino per gli utili consigli e correzioni apportate nella stesura della relazione.

BIBLIOGRAFIA

- BORTOLAMI G., CARRARO F. & SACCHI R. (1967) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia foglio 43 Biella*. Serv. Geol. d'It., 74 pp., 1 carta geol.
- BORTOLAMI G., CARRARO F., FRIZ C., GOVI M. & SACCHI R. (1966) - *Carta geologica d'Italia foglio 43 Biella*. II ed., Serv. Geol. d'It.
- BROWN G. (1961) - *X Ray identification and Crystal Structure of clay minerals*. 544 pp., Londra.
- BUCKMAN H. O. & BRADY M. C. (1963) - *The nature and properties of soils*. 544 pp., MacMillan, New York.
- CAILLERE S. & HENIN S. (1963) - *Minéralogie des argiles*. 294 pp., Masson, Paris.
- CAVINATO A. (1964) - *Giacimenti minerari*. 684 pp., U.T.E.T., Milano.
- CAVINATO A. (1941) - *I caolini e le argille di Lozzolo, Roasio e Masserano*. «La ricerca scientifica», 6, 759-767, 3 ff.
- CESTELLI-GUIDI (1951) - *Meccanica del terreno e stabilità delle fondazioni*. 531 pp., Hoepli, Milano.
- CLARKE F. W. (1959) - *The Date of Geochemistry*. Geological survey Bulletin 770.
- FICAI C. (1943) - *Ricerche sopra un gruppo di argille italiane*. «La Ceramica», 1 e 2, pp. 1-7.
- FRANCHI S. & STELLA A. (1933) - *Foglio 43 Biella della Carta Geologica d'Italia*. 1ª ed., R. Uff. Geol. It.
- FRIZ C. & GOVI M. (1963) - *Osservazioni preliminari sulla zona a Nord-Ovest di Gattinara (Vercelli)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, 34, 199-203, 1 t.
- GABERT P. (1962) - *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts*. 531 pp. 208 ff., Luis-Jean, Gap.

- GIUSEPPETTI G., FIGORINI B. & VENIALE F. (1963) - *Weathering materials of igneous rocks and sedimentary deposits from Valsesia, Italy*. Int. Clay Conference, Pergamon press, London.
- GOLDSCHMIDT V. M. (1954) - *Geochemistry*. 540 pp., Muir A., Oxford.
- GRIM R. E. (1953) - *Clay mineralogy*. 480 pp., MacGraw-Hill, New York.
- GRIM R. E. (1962) - *Applied clay mineralogy*. 405 pp., MacGraw-Hill, New York.
- MACKENZIE R. C. (1957) - *The differential thermal investigation of clay*. 423 pp., Mineral. Soc., London.
- MEHRA O. P. & JACKSON M. L. (1959) - *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*. Clays and clay minerals, vol. 5, Pergamon Press, London.
- MILLOT G. (1964) - *Géologie des argiles*. 470 pp., 75 ff., Masson, Parigi.
- RICCIARDI E. (1963) - *Pollini fossili terziari nell'Italia del Nord (Piemonte) e loro significato paleoclimatico*. Boll. Soc. Geol. It. 82 fase. I.
- VATAN A. (1967) - *Manuel de sédimentologie*. 395 pp., Technip, Parigi.
- VALETON I. (1971) - *Bauaites*. 213 pp., Elsevier publishing Company, Amsterdam.