

LUIGI MATTAVELLI

DIAGENESI E POROSITA' NELLE ARENARIE

RIASSUNTO. — Vengono descritti e discussi alcuni dei più comuni processi diagenetici che concorrono a trasformare i sedimenti sabbiosi in arenarie. La loro complessa influenza sulle caratteristiche petrofisiche e in particolare sulla porosità è quindi presa in considerazione.

Viene inoltre sottolineata l'importanza di dettagliati studi mineralogici petrografici riguardanti il tipo dei contatti fra i granuli, tipi e paragenesi dei cementi, la formazione di minerali autigeni, le trasformazioni dei minerali argillosi e il comportamento delle argille come membrane semipermeabili.

I suddetti studi possono contribuire a ricostruire i vari stadi della storia diagenetica del sedimento e possono talora fornire utili indicazioni per spiegare la distribuzione della porosità nel sottosuolo.

ABSTRACT. — The main diagenetic processes, which change sand deposits into sandstones are discussed.

In particular their complicated influence on sandstone porosity is considered.

The importance of detailed studies, concerning grain contacts, paragenesis of cementing minerals, authigenesis, changes in clay mineral composition and the action of clays as semipermeable membranes, is emphasized.

On the basis of these studies progressive stages of diagenesis may be recognized and useful informations may be obtained about porosity distribution in the subsurface.

Introduzione.

Questa nota è un tentativo di analisi dei complessi rapporti intercorrenti fra diagenesi e porosità nelle arenarie.

In particolare si cerca di accertare l'influenza dei vari processi diagenetici sulle caratteristiche petrofisiche delle arenarie nel sottosuolo in relazione al loro comportamento come rocce serbatoio per accumuli di idrocarburi.

Lo studio, che è basato su materiale e dati ricavati dalla letteratura, vuol fare non solo il punto sulle conoscenze acquisite, ma mettere in risalto i problemi aperti e le ricerche che devono essere condotte in questo settore.

Esso si articola in due parti principali.

Nella prima, dopo la discussione del significato e della delimitazione della « diagenesi », vengono illustrati alcuni dei principali processi diagenetici (ossidazione e riduzione, cementazioni, formazione di minerali autigeni ecc.).

Nell'esposizione di detti processi si è cercato soprattutto di evidenziarne il meccanismo e i fattori chimico-fisici che secondo gli autori ne controllerebbero lo svolgimento.

Particolare risalto viene evidentemente attribuito a quei processi che maggiormente influiscono sulle caratteristiche petrofisiche dei sedimenti sabbiosi. Accenni vengono inoltre riportati sui minerali autigeni e su quelle modificazioni che riguardano i minerali argillosi associati alle arenarie.

La seconda parte, non vuole essere un quadro esauriente, ma una semplice illustrazione (dal punto di vista applicativo) dei fattori che influiscono in modo positivo o negativo sulla conservazione della porosità delle arenarie nel sottosuolo.

Le considerazioni sono soprattutto limitate alle arenarie costituite da depositi quarzosi puliti in quanto per quelle formate da elementi detritici diversi dal quarzo o con abbondante matrice argillosa manca, per quanto concerne i rapporti fra diagenesi e porosità, una casistica sufficientemente rappresentativa.

Il termine «diagenesi».

Il termine « diagenesi » venne usato per la prima volta da Von Guembel nel 1868, ma solo negli ultimi anni esso è stato oggetto di numerosi studi tendenti a stabilire i processi fisico-chimici che lo controllano e le associazioni mineralogiche che ne caratterizzano i vari stadi.

Le opinioni degli autori non sono tuttavia concordi sulla definizione e delimitazione della diagenesi nè sulla suddivisione di essa in vari stadi. Nella tabella I sono riportate alcune definizioni di questo fenomeno; non si tratta di un quadro completo, ma solo di alcuni esempi che vogliono mettere in evidenza le discordanze tuttora esistenti in questo campo.

In particolare vi sono due tendenze principali: quella degli autori russi, a cui si associa anche il Chilingar, che assegnano alla diagenesi

TABELLA 1.

Autore	Anno	Definizione del termine « diagenesi »
VON GUEMBEL	1868	Processi che agiscono nei sedimenti dopo la loro deposizione. L'Autore riteneva che anche gli scisti cristallini fossero dovuti a diagenesi di alta temperatura. (Da Chilingar, Larsen 1967).
WALTHER	1894	« Tutte le modificazioni chimiche e fisiche che interessano una roccia dopo la sua deposizione senza l'introduzione di pressioni elevate o di calore di origine ignea ».
STRAKHOV	1953	Divide la storia delle rocce sedimentarie in tre stadi: 1) <i>Sedimentogenesis</i> o formazione del sedimento; 2) <i>Diagenesi</i> o trasformazione del sedimento in roccia sedimentaria; 3) <i>Cata-diagenesi</i> : lungo stadio di modificazioni secondarie che interessano la roccia sedimentaria. Il concetto di diagenesi è usato da questo autore in senso ristretto.
PETTIJOHN	1957	« ... le reazioni che si sviluppano in un sedimento fra un minerale e un altro o fra parecchi minerali e i fluidi interstiziali o la colonna d'acqua sovrastante ». Egli ritiene che questi processi siano principalmente rappresentati da: cementazione, formazione di minerali autigeni, segregazioni e differenziazioni diagenetiche, fenomeni metasomatici, soluzioni intrastatali e compattazione.
KOSSOVSKAIA	1958	1) <i>Epigenesi</i> : suddivisa in a) Epigenesi originale (zona a cemento argilloso inalterato); b) Epigenesi profonda (zona a cemento argilloso alterato: trasformazione caolinite → idromiche). 2) <i>Metagenesi</i> : distinta in a) Zona a strutture di tipo quarzítico e con cemento di clorite-idromiche; b) Zona con « Spiny like structure » e a cemento cloritico-micaceo.
DAPPLES	1962	Suddivide la diagenesi in tre stadi: 1) Stadio « <i>redoxomorphix</i> » in cui prevalgono i processi di ossidazione e riduzione (prima fase del seppellimento); 2) Stadio « <i>locomorphic</i> » caratterizzato da fenomeni di cementazione e sostituzione di un minerale con un altro, tipico della fase di litificazione del sedimento; 3) Stadio « <i>phillomorphic</i> » indicato dalla formazione di minerali autigeni (miche e feldspati), caratteristico del seppellimento profondo.
FAIRBRIDGE	1967	Distingue tre fasi diagenetiche: 1) <i>Sindiagenesi</i> (o fase di sedimentazione) caratterizzata da un periodo iniziale ossidante e da un successivo periodo riducente; 2) <i>Anadiagenesi</i> (o fase di compattazione e maturazione) comprende i processi che si attuano durante il seppellimento profondo del sedimento; 3) <i>Epi-diagenesi</i> (o fase di emersione) è caratterizzata dalle modificazioni prodotte dalla penetrazione in profondità di acque meteoriche durante le emersioni per movimenti tettonici.
LARSEN e CHILINGAR	1967	<i>Diagenesi</i> : « tutti i processi fisici, biochimici e fisico-chimici a basse temperature e pressioni che modificano un sedimento fra deposizione e litificazione (o cementazione) ». <i>Epigenesi</i> : « tutti i processi a bassa temperatura e pressione che interessano la roccia sedimentaria dopo la diagenesi fino al metamorfismo ».

un significato restrittivo limitandola a soli processi che trasformano un sedimento in roccia sedimentaria (litificazione). L'altra tendenza, sostenuta da alcuni autori americani e tedeschi (Dapples, Fairbridge, Von Engelhard, Müller), attribuisce ad essa un senso molto più ampio, includendo tutti i processi dalla deposizione del sedimento fino all'inizio del metamorfismo.

Un altro grosso problema, riguardo al quale il parere degli autori è discorde, è quello del limite fra diagenesi intesa nel senso più largo e metamorfismo. Fyfe e altri (1958) hanno tentato di fissare questo limite nel seguente modo: « La diagenesi nelle arenarie è indicata dalle modificazioni nella matrice argillosa e dalla ricristallizzazione del cemento che riempie gli spazi intergranulari. Quando anche i grossi granuli detritici vengono coinvolti in queste modificazioni così che la roccia risulta completamente ricristallizzata il processo viene definito come metamorfico ».

Von Engelhard (1967) ritiene che il tentativo di stabilire un limite fra diagenesi e metamorfismo in base alle facies e all'associazione mineralogica presenta grosse difficoltà.

Molti minerali che si formano o si dissolvono durante la diagenesi (quarzo, feldspati, miche, cloriti, minerali argillosi, tormaline ecc.) sono anche presenti in facies sicuramente metamorfiche, mentre minerali tipici come le zeoliti sono rari.

Egli tuttavia sostiene che diagenesi e metamorfismo possono essere identificati in base ai processi che prevalgono durante questi due stadi di trasformazione del sedimento originario e in particolare che la: « diagenesi termina alla profondità dove in tutte le rocce sedimentarie i pori intercomunicanti sono stati chiusi da processi fisici o chimici ».

Nel presente studio il termine « diagenesi » viene usato nel significato più largo intendendo tutti i processi fisico-chimici e biochimici che hanno interessato un deposito sabbioso dal momento della deposizione fino all'inizio del metamorfismo.

Processi di ossidazione e riduzione.

I processi di ossidazione e riduzione caratterizzano le modificazioni diagenetiche che avvengono in genere nei sedimenti subito dopo la loro deposizione e nel primo periodo del seppellimento (Dapples e Fairbridge 1967).

E' evidente che i processi possono verificarsi anche negli stadi più avanzati della diagenesi. Tuttavia le modificazioni iniziali tendono a conservarsi durante la successiva storia diagenetica come è dimostrato dall'esistenza di arenarie rosse a migliaia di metri di profondità.

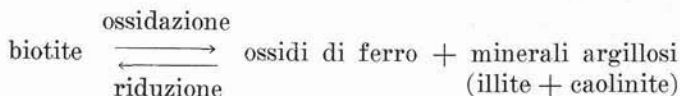
I valori di pH ed Eh che controllano dette modificazioni figurano nei diagrammi degli studi di Baas Becking e altri (1960), di Krumbein e Garrels (1962) e Garrels (1960).

I principali ioni coinvolti nelle reazioni sono: ferro, ossigeno, solfo e carbonio. Nei depositi sabbiosi ricchi di materia organica, la presenza del carbonio che contribuisce a mantenere il ferro allo stato ferroso e l'attività dei batteri anaerobici che attaccano gli ioni SO_4^{2-} determinano talora le condizioni favorevoli per la formazione di noduli e chiazze irregolari di pirite (Fairbridge 1967). In particolari condizioni altri solfuri metallici (pirrotite, galena, marcassite) possono generarsi come hanno dimostrato gli esperimenti in laboratorio di Baas Becking e altri (1960).

Le arenarie rosse secondo Dapples (1967) potrebbero essere originate in due diverse condizioni ossidanti.

a) nella prima l'ambiente di deposizione o di iniziale seppellimento è ossigenato per il contatto con l'atmosfera e gli ossidi di ferro sono depositi come materiali detritici o attaccati ai minerali argillosi. In altre circostanze il ferro viene trasportato in forma ridotta da acque acide e la sua ossidazione avviene solo dopo la deposizione in un ambiente di pH più elevato (mare o laghi costieri?).

b) nella seconda condizione, ritenuta più comune, l'equilibrio fra gli ioni Fe^{2+} e Fe^{3+} è talora spostato verso l'ossidazione dopo il seppellimento. Le associazioni mineralogiche osservate in zone di ossidazione (che intersecano la stratificazione o si sviluppano lungo le fratture) e nelle zone di riduzione (zone biancastre) indicherebbero secondo Dapples (1967) le sottoriportate reazioni di equilibrio:



biotite (in presenza di calcite e in ambiente leggermente riducente) \rightarrow clorite.

La formazione di biotite autigena da sostanze argillose interstiziali nelle zone biancastre, è stata osservata da Miller (1957) nelle arenarie rosse del Pierce Canyon. Il Dapples, sulla scorta delle osservazioni degli autori che hanno studiato questi fenomeni nelle arenarie rosse, afferma che le sopracitate « reazioni sono più sensibili al relativo grado di ossidazione e riduzione che al pH, ma che clorite e biotite si formano da soluzioni con $\text{pH} = 8$.

E' opportuno accennare anche alla formazione della siderite in quanto si ritiene che parte di essa si origini in particolari ambienti e condizioni riducenti esistenti subito dopo la deposizione o nel periodo iniziale del seppellimento del sedimento. Infatti la siderite è stata spesso osservata in arenarie associate a strati di carbone e dove condizioni di acque salmastre (o palustri) prevalevano durante la deposizione. Pertanto condizione necessaria per la sua formazione appare quella che vi sia abbastanza sostanza carboniosa da mantenere un'alta concentrazione di ioni ferrosi piuttosto che ferrici. Vi sono tuttavia esempi di siderite precipitata come cemento in stadi più avanzati della diagenesi (Rusnak 1957).

Cementazione.

La cementazione è il principale processo diagenetico che causa la litificazione dell'originario deposito sabbioso e che ne determina le caratteristiche petrofisiche (porosità e permeabilità). Essa può realizzarsi con diverse modalità che variano da una semplice aggiunta di cemento ai granuli che si comportano come corpi inerti, a complesse reazioni chimiche fra i granuli e le soluzioni interstiziali, a profonde compenetrazioni fra i granuli. Inoltre le cementazioni sono spesso caratterizzate da una successione di diversi minerali cementanti (sequenze paragenetiche) che riflettono le diverse condizioni fisico-chimiche delle soluzioni interstiziali durante la storia geologica dei sedimenti. Alcuni esempi di dette sequenze paragenetiche relative a formazioni di età variabile dal Cambriano al Pliocene sono riportate nelle tabelle n. 2 e 2a.

In questo capitolo verranno prese in considerazione le modalità di formazione dei principali e più diffusi tipi di cemento che si osservano nelle arenarie e in particolare: il cemento siliceo, carbonatico, solfatico e ferruginoso. Si precisa che nella trattazione di questo argomento è stata introdotta una esemplificazione e cioè che la cementa-

zione avvenga in sedimenti sabbiosi puliti costituiti essenzialmente da quarzo e con scarso materiale (matrice) argillosa. Cenni vengono tuttavia riportati su processi di sostituzione di precedenti minerali interstiziali.

I. - CEMENTO SILICEO.

A) *Opale e calcedonio.*

L'opale, che è piuttosto rara come cemento nelle arenarie, rappresenta secondo Dapples (1967) un esempio di semplice aggiunta di cemento ai granuli detritici. Nelle arenarie della formazione Ogallala (Paleocene, Kansas) l'opale in alcuni tratti riempie i pori fra i granuli, mentre in altri la precipitazione è stata così abbondante che i granuli appaiono separati.

Analisi ai raggi X del cemento di opale hanno messo in evidenza un reticolo cristallino della cristobalite di bassa temperatura disordinato dalla presenza di cationi (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Al^{3+}) che avrebbero secondo Swineford e Franks (1959) « causato periodiche interstratificazioni di tridimite di bassa temperatura ». Gli stessi autori ritengono che l'opale si sia originata in due modi: 1) soluzione e rideposizione di silice in sabbie quarzose feldspatiche in seguito ad esposizione subaerea in clima arido; 2) alterazione di ceneri vulcaniche in montmorillonite con conseguente formazione di silice deposta poi come cemento di opale e calcedonio.

Esempi di arenarie superficiali o di scarsa profondità cementate da opale in regioni desertiche sono segnalati da Muller-Feuga (1952) per il Sahara orientale; da Defosser (1957) per il Sudan e da Sougy (1959) per la Mauritania del Nord.

Si tratta di fenomeni di alterazioni superficiali definite da Milot (1964) « silicification climatique » in quanto esse si riscontrano sia nei depositi arenacei più antichi sia in quelli più recenti.

Secondo Dapples (1967) l'opale come cemento è sporadicamente distribuita nelle arenarie terziarie o di età più giovane mentre è rara nelle arenarie più antiche. In sezione sottile si possono osservare passaggi graduali dall'opale, al calcedonio, al quarzo microcristallino. Questo fatto indicherebbe che l'opale come cemento tende a divenire più cristallina ed ordinata col passare del tempo e col progredire del seppellimento. Infatti i grandi cationi (K^+ e Ca^{2+}) che ostacolano l'ordinamento del reticolo cristallino verrebbero espulsi durante il seppellimento profondo.

In alcune arenarie il cemento è rappresentato dall'associazione di opale e calcedonio (Friedman 1954).

L'opale forma in genere uno o più bordi di accrescimento attorno ai granuli mentre il calcedonio si sviluppa verso il centro dei pori sotto forma di bande microfibröse.

In altre arenarie opale e calcedonio hanno chiaramente sostituito un precedente cemento rappresentato da un legante carbonatico (Frye e Swineford 1946) o da una matrice argillosa (Dapples 1967). In questi casi l'opale di solito sostituisce la matrice argillosa mentre il calcedonio rimpiazza un cemento carbonatico (Cayeux 1929). La natura del materiale silicizzato eserciterebbe una certa influenza sulla genesi dei diversi modi di essere della silice (Millot 1964).

B) *Quarzo.*

Nelle arenarie quarzose cementate da quarzo verranno distinti due tipi principali:

1) Nel primo tipo il quarzo si presenta come una semplice aggiunta di cemento ai costituenti detritici. Esso forma attorno ai granuli quarzosi aureole e bordi di accrescimento secondario in genere in continuità cristallografica e ottica. I granuli quarzosi originari mostrano contatti tangenziali o appaiono isolati dove le aureole di accrescimento secondario si presentano ben sviluppate. Questo fatto indicherebbe che la deposizione del quarzo secondario è avvenuta negli stadi precoci della diagenesi quando i granuli erano ancora relativamente liberi di muoversi gli uni rispetto agli altri. Infatti il quarzo secondario non si è depositato solo fra i pori ma anche fra i granuli provocando un accrescimento di volume nel corpo del sedimento, incompatibile con le pressioni che esisterebbero su un materiale profondamente sepolto. Un esempio di deposizione precoce di quarzo anteriore alla compattazione è segnalato da Cassan e Lucas (1966) nelle arenarie quarzitiche cambriane che costituiscono la roccia serbatoio del giacimento petrolifero di Hassi Messaoud (Sahara). L'origine del cemento è attribuita da questi autori alla idrolisi dei feldispati e delle miche, in quanto la neoformazione della caolinite a partire dai prodotti di questa idrolisi, utilizzerebbe una quantità di silice inferiore a quella che è stata liberata. Un interessante meccanismo è stato supposto recentemente da Waugh (1967) per spiegare la cementazione precoce delle Penrith Sandstone (Permiano) del NO dell'Inghilterra.

TABELLA 2.

Località	Germania	Germania	Germania	Germania	Germania	Germania	Germania	Germania	Germania	Germania
Età	Trias superiore	Trias superiore	Trias superiore	Trias superiore	Trias superiore	Trias superiore	Trias superiore	Trias superiore	Trias superiore	Trias superiore
Formazione	Schiffsandstein	Stubensandstein	—	Gatchell, Mac-Adams Sands	La Pasqua Sands	Collesano	Collesano	Collesano	Collesano	Collesano
Paragenesi dei cementi	Ortoclasio ↓ Anidrite ↓ Calcite Dolomite Magnesite	Quarzo Caolinite ↓ Calcite Dolomite ↓ Barite	Quarzo ↓ Calcite	Dolomite ↓ Quarzo Feldispati ↓ Calcite	Caolinite ↓ Quarzo ↓ Calcite Dolomite Ankerite ↓ Barite	Quarzo ↓ Calcite Siderite	Quarzo ↓ Calcite Siderite	Quarzo ↓ Calcite Siderite	Quarzo ↓ Calcite Siderite	Quarzo ↓ Calcite Siderite
Autore	VON ENGELHART 1967	VON ENGELHART 1967	WALDSCHMIDT 1941	GILBERT 1949	FOTHERGILL 1955	NOVELLI MATAVELLI 1967	NOVELLI MATAVELLI 1967	NOVELLI MATAVELLI 1967	NOVELLI MATAVELLI 1967	VON ENGELHART 1967

Si tratta di arenarie quarzose di origine eolica, caratterizzate da granuli ben arrotondati con contatti tangenziali o galleggianti in un cemento di quarzo di accrescimento secondario che costituisce il 17% del volume totale della roccia.

L'autore ritiene che la sorgente del cemento sia rappresentata dalla polvere di quarzo prodotta dall'abrasione eolica. Detta polvere sarebbe disciolta dalle rugiade del deserto ad alto pH, originando soluzioni ad elevata concentrazione di silice. In seguito a fenomeni di capillarità le soluzioni migrerebbero verso la superficie dove l'evaporazione determinerebbe la precipitazione della silice sotto forma di quarzo di accrescimento secondario.

Arenarie quarzitiche a cementazione precoce si osservano in superficie nel Sahara in sedimenti di età variabile dal Senoniano alle alluvioni recenti (Radier 1957). Esse sono diffuse sulle superfici tabulari, negli altipiani e nelle Hammada e presentano maggiori spessori dove più alta è la permeabilità del sedimento (Müller-Fuega 1952).

2) Il secondo tipo di arenarie che è più frequente e comune del precedente è caratterizzato da una più o meno intensa compenetrazione fra i granuli di quarzo. Si tratta di arenarie quarzitiche e quarziti che presentano tutta una gamma di varietà da quelle con granuli debolmente compenetrati e con aureole di quarzo che si protendono in forme poligonali verso il centro dei pori, alle quarziti con granuli profondamente modificati, compenetrati e con contatti suturali o microstilolitici.

Il fenomeno della « pressure solution » ⁽¹⁾ (noto come principio di Riecke) è ritenuto da alcuni autori (Heald 1955, 1956; Siever 1959, 1962; Carozzi 1960; Thompson 1959; Fuchtbauer 1967) sia sulla scorta di osservazioni petrografiche che di considerazioni teoriche (Weyl 1959) uno dei principali fattori che determina la cementazione di questo tipo di arenarie. Esso risulterebbe confermato anche da esperienze di labo-

⁽¹⁾ Col termine « pressure solution » si intende la soluzione della silice nei punti di contatto fra i granuli di quarzo e la loro conseguente compenetrazione sotto l'effetto della pressione e in presenza di soluzioni. La silice disciolta tende in genere a deporsi sulle superfici libere dei granuli. Si precisa che in questo lavoro il termine di « pressure solution » viene usato nel senso più ampio intendendo un fenomeno molto complesso determinato non solo dalla pressione, ma anche dalla temperatura, dalle caratteristiche delle acque interstiziali e dal tempo in cui la pressione stessa si è esercitata.

ratorio (Siever 1962) ⁽²⁾. Il grado di «pressure solution» è messo in evidenza dal tipo di contatti fra i granuli che da tangenziali nel sedimento originario divengono, con l'aumentare dell'intensità del fenomeno, progressivamente piani, concavo-convessi, suturali. Una possibile terminologia del grado di «pressure solution», basata sulla natura dei contatti fra i granuli è stata inoltre proposta da Thompson (1959). Recentemente Trurnit (1967) ha effettuato un dettagliato studio sui fenomeni di «pressure solution» nelle rocce detritiche mettendo in risalto che la geometria delle superfici di contatto dipende dal raggio di curvatura dei partner a contatto e dalla relativa pressione di soluzione dei partner lungo la direzione in cui si esercita la pressione. Egli ha fra l'altro stabilito 14 tipi di contatti di «pressure solution».

Nonostante le ricerche dei vari autori, l'esatto meccanismo che controlla il fenomeno della «pressure solution» e le forti variazioni quantitative della stessa, osservabili in zone molto vicine, non sono ancora ben noti. Heald (1956) ha notato che nelle arenarie di St. Peter i livelli con granuli rivestiti da sottili pellicole argillose mostrano maggiori fenomeni di compenetrazione dei livelli di arenarie pulite. D'altro canto nei livelli ad abbondante matrice argillosa la «pressure solution» è pressochè assente a causa dell'effetto «cuscinetto» esercitato dall'argilla che impedisce il contatto forzato fra i clasti (Siever 1959).

Ovviamente il fenomeno «pressure solution» può prodursi anche in assenza di argilla, ma dove le altre condizioni sono favorevoli quest'ultima può comportarsi come un catalizzatore che accelera il processo stesso. Thompson (1959) ritiene che detta azione catalizzatrice sia causata dalla perdita parziale in potassio dell'illite che darebbe luogo ad un aumento di pH locale con conseguente dissoluzione della silice nei punti di pH più alto e deposizione della stessa nelle zone di pH inferiore.

L'autore afferma fra l'altro che la «pressure solution» non si sviluppa in alcuni casi anche se i granuli sono rivestiti da sottili pellicole argillose probabilmente a causa del tipo e della qualità dell'argilla. Questa supposizione sembrerebbe confermata da Pittman (1968) che ha osservato che la presenza di sottili pellicole di clorite attorno ai granuli detritici ostacola la formazione del quarzo di ac-

⁽²⁾ Mentre questa nota era in corso di stampa ulteriori esperienze di laboratorio su sabbie quarzose hanno chiaramente dimostrato il fenomeno della «pressure solution» (Renton e altri (1969): Jour. Sed. Petrology, vol. 39, pp. 1107-1117).

TABELLA 2a.

Località	Germania	Montagne Rocciose	Michigan	Germania	Sahara
Formazione	Trias inferiore	Trias Carbonifero	Pennsylvaniano	Carbonifero Devonico	Cambro Ordoviciano
Età	Bundsandstein	—	—	—	Hassi Messaoud
Paragenesi dei cementi	<p>Analcime ↓ Feldspati ↓ Quarzo ↓ Calcite ↓ Anidrite ↓ Dolomite ↓ Barite ↓ Celestite ↓ Alite</p>	<p>Quarzo ↓ Dolomite ↓ Anidrite</p>	<p>Quarzo ↓ Calcite Dolomite Siderite ↓ Barite Celestite ↓ Selce</p>	<p>Quarzo Caolinite ↓ Carbonati</p>	<p>Quarzo Caolinite ↓ Quarzo (pressure solution) ↓ Anidrite Dolomite ↓ Dickite</p>
Autore	FUCHTBAUER 1967	WALDSCHMIDT 1941	SIEVER 1959	SHERP 1963	CASSAN 1966

crescimento secondario e conserva la porosità. Anche Horn (1965) ha notato che gli involucri di chamosite ostacolerebbero la silicizzazione nelle arenarie « Dogger Beta » di Schleswig Holstein. Inoltre dove il fenomeno si sviluppa in assenza di argilla Thompson (1959) suppone che le soluzioni interstiziali avevano una alcalinità adatta a disciogliere il quarzo e che il materiale argilloso non era essenziale al processo. Füchtbauer (1967) reputa più plausibile l'interpretazione di Weyl (1959) e cioè che la rimozione della silice disciolta in seguito alla « pressure solution » non sarebbe interrotta al contatto quarzo-argilla, mentre detta rimozione sarebbe ostacolata al contatto quarzo-quarzo. Siever (1959) trattando delle arenarie che presentano compenetrazione fra i granuli sostiene che la profondità del seppellimento e le deformazioni tettoniche sono responsabili di questo fenomeno, ma che le seconde avrebbero un ruolo più importante. La compenetrazione non è tuttavia causata semplicemente dalla pressione, ma è determinata dalla combinazione di più fattori; pressione, temperatura, cambiamento delle acque interstiziali.

Siever (1962) inoltre afferma che la diversa distribuzione quantitativa della « pressure solution » in zone vicine della stessa formazione potrebbe esser spiegata dalle migrazioni di soluzioni sovrasature di silice da un orizzonte all'altro. Infatti soluzioni sovrasature prodotte dalla « pressure solution » in presenza di sottili veli di argilla in una zona migrerebbero in zone adiacenti o lontane con poca « pressure solution » precipitandovi la silice. La situazione naturale è evidentemente più complessa, ma il meccanismo proposto spiegherebbe la maggior o minor « pressure solution » in funzione della quantità dell'argilla interstiziale, della profondità del seppellimento e del tempo.

Questo meccanismo sembrerebbe confermato dalle osservazioni di Füchtbauer che ha notato che, nelle arenarie del Carbonifero Superiore della Germania, una maggior quantità di quarzo è stata disciolta nei punti di contatto quarzo-argilla di quanta ne sia stata deposta. La silice potrebbe esser stata trasportata dal movimento delle soluzioni interstiziali ed aver cementato le sovrastanti arenarie del Rotliegendes nelle quali più silice è deposta di quanta non ne sia stata disciolta.

Skolnick (1965) ritiene che molte quarziti da lui studiate sia in superficie che nel sottosuolo dell'Alaska, degli USA, e del Sahara Spagnolo si siano originate in seguito alla « pressure solution ». Egli inoltre afferma di non aver riscontrato l'effetto catalizzatore delle argille e che molto lavoro rimane da fare per comprendere gli effetti del

seppellimento e dell'attività tettonica sulla « pressure solution ». Skolnick conclude che questo fenomeno è il risultato di un complesso meccanismo nel quale il tempo, l'intensità e la durata della pressione sovrastante, la temperatura, la composizione chimica dei fluidi interstiziali, giocano un ruolo molto importante.

Non tutti gli autori però concordano nell'interpretazione che le strutture di tutte le quarziti possano esser spiegate mediante il fenomeno della « pressure solution ».

Dapples (1967) ha osservato che nelle quarziti del Pennsylvaniano presso Pittsburgh solo una parte delle arenarie presentano i granuli detritici profondamente modificati mentre banchi sovra e sottostanti mostrano scarsa compenetrazione fra i granuli.

Egli pensa che il processo sia determinato dal « movimento di acque di bassa salinità ma sature con silice ». Si tratterebbe di fenomeni di soluzioni intrastratali caratterizzati da condizioni di equilibrio oscillanti fra soluzione e deposizione del quarzo.

C) *Sostituzione silice-argilla.*

Secondo Dapples (1967) il processo è abbastanza comune nelle arenarie a matrice argillosa e può manifestarsi con la parziale o totale sostituzione della matrice stessa. Il meccanismo di questo processo non è ben noto. L'autore propende per una semplice precipitazione di silice nei minuti pori fra le lamelle di argilla forse favorita dalla presenza di piccole particelle di quarzo che hanno agito come nuclei di cristallizzazione.

D) *Sostituzione silice-calcite.*

Questa sostituzione è piuttosto rara rispetto a quella più comune calcite-silice, ma alcuni esempi sono tuttavia stati segnalati da Dapples (1967) da Heald e altri (1962) e da Ivanov e altri (1963). A volte la sostituzione interessa solo i granuli di carbonato detritico ma in altri casi la silice rimpiazza parzialmente o totalmente il cemento carbonatico. Le arenarie quarzitiche con granuli corrosi galleggianti in una abbondante matrice quarzosa (Cayeux 1929) potrebbero derivare dalla completa sostituzione di una matrice carbonatica. I processi di sostituzione silice-calcite in base agli studi di Walker (1962) sono reversibili e controllati da cambiamenti locali di pH, dalla pressione parziale della CO_2 e dalla temperatura.

II. - CEMENTO CARBONATICO.

Il cemento carbonatico, piuttosto diffuso nelle arenarie, è in prevalenza rappresentato da calcite (aragonite in quelle più recenti), meno frequentemente da dolomite e più raramente da siderite e ankerite. Come nelle arenarie a cemento siliceo anche in quelle a legante carbonatico si possono distinguere due tipi principali.

1) Il primo tipo è caratterizzato da una massa di fondo di calcite (o dolomite) a grana da finissima a grossolana nella quale galleggiano sparsi granuli di quarzo.

In alcuni casi il cemento o matrice carbonatica può essere primario e derivare dalla deposizione di fango carbonatico assieme ai granuli o dalla ricristallizzazione di frammenti detritici organici ed inorganici uniformemente mescolati coi granuli di quarzo.

Sovente questo tipo di struttura è però determinato dalla precipitazione in superficie, nei primissimi stadi della diagenesi, di cemento di origine vadosa. Jacka (1969) ha distinto tre stadi di cementazione vadosa che variano da una semplice deposizione di cemento con moderata separazione fra i granuli detritici originali, ad una abbondante precipitazione di cemento con granuli largamente separati e profondamente sostituiti.

Le strutture di queste arenarie sono pertanto determinate da due processi concomitanti: la separazione dei granuli in seguito alla deposizione del cemento e la più o meno intensa sostituzione degli stessi da parte del carbonato. In alcune di esse il processo di sostituzione è stato così accentuato che quasi tutto il quarzo è stato rimpiazzato dalla calcite determinando come prodotto finale un calcare sabbioso.

Altri esempi di cementazioni precoci con carbonati con o senza granuli galleggianti sono stati osservati sia in ambiente subaereo che in ambiente subacqueo. Friedman (1964) ha riscontrato che la cementazione di sottili livelli di sabbie recenti in Israele è determinata dalla dissoluzione di molluschi aragonitici seguita dalla immediata precipitazione di calcite.

Allen e altri (1969) hanno trovato nella piattaforma continentale della baia di Delaware arenarie recenti cementate da aragonite criptocristallina e fibrosa alla profondità di circa 80 m. In base all'esame degli isotopi del carbonio, che attribuiscono al cemento un'età più

antica (15600 anni circa) rispetto a quella (4400 anni circa) dei frammenti di Molluschi contenuti nelle arenarie stesse, gli autori hanno supposto che la cementazione sia avvenuta sul fondo marino e che sia stata causata dalla presenza del metano originatosi nelle adiacenti paludi sommerse.

2) Il secondo tipo di arenarie è rappresentato da granuli ben addensati e spesso compenetrati, cementati parzialmente o totalmente da carbonati. Il carbonato può costituire l'unico materiale cementante o parzialmente rimpiazzare leganti precedenti o riempire i vuoti non occupati da quest'ultimi.

Füchtbauer (1967) ha potuto stabilire che nei livelli a cemento carbonatico delle arenarie del « Dogger beta » (Sassonia) la cementazione è avvenuta alla profondità variabile da 600 a 1100 metri. Egli si è servito per questa determinazione del valore del « minus cement porosity » ⁽³⁾ di Heald (1956) e della curva che dà la riduzione di porosità con la profondità. Sovente la precipitazione del legante carbonatico è posteriore alla formazione del cemento quarzoso e avviene negli stadi intermedi o avanzati della diagenesi, come si può constatare dalla tabella 2 relativa ad alcuni esempi di paragenesi dei cementi.

Anche in questi ultimi casi la deposizione del cemento carbonatico è accompagnata dalla parziale sostituzione del quarzo di accrescimento secondario e dove il fenomeno è più accentuato anche dalla parziale sostituzione degli originari granuli quarzosi. Siever (1962) ritiene che l'aumento di temperatura sia il fattore che maggiormente controlla la precipitazione del cemento carbonatico e la solubilità del quarzo in profondità. Infatti esperimenti di laboratorio hanno dimostrato che importanti solubilità della silice si osservano solo per valori di $\text{pH} > 9$, che sono considerati estremamente rari in natura. Tuttavia l'esistenza di attuali processi di sostituzione quarzo-carbonati in arenarie superficiali in clima desertico suggerisce a Dapples l'idea che il processo sia soprattutto controllato da locali variazioni di pH , indirettamente causati da differenze di temperatura. Simile meccanismo potrebbe produrre analoghe sostituzioni anche in profondità.

⁽³⁾ Il « minus cement porosity » si determina aggiungendo il volume di cemento alla porosità misurata nel campione.

Il cemento dolomitico può precipitare direttamente dalle soluzioni interstiziali, ma vi sono casi in cui la dolomite ha sostituito un precedente legante calcitico (Dapples 1967).

Sostituzione di una matrice argillosa da parte di un cemento carbonatico è segnalata da Rusnak (1957). Il meccanismo di tale sostituzione non è chiaro ma Dapples suppone che alcuni minerali argillosi (illite e caolinite) sono flocculati dagli ioni Ca^{2+} e occupano meno spazio interstiziale permettendo che i pori così originatisi siano riempiti da carbonati.

III. - CEMENTO SOLFATICO.

Il cemento solfatico, piuttosto raro, è per lo più nettamente subordinato rispetto a quelli precedentemente descritti.

Esso è in genere rappresentato da anidride e in qualche raro caso da barite e celestite. Von Engelhard (1967) ritiene che la barite si formi in uno stadio molto avanzato della diagenesi. Detto stadio non apparterebbe però alla fase di seppellimento profondo delle arenarie, ma ad un successivo periodo di sollevamento. Infatti nel corso di quest'ultimo, acque profonde contenenti bario, si incontrerebbero con acque superficiali ricche di solfati, determinando la precipitazione della barite.

IV. - CEMENTO FERRUGINOSO.

Nelle arenarie cementate da ossidi di ferro si possono distinguere due gruppi: arenarie a supporto granulare con ossidi di ferro distribuiti nei pori e arenarie con granuli sparsi in una matrice di ossidi di ferro.

1) Nel primo gruppo gli ossidi di ferro possono esser depositi con le particelle detritiche durante la sedimentazione, oppure precipitati durante la diagenesi da soluzioni circolanti o prodotti dall'ossidazione di pirite, marcassite e siderite.

Il meccanismo della formazione del cemento ferroso in ambiente superficiale e in zone tropicali è stato illustrato da Millot (1964).

2) Il secondo gruppo di arenarie è caratterizzato da una massa di fondo di ossidi di ferro includenti sparsi granuli di quarzo spesso profondamente corrosi.

Secondo Carozzi (1960) è problematico stabilire la genesi di questo tipo di arenarie, ma la presenza di granuli di quarzo corrosi lascerebbe presumere che gli ossidi di ferro hanno sostituito un precedente cemento carbonatico. Un altro meccanismo per spiegare la corrosione dei granuli di quarzo deve esser tuttavia supposto, a parere dello scrivente, perchè in molti casi l'esistenza di un precedente legante carbonatico non sembra sostenibile.

Formazione di minerali autigeni.

La formazione di minerali autigeni è determinata dalle complesse variazioni dei fattori chimico-fisici (temperatura, pressione, pH, Eh, ecc.) che si verificano nel sedimento durante i vari stadi della diagenesi. Nonostante l'aumentato numero di ricerche in questi ultimi anni, ben poco ancora si conosce sulla associazione dei minerali autigeni nelle arenarie e sui meccanismi che ne controllano la genesi.

Qui di seguito ci si limita a segnalare la formazione di alcuni dei più comuni minerali autigeni in quanto la trattazione più completa dell'argomento esula dagli scopi di questa nota.

I. - FELDISPATI AUTIGENI.

La presenza di feldispatici autigeni nelle arenarie è nota da tempo, ma il meccanismo della loro origine è poco conosciuto.

Dapples (1967) ha recentemente segnalato nelle arenarie del Cambriano del Wisconsin un significativo esempio di formazione di feldispatici autigeni. Quest'ultimi, che in alcune località formano il 50% dei costituenti mineralogici, sono rappresentati da albite e ortoclasio e si presentano sotto tre diverse forme: *a*) come cemento fra i granuli di quarzo, *b*) come cristalli idiomorfi, *c*) come bordi di accrescimento attorno a granuli detritici ben arrotondati. La presenza di feldispatici autigeni che riempiono i pori intergranulari indicherebbe che non vi è stata sostituzione di un minerale con un altro, ma che il loro sviluppo dovrebbe esser attribuito a qualche meccanismo che ha determinato il trasporto e la precipitazione degli ioni nei pori. Anche se in teoria essi potrebbero derivare dalla completa sostituzione di feldispatici preesistenti, nessuna osservazione avvalorerebbe per ora questa ipotesi. Inol-

tre la storia geologica di queste arenarie indicherebbe che le modificazioni diagenetiche osservate sarebbero il risultato di reazioni chimiche a temperature non superiori a 100°C e a pressioni che non oltrepasserebbero le 300 atmosfere.

Feldispati autigeni, rappresentati da ortose, microclino e albite sono segnalati da Gilbert (1949) nelle arenarie feldispatiche del Terziario che costituiscono rocce serbatoio di campi petroliferi in California. Essi oltre che come bordi di accrescimento secondario attorno ad un nucleo detritico si presentano come cristalli idiomorfi nelle cavità o come individui anedrali fra gli stessi granuli detritici. La loro origine sembra pertanto dovuta al riempimento di cavità interstiziali.

Berg (1952) ha riscontrato nelle arenarie (che definisce « arenarie feldispaticizzate ») del Cambriano Superiore del Minnesota una abbondante formazione di feldispati autigeni (ortose) sia sotto forma di bordi di accrescimento secondario sia come cemento fra i granuli detritici. Egli ritiene che i minerali argillosi, originariamente depositi con il quarzo, fornirono probabilmente gran parte dell'allumina e della silice, mentre l'acqua del mare fornì il potassio.

Baskin (1956) sostiene che i feldispati autigeni da lui studiati che mostrano graduali passaggi a minerali argillosi, potrebbero avere una origine idrotermale nel senso più largo del termine.

Cummins (1962) afferma invece che i feldispati autigeni presenti nelle grovache da lui esaminate, richiederebbero per la loro formazione iniziali condizioni di metamorfismo.

Füchtbauer (1967) ha osservato che, nelle arenarie del Buntsandstein, l'albite costituisce un cemento, arealmente molto diffuso, anche se volumetricamente meno importante, nelle facies di bacino, mentre l'ortose si riscontra in corrispondenza di depositi fluviali.

Siever (1968) in una recente nota affronta il problema dell'origine dei feldispati autigeni in senso generale. Secondo l'autore la loro formazione è un processo inverso rispetto a quello dell'alterazione o idrolisi. In particolare i feldispati che sono stati trasformati in minerali argillosi durante i fenomeni di alterazione superficiale (o idrolisi) possono di nuovo formarsi dagli stessi minerali argillosi nel corso della diagenesi.

I fenomeni di alterazione e di neoformazione dei feldispati sono pertanto reversibili.

II. - MICHE AUTIGENE.

La formazione di miche autigene che Dapples (1967) definisce come stadio « phillomorphic » si osserva nelle arenarie con gli spazi intergranulari parzialmente o totalmente occupati da minerali argillosi.

La loro genesi è favorita dall'aumento di temperatura e pressione poichè il maggior sviluppo di miche secondarie si osserva nelle arenarie argillose interessate da intensi fenomeni di piegamento e profondamente sepolte. In genere la formazione di muscovite è più diffusa e frequente di quella di altre miche, sia perchè la sua struttura può derivare più facilmente dalla maggior parte di minerali argillosi, sia perchè essa è forse più stabile nelle comuni condizioni di seppellimento.

Altri tipi di minerali autigeni (biotite, clorite, glauconite) si formano di solito nelle arenarie a matrice argillosa. Si tratta di modificazioni diagenetiche piuttosto complesse il cui meccanismo non è sempre ben noto. Dapples (1967) ha analizzato in dettaglio questi processi e le relative associazioni mineralogiche che li caratterizzano, esaminando anche i fattori che controllano la loro genesi (pH, Eh, temperatura, pressione, composizione del sedimento originario). Qui di seguito ci si limita ad accennare ad alcune di dette modificazioni rimandando al suddetto autore ed ai lavori di Kossovskaja (1958), Füchtbauer (1967), Müller (1967) per maggiori e più approfondite informazioni sull'argomento.

a) minerali argillosi + quarzo + K \rightleftharpoons glauconite.

Questa reazione, riscontrata nella Lamotte Sandstone (Missouri), fu probabilmente favorita da un ambiente riducente e da un pH di ~ 8 . Nella stessa formazione, la parziale trasformazione glauconite \rightarrow clorite indicherebbe uno stadio più avanzato della diagenesi.

b) glauconite \rightleftharpoons muscovite + biotite.

In arenarie quarzose di piattaforma la glauconite è in associazione mineralogica con muscovite e biotite invece che con la clorite.

c) clorite + muscovite $\xrightleftharpoons[\text{ossidazione debole}]{\text{riduzione}}$ biotite.

muscovite + ematite $\xrightleftharpoons[\text{ossidazione forte}]{\text{riduzione}}$ biotite.

Queste reazioni sono state osservate nel Stockton Arcose (Triassico) della Pennsylvania.

Cloritizzazione della biotite al di sotto di 3400 è stata anche descritta da Sherp (1963) e alterazione della stessa in clorite e muscovite viene segnalata inoltre da Kossovskaja (1958).

d) Sherp (1963) ha osservato che nelle arenarie del Carbonifero attraversate dal pozzo Munsterland I (da 1800 a 5000 metri), i feldispati furono alterati in caolinite nella parte superiore mentre in quella inferiore essi furono trasformati in sericite. La prima di queste alterazioni viene interpretata come una modificazione in ambiente acido, mentre la seconda come una reazione in un ambiente leggermente alcalino.

Lo stesso autore segnala di aver trovato al di sotto di 5100 m. di profondità alcune fratture riempite con proclorite, albite e apatite. Questa associazione mineralogica nelle normali arenarie viene considerata come un indice di alto grado di diagenesi o di condizioni premetamorfiche.

Diagenesi dei minerali argillosi.

Alcuni minerali argillosi subiscono profonde modificazioni chimiche e mineralogiche nel corso dell'evoluzione diagenetica.

La montmorillonite durante il seppellimento profondo tende a trasformarsi in illite attraverso stadi intermedi di strati misti illite-montmorillonite (Waever 1959, Müller 1967). In senso più generale un'associazione paragenetica uniforme illite-clorite si origina da diversi minerali argillosi primari quando ci si avvicina al limite fra diagenesi e metamorfismo (Müller 1967).

Non è compito di questa nota trattare le complesse modificazioni chimiche e mineralogiche che avvengono durante i processi diagenetici dei minerali argillosi. Si intende solo sottolineare che alcune di esse si realizzano con liberazione di silice. Infatti le trasformazioni montmorillonite \rightarrow illite e caolinite \rightarrow clorite (+ illite) sono caratterizzate dalla formazione di larghe quantità di silice (Müller 1967, Von Engelhard 1967, Kossovskaja e Shutov 1958). Esse possono pertanto costituire una sorgente della silice che ha contribuito alla cementazione delle arenarie. Füchtbauer ha osservato nelle argille associate alle arenarie del « Dogger beta » che la clorite aumenta a spese della

caolinite con la profondità. Questa trasformazione avrebbe fornito parte della silice che ha cementato gli adiacenti banchi arenacei.

Risulta quindi evidente l'importanza di integrare lo studio mineralogico petrografico delle arenarie con l'esame delle modificazioni diagenetiche che possono avere interessato gli associati minerali argillosi.

Relazioni fra diagenesi e porosità.

Le relazioni tra diagenesi e porosità sono molto complesse in quanto dipendono dall'interazione di molti fattori che si sono succeduti e/o sovrapposti durante la storia geologica del sedimento. Inoltre esse richiederebbero non solo una trattazione singola per ogni deposito sabbioso, ma talora anche per le differenti aree di una stessa formazione in relazione alla diversa intensità, durata, successione dei processi diagenetici.

Per questi motivi e per il fatto che il meccanismo di molti processi non è ben conosciuto, l'esposizione seguente non potrà essere esauriente, ma schematica, esemplificativa e necessariamente provvisoria e incompleta.

In realtà si è solo tentato di mettere in risalto mediante alcuni esempi i principali fattori generali che, sulla scorta delle conoscenze attuali, sembrano maggiormente influire in modo positivo o negativo sulla distribuzione della porosità nel sottosuolo.

I. - CEMENTAZIONI PRECOCI (ANTERIORI ALLA COMPATTAZIONE).

Questo tipo di cementazioni è caratterizzato da una distribuzione irregolare e discontinua del materiale cementante.

Il cemento, che forma aureole e bordi di accrescimento attorno ai granuli, di solito riduce parzialmente e debolmente la porosità. Solo in alcune zone la precipitazione è così intensa da riempire completamente i pori e da separare i granuli.

Mancano dati quantitativi sulla riduzione di porosità operata da queste cementazioni precoci, a causa anche della loro irregolare distribuzione.

Si può tuttavia citare il caso segnalato da Waugh (1967) per le Penrith Sandstone, nelle quali la cementazione superficiale avrebbe ridotto la porosità del 70% (dal 24 al 7%).

II. - COMPATTAZIONE.

La compattazione secondo Füchtbauer (1967) può essere suddivisa in due tipi: *a*) compattazione meccanica determinata da un semplice assestamento fra i granuli; *b*) compattazione chimica («pressure solution») connessa con il seppellimento profondo e caratterizzata da compenetrazione e soluzione di silice nei punti di contatto tra i granuli. Evidentemente non esiste un limite netto fra le due, ma la distinzione può essere utilmente introdotta per scopi descrittivi.

a) *Compattazione meccanica.*

Durante la prima fase di seppellimento del sedimento sabbioso, se non si ha deposizione di cemento, la riduzione della porosità è determinata da un processo prevalentemente meccanico di assestamento e costipamento fra i granuli. Füchtbauer (1967), a proposito delle arenarie quarzose del «Dogger beta» afferma che nei primi 1000-1500 m. di profondità la compattazione meccanica è il principale fattore che riduce la porosità (Fig. 1).

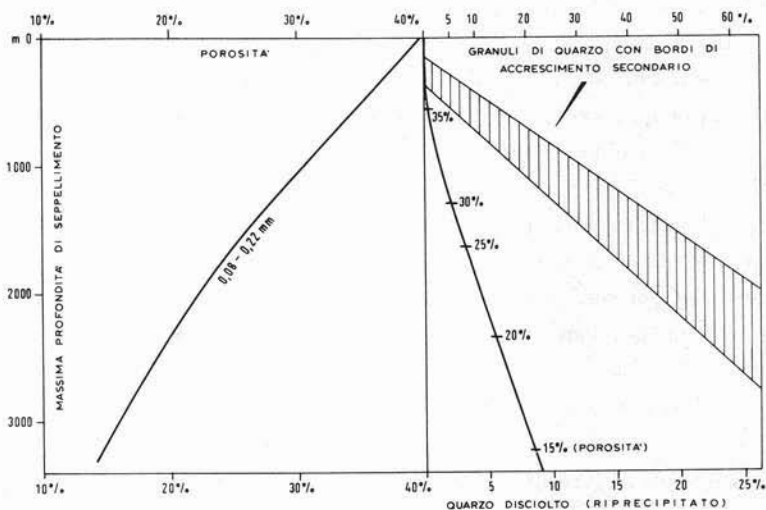


Fig. 1. — Sulla sinistra, curva della riduzione di porosità con la profondità. Sulla destra: (in alto) relazione fra profondità e percentuale di granuli di quarzo con bordi di accrescimento secondario e (in basso) curva esprime la relazione fra profondità e percentuale di quarzo disciolto. (Arenarie, «Dogger Beta»; Füchtbauer 1967).

Egli ha inoltre osservato che in questo intervallo, a parità di contenuto in argilla, le arenarie a grana fine sono più porose di quelle a grana grossa. Von Engelhard (1960) spiega la più alta porosità delle prime con il fatto che esse, avendo un più elevato numero di contatti tra i granuli, oppongono una maggior resistenza alla compattazione. Füchtbauer ritiene invece, in base ad alcune analisi per altro non conclusive, che l'arrotondamento dei granuli sia il fattore determinante. Esso, che è migliore nelle arenarie a grana grossa, faciliterebbe il costipamento fra i granuli e quindi la riduzione di porosità.

Evidentemente l'intervallo in cui prevale la compattazione meccanica varia e dipende da numerosi fattori connessi con gli eventi geologici che hanno interessato i sedimenti sabbiosi di un bacino sedimentario. Infatti sabbie ben costipate, ma senza evidenti tracce di « pressure solution » possono trovarsi nei depositi terziari ad alcune migliaia di metri di profondità.

b) *Compattazione chimica (« pressure solution »).*

Dopo un primo assestamento meccanico fra i granuli (che richiede piccole soluzioni nei punti di contatto) col progredire della compattazione aumenta la superficie di contatto dei granuli di quarzo e di conseguenza la quantità di silice disciolta.

La porosità tende quindi a ridursi per due fattori concomitanti: da una parte la compenetrazione fra i granuli (che diminuisce lo spazio originario fra i clasti quarzosi) dall'altra la deposizione di cemento che occlude i pori. Il fenomeno suddetto negli stadi più avanzati può portare alla formazione di quarziti nelle quali l'originaria porosità del sedimento sabbioso è stata completamente eliminata. In generale la porosità diminuisce con l'aumentare della compattazione chimica, ma la relazione è resa più complessa (come si vedrà più avanti) dalle caratteristiche del sedimento e dalla distribuzione irregolare della « pressure solution ». Il grado di compattazione chimica è messo in evidenza, dal punto di vista qualitativo, dai tipi di contatti fra i granuli che originariamente tangenziali divengono, con l'aumentare dell'intensità del fenomeno, progressivamente piani, concavo convessi e suturali.

Tentativi sono stati fatti da vari autori per misurare il grado di compattazione fra i granuli quarzosi (Kahn 1956, Griffith 1967).

Uno dei modi più semplici per esprimere il suddetto grado è rappresentato dalla formula di Kahn (1956)

$$Pp = \frac{q}{n} \times 100$$

dove q è il numero di contatti fra i granuli in una direzione trasversale e n il numero totale dei granuli lungo la stessa direzione. In teoria l'indice Pp varierebbe da 0 nelle sabbie con granuli non in contatto a 100 in arenarie in cui tutti i granuli sono in completo contatto.

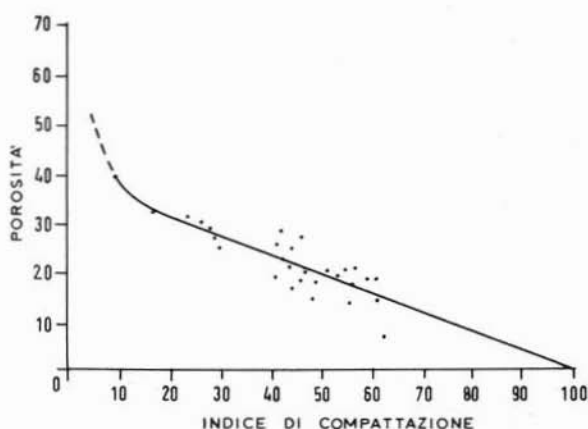


Fig. 2. — Relazione fra porosità e indice di compattazione (da Griffiths 1967).

Nelle fig. 2 è riportato un esempio di relazione fra indice di compattazione e porosità, relativo a campioni di sabbie e arenarie mineralizzate ad olio provenienti da orizzonti di età diversa (Eocene, Ordoviciano; Griffiths 1967). L'indice di compattazione è stato calcolato lungo quattro direzioni trasversali per ogni sezione sottile contando da 200 a 700 granuli, a seconda delle dimensioni dei granuli stessi. Si può constatare che vi è un discreto accordo fra i valori teorici rappresentati dalla curva e quelli misurati indicati dai punti.

Füchtbauer ha potuto accertare che la riduzione di porosità con la profondità nelle arenarie del « Dogger beta » (causata dalla « pressure solution ») è in relazione diretta con l'aumento di quarzo disciolto e con le percentuali di granuli con quarzo di accrescimento secondario (fig. 1).

In pratica la relazione fra porosità e compattazione chimica appare in genere molto più complessa.

Heald (1955) ha osservato nelle Peter Sandstones che le zone con scarsa « pressure solution » si presentano talora abbastanza porose e non sembrano aver ricevuto tutta la silice prodotta nelle vicine zone a intensa « pressure solution ».

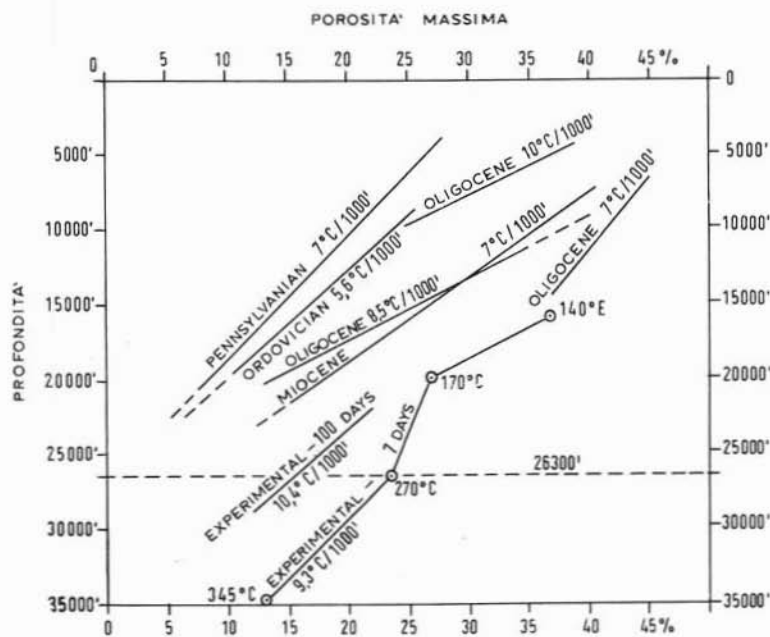


Fig. 3. — Curve delle relazioni fra porosità massima e profondità, relative a sedimenti di diverse età e con differenti gradienti geotermici. Sono indicati anche i risultati di prove sperimentali (da Maxwell 1964).

Anche il Thompson (1959) ha notato, nelle formazioni da lui studiate, che le zone, che conservano una certa porosità, corrispondono ai tratti con scarsa o ridotta « pressure solution » o non cementati. Queste anomalie nella distribuzione della porosità sono imputabili ai fattori, non ancora ben noti, che controllano la « pressure solution »; fattori che in alcuni tratti favoriscono questo fenomeno e che in altri lo ostacolano.

Inoltre la deposizione della silice prodotta dalla « pressure solution » sarebbe ostacolata in alcune zone dalla presenza di pellicole argillose (clorite, chamosite) o da altri fattori, favorendo così la conservazione di una certa quantità di porosità.

Uno studio generale sulla riduzione di porosità con la profondità in arenarie quarzose pulite (roccie serbatoio di campi petroliferi) di età variabile dall'Ordoviciano al Miocene è stato effettuato da Maxwell (1964). Il risultato di questo studio è schematizzato nella fig. 3 dove sono riportati anche dati relativi a ricerche sperimentali di laboratorio.

L'autore afferma che la riduzione della porosità iniziale è favorita dall'aumento della pressione dei sedimenti sovrastanti, dall'incremento di temperatura, dall'età più antica, dal movimento delle acque interstiziali o dalla presenza di matrice e cementi che riempiono i pori e che sono più facilmente deformabili del quarzo. Egli inoltre ritiene che fra tutti questi fattori la temperatura giochi un ruolo molto importante finora trascurato. Infatti in aree con alto gradiente geotermico la porosità tende ad essere minore di quella di arenarie simili situate in aree a basso gradiente geotermico. In generale arenarie più recenti hanno porosità maggiore di quelle più antiche a profondità equivalenti, ma la eventuale presenza di un alto gradiente geotermico nei depositi più recenti tende a capovolgere questa situazione.

D'altro canto fattori che tendono a conservare la porosità originaria sono: il gradiente geotermico più basso, l'età più recente, la presenza di acque interstiziali stagnanti, l'assenza di matrice e di altri minerali diversi dal quarzo e forse l'eccessiva pressione dei fluidi interstiziali.

III. - CEMENTAZIONI DURANTE IL SEPPELLIMENTO.

In questo paragrafo viene presa in considerazione l'influenza sulla porosità esercitata dalla precipitazione di cemento in profondità non legata alla compenetrazione dei granuli.

In alcune formazioni, come si può constatare dalla tabella della paragenesi dei cementi, altri tipi di materiali cementanti rappresentati per lo più da carbonati e solfati seguono la precipitazione del quarzo causata dalla « pressure solution ».

La deposizione di questi cementi durante il seppellimento profondo contribuisce a ridurre ulteriormente o ad occludere completamente i pori già parzialmente riempiti dal quarzo di accrescimento secondario. Questa riduzione è in funzione della quantità di materiale precipitato, della distribuzione più o meno uniforme e probabilmente della granulometria. Una relazione inversa fra porosità e quantità di cemento carbonatico è stata osservata nelle arenarie della formazione Collesano nel Campo di Gagliano (Novelli, Mattavelli 1967).

In altre formazioni i carbonati costituiscono l'unico cemento (talora associato a una certa quantità di matrice argillosa) come nel caso delle arenarie quarzoso glauconitiche eoceniche dei giacimenti di petrolio e gas di Bitkov e Dolina (URSS).

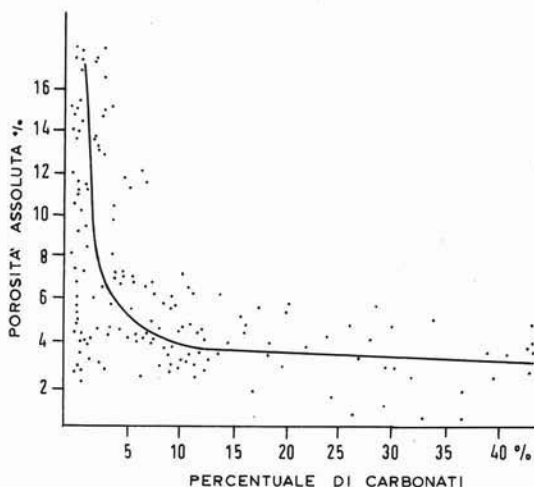


Fig. 4. — Curva esprime la relazione fra porosità e contenuto di carbonati nelle arenarie dei campi petroliferi di Bitkov e Dolina (da Ivanov e altri 1963).

La relazione fra porosità e quantità di carbonati presenti è riportata nella fig. 4. Un brusco aumento di porosità si osserva con la diminuzione dei carbonati dal 12% allo 0%, mentre lente variazioni della stessa si notano se i carbonati sono maggiori del 12%.

Nelle arenarie calcaree della Molassa Terziaria (Baunsteinschichten) Füchtbauer ha constatato che la porosità diminuisce con l'aumento della calcite, mentre è indipendente dal contenuto in dolomite. Quest'ultima infatti si presenta esclusivamente come granuli detritici.

IV. - GRANULOMETRIA.

Un parametro molto importante, che come si è accennato nei paragrafi precedenti, controlla la distribuzione della porosità nelle arenarie è rappresentato dalla granulometria. Esso influisce sia nei fenomeni di compattazione che nei processi di cementazione caratterizzati da una semplice aggiunta di cemento ai granuli detritici.

Nella compattazione meccanica le arenarie a grana fine conservano una maggior porosità di quelle a grana grossa. L'inverso si verifica nella compattazione chimica dove le arenarie a grana fine mostrano in genere un più accentuato grado di « pressure solution » di quelle a grana grossa e pertanto una maggior riduzione di porosità (Heald 1955, Weyl 1959, Novelli-Mattavelli 1967, Füchtbauer 1967).

Anche nel caso di una semplice aggiunta di cemento in sedimenti a diversa granulometria si può facilmente constatare che i livelli a grana fine sono molto più cementati e quindi meno porosi di quelli a grana grossa.

Nelle arenarie calcaree della Molassa Terziaria Füchtbauer (1967) ha constatato che la riduzione di porosità con la profondità è molto più pronunciata che nelle arenarie quarzose del Dogger Beta ed è nettamente controllata dalla granulometria in quanto le arenarie a grana grossa sono molto più porose di quelle a grana fine. Ciò si spiegherebbe col fatto che nelle prime i carbonati sono presenti sotto forma di grossi granuli detritici mentre nelle seconde essi costituiscono una fine matrice calcilutitica che è ricristallizzata riducendo la porosità.

Queste osservazioni risultano ulteriormente avvalorate dalle esperienze di laboratorio sulla cementazione di sabbie effettuate da Heald (1966). Egli ha dimostrato che il grado di cementazione è in funzione della superficie dei granuli e che inoltre la cementazione procede molto più rapidamente nelle sabbie con granuli a contorni angolosi. Risulta evidente, che nel rappresentare le curve che mettono in relazione la porosità con la profondità le caratteristiche granulometriche del sedimento non possono esser trascurate.

V. - ARGILLE COME MEMBRANE SEMIPERMEABILI.

Indipendentemente dalla granulometria la distribuzione del cemento e quindi della porosità in alcune arenarie nel sottosuolo non appare uniforme. In particolare si è osservato che la cementazione è

più intensa alla base e al top dei corpi sabbiosi in prossimità del contatto sabbie-argille. Fothergill (1955) attribuisce l'origine del cemento carbonatico delle Las Pasqua Sands al comportamento delle argille come membrane semipermeabili. Secondo l'autore, negli stadi più avanzati della diagenesi, la compattazione riduce notevolmente la permeabilità delle argille in modo tale che mentre l'acqua continua a passare, gli ioni e soprattutto quelli di maggiori dimensioni sono arrestati e si concentrano nella soluzione al di sotto del setto argilloso. Questo processo di selettiva concentrazione degli ioni determina la precipitazione dei rispettivi minerali quando nelle acque interstiziali essi superano i limiti di solubilità.

Von Engelhard (1967) sostiene che il comportamento delle argille come membrane semipermeabili è dimostrato sia da considerazioni teoriche che da prove sperimentali (Von Engelhard e Gaida 1963). Il fenomeno in generale spiega la supersaturazione delle soluzioni interstiziali nelle arenarie e la precipitazione di alcuni tipi di minerali come cementi. Esso determina un'intensa concentrazione di sostanze disciolte nelle arenarie situate in posizione di alto strutturale. Infatti la formazione di cemento siliceo è particolarmente intensa nelle arenarie del Dogger (Füchtbauer 1961) situate in corrispondenza degli alti strutturali immediatamente al di sotto della copertura argillosa.

Inoltre al comportamento delle argille come membrane semipermeabili si deve l'accumulo degli idrocarburi, che sono anch'essi prodotti della diagenesi allo stesso modo delle sostanze precipitate come cemento.

VI. - PRESENZA DI IDROCARBURI.

La formazione di accumuli di idrocarburi nel corso della diagenesi rappresenta un altro fattore che sembra influire sui processi di cementazione e quindi sulla porosità.

Infatti Füchtbauer (1967) attraverso dettagliate analisi petrografiche ha messo in risalto che nelle arenarie del Dogger beta il quarzo di accrescimento secondario è abbondante nei livelli situati in zone ad acqua, mentre è scarso nei livelli mineralizzati ad idrocarburi. La presenza di quest'ultimi ha ostacolato la prosecuzione dei processi diagenetici che si sono arrestati ad uno stadio precoce.

Utilizzando la curva che mette in relazione la percentuale dei granuli di quarzo con bordi di accrescimento secondario con la profondità, l'autore ha potuto stabilire che la migrazione è avvenuta alla profondità di circa 1000 m.

In altri livelli di arenarie, situate in zone impregnate d'acqua, egli ha riscontrato una percentuale molto bassa di quarzo di accrescimento secondario analoga a quella delle zone ad idrocarburi. In base a considerazioni di carattere geologico egli ha supposto che dette zone fossero impregnate ad olio fino al Terziario. L'acqua che ha rimpiazzato l'olio, non ha influenzato in modo apprezzabile la diagenesi del quarzo.

Questi esempi mettono in risalto come gli stadi della diagenesi del quarzo siano ostacolati dalla presenza degli idrocarburi, i quali favoriscono la conservazione della porosità. Inoltre detti stadi possono esser di fondamentale importanza nel ricostruire la migrazione dell'olio (Philipp e altri 1963).

Anche il Lowry (1956) sostiene che la conservazione di una certa quantità di porosità in arenarie quarzose a grande profondità può esser favorita dalla migrazione dell'olio, prima che esse abbiano subito un profondo seppellimento o siano state sottoposte a intense dislocazioni tettoniche.

VII. - DECEMENTAZIONE.

La decementazione, intesa in senso generale come fenomeno riguardante la dissoluzione dei minerali precipitati nei vacuoli delle arenarie, può originare in qualche caso una certa quantità di porosità secondaria.

Waldsmith (1941) sosteneva che la soluzione del cemento carbonatico in profondità, nelle arenarie delle Rocky Mountain, poteva esser causata dalla decomposizione di resti organici.

Nello studio petrografico delle arenarie della formazione Collesano, Novelli e Mattavelli (1967) hanno messo in risalto che una certa porosità secondaria è stata determinata dalla dissoluzione del cemento carbonatico. Il processo è stato attribuito al flusso di acque circolanti ricche di CO_2 durante la messa in posto degli idrocarburi. Anche la formazione di vacuoli in alcune quarziti viene attribuita alla dissoluzione del cemento carbonatico (decalcificazione) non sostituito dal quarzo (Carozzi 1960).

VIII. - PRESENZA DI MATRICE ARGILLOSA.

Una scarsa documentazione, come è già stato accennato, si trova nella letteratura circa le relazioni fra diagenesi e porosità nelle arenarie a matrice argillosa. Un significativo e interessante esempio, relativo alle arenarie del Carbonifero superiore della Germania settentrionale, è tuttavia riportato da Füchtbauer (1967). L'autore ha ricostruito, per queste arenarie, la variazione di porosità con la profondità per cinque diversi valori del mediano (da 0,1 mm. a 0,5 mm.) ed ha inoltre stabilito la relazione fra valore del mediano e contenuto in argilla. Egli ha potuto così accertare che solo le arenarie con mediano $\geq 0,5$ mm. presentano discreti valori di porosità le cui variazioni con la profondità sono analoghe a quelle delle arenarie quarzose pulite del « Dogger beta ». La spiegazione di questo fatto è fornita dal contenuto in argilla che è basso ($< 10\%$) nelle arenarie a grana grossa (mediano $\geq 0,5$ mm.), mentre è piuttosto elevato ($> 10\%$) in quelle a grana media e fine (mediano $< 0,5$ mm.). Se l'alto contenuto in argilla è in generale il fattore che maggiormente influisce sulla riduzione della porosità, è tuttavia interessante esaminare in dettaglio il comportamento dei vari modi con cui il materiale argilloso è presente nelle arenarie. In particolare l'argilla nelle arenarie può presentarsi:

- a) in strati nettamente separati;
- b) in noduli, veli, lenti relativamente ben separati dalle sabbie;
- c) uniformemente distribuita, sebbene solo negli spazi porosi;
- d) uniformemente distribuita ma inserita fra i granuli di sabbia (sottili pellicole e involucri, formatisi negli stadi iniziali della diagenesi).

La porosità non è influenzata dai tipi a) e b) mentre essa è in genere eliminata nel tipo c). In quest'ultimo la diminuzione di porosità corrisponde al volume dei nuovi minerali formatisi.

Nel tipo d), durante la diagenesi, la « pressure solution » si sviluppa dove i granuli di quarzo sono separati dalle sottili pellicole argillose o anche nei contatti quarzo-miche. E' interessante sottolineare che all'influenza negativa, esercitata nel complesso dall'argilla tipo d), sulla porosità si oppone il comportamento delle pellicole argillose

che tendono ad immunizzare i granuli di quarzo contro la deposizione del cemento siliceo (si veda anche Horn 1965; Pittman 1968). Il Füchtbauer ha l'impressione che, nelle arenarie micacee del Carbonifero, più silice è stata disciolta di quanto non se ne osservi negli spazi intergranulari.

Anche Pittman (1968) ha notato che nelle Spiro Sand (Oklahoma) spessi involucri di clorite attorno ai granuli preservano la porosità perchè la « pressure solution » è ostacolata e il quarzo di accrescimento secondario non si è depositato. Dove invece detti involucri sono sparsi, sottili o discontinui l'arenaria non è porosa a causa dello sviluppo della « pressure solution » e della formazione del quarzo di accrescimento secondario.

Conclusioni.

Le considerazioni più significative, precedentemente trattate, sui principali processi diagenetici e sui rapporti fra diagenesi e porosità nelle arenarie, possono esser così riassunte:

A) *Processi diagenetici.*

1) I fenomeni di ossidazione e riduzione, che in genere si sviluppano durante gli stadi iniziali della diagenesi sono caratterizzati dalla formazione di alcuni minerali autigeni. La pirite, talora associata ad altri solfuri è il tipico minerale delle zone riducenti; d'altro canto in alcune arenarie rosse l'associazione mineralogica rappresentata da illite-caolinite e ossidi di ferro si nota nelle zone ossidanti, mentre quella costituita da biotite, clorite, siderite e calcite si osserva nelle zone riducenti.

2) La cementazione, caratterizzata per lo più dalla precipitazione di silice e carbonati, può realizzarsi in fasi distinte corrispondenti a diversi stadi della diagenesi. Le cementazioni precoci o superficiali sono per lo più indicate dalle tipiche strutture a granuli non compatte, con contatti tangenziali o galleggianti nel materiale cementante. Esse possono esser determinate: *a*) da fenomeni di alterazione superficiale (idrolisi dei feldspati) come nel caso delle spesse e uniformi aureole di quarzo secondario che indicano la prima deposizione di silice nelle arenarie Cambro-Ordoviciane nel giacimento petrolifero di Hassi Messaoud (Cassan 1966); *b*) da circolazioni di acque vadose, in

clima arido, che precipitano i carbonati separando e talora sostituendo i clasti quarzosi (Jacka 1969); c) da precipitazione di aragonite sul fondo marino causata probabilmente dalla presenza di metano (Allen e altri 1969).

3) Più frequenti sono tuttavia le cementazioni che si verificano durante il progressivo seppellimento del sedimento, che possono sovrapporsi alle precedenti e che per lo più sono connesse con profonde penetrazioni fra i granuli.

Una delle più comuni sequenze paragenetiche dei cementi (tab. 2) è rappresentata dalla precipitazione del quarzo seguita da uno stadio più tardivo di deposizione di carbonati. Essa può essere attribuita, secondo Von Engelhard (1967), a cause generali che operano durante la subsidenza di sedimenti sabbiosi argillosi.

L'origine della silice, dove i granuli mostrano profonde penetrazioni, sarebbe dovuta, secondo gli autori, principalmente al fenomeno della « pressure solution ». Altre fonti di silice dove la penetrazione è scarsa o assente possono esser rappresentate da: a) trasformazione di minerali argillosi con liberazione di silice (ad esempio: montmorillonite → illite, caolinite → clorite); b) soluzione di organismi silicei contenuti nei sedimenti; c) dall'effetto del gradiente geotermico che determinerebbe la soluzione di silice in profondità e precipitazione della stessa in prossimità alla superficie.

La successiva precipitazione del cemento carbonatico, sarebbe invece causata dal fatto che le soluzioni interstiziali divengono più alcaline con la profondità e più ricche di ioni di calcio e di magnesio.

4) I più comuni minerali autigeni nelle arenarie sono i feldispati e le miche che caratterizzano in genere gli stadi più avanzati della diagenesi; tuttavia la segnalazione di altri minerali (tormaline e zirconi) diviene più frequente col progredire delle ricerche. La loro formazione più che per l'influenza sulle caratteristiche petrofisiche è importante per definire gli stadi della diagenesi. Inoltre la neoformazione di questi minerali, talora in quantità rilevanti, pone (assieme al processo inverso rappresentato dalle soluzioni intrastratali) a volte grossi problemi per quanto riguarda la classificazione e l'interpretazione dell'ambiente sedimentario delle arenarie.

5) Molti problemi rimangono tuttora aperti nel campo della diagenesi delle arenarie, nonostante i progressi degli ultimi anni. In-

fatti non sono ancora ben noti i meccanismi di alcuni processi: ad esempio di quelli riguardanti la « pressure solution », la sostituzione di precedenti minerali interstiziali (silice \rightarrow argilla; carbonati \rightarrow argilla), alcune complesse modificazioni dei minerali argillosi e la genesi di molti minerali autigeni. Inoltre molto lavoro rimane da fare soprattutto per definire le associazioni di minerali autigeni che permettano un migliore riconoscimento e una migliore caratterizzazione dei vari stadi della diagenesi.

B) *Relazioni fra diagenesi e porosità.*

1) La riduzione di porosità nelle cementazioni precoci è estremamente variabile a causa delle irregolari precipitazioni del cemento. Infatti arenarie molto porose possono ritrovarsi accanto ad arenarie compatte con totale eliminazione dei pori intergranulari.

2) Nel primo periodo del seppellimento la porosità diminuisce in seguito ad un processo prevalentemente meccanico di assestamento e costipamento fra i granuli: « compattazione meccanica ». Con l'aumentare della profondità predomina invece la compattazione chimica o « pressure solution » che tende a ridurre la porosità per l'effetto concomitante della compenetrazione tra i granuli e della precipitazione di cemento. Interessanti tentativi per valutare quantitativamente questo fenomeno in una formazione arenacea possono esser rappresentati dalle relazioni fra indice di compattazione e porosità (fig. 2), fra profondità e quantità di cemento siliceo disciolto e riprecipitato e fra profondità e percentuali di granuli con aureole di quarzo secondario (fig. 1). Inoltre la determinazione del « minus cement porosity » di Heald (1956) assieme alle relazioni precedenti può esser utile per valutare la profondità alla quale si è avuta la precipitazione di cemento o in qualche caso la migrazione degli idrocarburi. La situazione è resa tuttavia più complessa dalla irregolare distribuzione delle « pressure solution » e dalla successiva precipitazione del cemento carbonatico o solfatico che tendono a ridurre ulteriormente e irregolarmente gli spazi porosi già parzialmente oclusi dal quarzo.

3) Uno studio statistico di arenarie principalmente quarzose, prive di argilla, di età variabile dall'Ordoviciano al Miocene (Nord America) ha messo in risalto che la riduzione della porosità è favorita dalla

pressione dei sedimenti sovrastanti, dall'età più antica, dal maggior movimento delle acque interstiziali e dal più elevato gradiente geotermico. A parità degli altri fattori quest'ultimo gioca un ruolo predominante in quanto aree ad elevato gradiente geotermico sono meno favorevoli alla conservazione della porosità (Maxwell 1964).

4) Oltre questi fattori di carattere generale, altri parametri locali connessi con le caratteristiche del sedimento e con la sua posizione strutturale hanno spesso una notevole influenza sulla distribuzione della porosità. Infatti arenarie a grana fine sono in genere meno porose di quelle a grana grossa, per la presenza nelle prime di una maggior cementazione o di più intensi fenomeni di « pressure solution ». Inoltre banchi di arenarie situate in prossimità dei contatti sabbie-argille risultano talora meno porosi in seguito ad una più intensa precipitazione di cemento determinata dal comportamento delle argille come membrane semipermeabili. D'altro canto è dimostrato che la migrazione degli idrocarburi negli stadi precoci della diagenesi ostacola i fenomeni di cementazione e favorisce la conservazione della porosità.

In particolari condizioni una certa quantità di porosità secondaria può esser originata da processi di decementazione. In alcuni casi la presenza di sottili pellicole argillose (clorite e chamosite) attorno ai granuli di quarzo ostacola la formazione delle aureole di quarzo secondario e favorisce pertanto la conservazione della porosità.

5) Le relazioni fra diagenesi e porosità sopracitate sono evidentemente delle esemplificazioni e delle generalizzazioni. In natura la situazione è molto più complessa in quanto in una stessa formazione arenacea si possono riscontrare caratteristiche petrofisiche diverse, anche in zone abbastanza vicine in relazione alla diversa successione, intensità e durata dei processi diagenetici.

Un altro limite del presente studio è rappresentato dal fatto che le considerazioni suddette riguardano depositi sabbiosi costituiti principalmente da quarzo e privi di matrice argillosa.

Rimane ancora da accertare, attraverso una casistica più ampia l'influenza esercitata sulla porosità dal tipo e modo di distribuirsi del materiale argilloso e dalla presenza di abbondanti granuli diversi dal quarzo.

* * *

Dalle considerazioni suprariportate risulta evidente che lo studio dei processi diagenetici e dei rapporti fra diagenesi e porosità richieda l'impiego di accurate analisi, condotte con criteri statistici e basate non solo sulla composizione mineralogica dei costituenti, ma anche sulla valutazione qualitativa o quantitativa di altri elementi quali: tipo di contatto fra i granuli, paragenesi dei cementi, tipo e modificazioni dei minerali argillosi, associazione di minerali autigeni, comportamento delle argille come membrane semipermeabili, composizione delle soluzioni interstiziali sia nelle arenarie che nelle argille ecc.

Infine si vuol sottolineare il contributo che lo studio delle relazioni fra diagenesi e porosità può dare alla ricerca applicata. Infatti esso può fornire preziose indicazioni, sia nelle ricerche profonde di idrocarburi per valutare la possibile presenza di porosità utile in formazioni di cui si conoscano già alcune caratteristiche, sia per risolvere problemi di coltivazione di giacimenti connessi con una non omogenea distribuzione della porosità nel sottosuolo.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN R. C. et al. (1969) - *Aragonite cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay: submarine lithification mechanism yields product resembling beachrock*. Jour. Sed. Petrology, vol. 39, n. 1, pp. 136-149.
- BAAS BECKING I. G. M., KAPLAN I. R. and MOORE D. (1960) - *Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials*. J. Geol., 68, pp. 243-284.
- BASKIN Y. (1956) - *A study of authigenic feldspars*. J. Geol., 64, pp. 132-155.
- BERG R. R. (1952) - *Feldspathized sandstone*. Jour. Sed. Petrology, 22, pp. 221-223.
- CAROZZI A. V. (1960) - *Microscopic Sedimentary Petrology*. Wiley, New York, 485 pp.
- CASSAN J. et LUCAS J. (1966) - *La diagenèse des grès argileux d'Hassi Messaoud (Sahara): silicification et dickitisation*. Bull. Serv. Geol. Als. Lorr., 19, 3-4, pp. 241-253.
- CAYEUX L. (1929) - *Les Roches Sédimentaires de France; Roches silicieuses*. Masson, Paris, 774 pp.
- CUMMINS W. A. (1962) - *The greywacke problem*. Liverpool Manchester Geol. J., 3, pp. 51-72.

- DAPPLES E. C. (1959) - *The behavior in diagenesis. In: Silica in Sediments.* Soc. Econ. Paleon. Miner, Spec. Publ., 7, pp. 36-55.
- DAPPLES E. C. (1962) - *Stage of diagenesis in the development of sandstones.* Bull. Geol. Soc. Am., 73, pp. 913-934.
- DAPPLES E. C. (1967) - *Diagenesis of sandstones. In: G. Larsen and G. V. Chilingar (Editors). Diagenesis in Sediments.* Elsevier, Amsterdam, pp. 91-125.
- DAPPLES E. C. a) (1967) - *Significant diagenetic modifications in Cambrian Quartzose Sandstones of Wisconsin, USA.* 7th Inter.; Sediment. Congress, Great Britain.
- FAIRBRIDGE R. W. (1967) - *Phases of diagenesis and authigenesis. In: G. Larsen and G. V. Chilingar (Editors). Diagenesis in Sediments.* Elsevier, Amsterdam, pp. 19-88.
- FOTHERGILL C. A. (1955) - *The cementation of oil reservoir sands and its origin.* World Petrol. Congr., Proc., 4th, Rome, 1955, Sect. I, pp. 301-314.
- FRIEDMAN G. M. (1954) - *Miocene orthoquartzite from New Jersey.* J. Sediment. Petrol., 24, pp. 235-242.
- FRIEDMAN G. M. (1964) - *Early diagenesis and lithification of carbonate sediments.* J. Sediment. Petrol., 34, pp. 777-813.
- FRYE J. G. and SWINEFORD A. (1946) - *Silicified rock in Ogallala Formation.* Kansas Geol. Surv. Bull. 64, pp. 33-76.
- FÜCHTBAUER H. (1967) - *Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity.* World Petrol. Congr., Proc., 7th Mexico, 1967, 2, pp. 353-369.
- FYFE W. S. et al. (1958) - *Metamorphic reaction and metamorphic facies.* Geol. Soc. Am., Mem., 73, 259 pp.
- GILBERT G. M. (1949) - *Cementation of some California Tertiary reservoir sands.* Jour. Geology, vol. 57, pp. 1-17.
- GOVINDA RAJULU and NAGARAJA H. R. (1969) - *Authigenic tourmalines from the Lower Kaladgi Sandstones Jamkhandi, Mysore State (India).* J. Sediment. Petrol., vol. 39, pp. 391-394.
- GRIFFITHS J. G. (1967) - *Scientific method in analysis of sediments.* Mac Grow-Hill, 508 pp.
- HEALD M. T. (1955) - *Stylolites in sandstones.* J. Geol., 63, pp. 101-114.
- HEALD M. T. (1956) - *Cementation of Simpson and St. Peter Sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri.* Jour. Geol., vol. 64, n. 1; pp. 16-30.
- HEALD M. T. et al. (1962) - *Origin of interstitial porosity in the Oriskany sandstone of Kanawha County, West Virginia.* Jour. Sediment. Petrol., vol. 32, n. 3, pp. 514-519.
- HEALD M. T. and RENTON J. J. (1966) - *Experimental study of sandstone cementation.* Jour. Sediment. Petrol., vol. 36, pp. 977-991.
- HORN D. (1965) - *Diagenese und Porosität des Dogger beta - Hauptsandsteines in den Ölfeldern Plon-Ost und Preetz.* Erdöl und Kohle etc, 18, pp. 249-255.
- IVANOV K. and MARUKHNYAK N. I. (1963) - *Reservoir properties of rocks of fields of the Cis - Carpatian Forlënd Downwarp.* «Geologiya Nefti i Gaza» Published in Petroleum Geology, August 1968.
- JACKA A. D. (1969) - *Observation on sandstone cementation.* Am. Ass. Petr. Geologists Bull., 53, 208 (Abstract).

- KAHN J. S. (1956) - *The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments, 1. On the measurement of packing in sandstones, 2. The distribution of the packing measurements and an example of packing analysis.* J. Geol., 64, pp. 385-395; pp. 578-606.
- KOSSOWSKAIA A. G. and SHUTOV V. D. (1958) - *Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and geosynclinal regions.* Ecl. Geol. Helvet., 51, pp. 656-666.
- KRUMBEIN W. C. and GARRELS R. M. (1952) - *Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials.* J. Geol., 60, pp. 1-33.
- LARSEN G. and CHILINGAR G. V. (1967) - *Introduction.* In G. Larsen and G. V. Chilingar (Editors). *Diagenesis in Sediments.* Elsevier, Amsterdam, pp. 1-17.
- LOWRY W. D. (1956) - *Factors in loss of porosity by quartzose sandstones of Virginia.* Bull. Am. Ass. Petr. Geol., vol. 40, n. 3, pp. 489-500.
- MAXWEL J. C. (1964) - *Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone.* Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 48, pp. 697-709.
- MILLER JR. D. N. (1957) - *Authigenic biotite in spheroidal reduction spots, Pierce Canyon red beds, Texas and New Mexico.* Jour. Sediment. Petrol., 27, pp. 177-181.
- MILLOT G. (1964) - *Géologie des Argiles.* Masson, Paris, 499 pp.
- MÜLLER G. (1967) - *Diagenesis in argillaceous sediments.* In: G. Larsen and G. V. Chilingar (Editors). *Diagenesis in Sediments.* Elsevier, Amsterdam, pp. 127-177.
- MÜLLER-FEUGA R. (1952) - *Contribution à l'étude de la géologie, de la pétrographie et des ressources hydrauliques et minérales du Fezzan.* Thèse Sci. Nancy et Mem. 12 des Ann. Min. et Geol. Tunisie (1954).
- NOVELLI L. e MATTAVELLI L. (1967) - *Fenomeni diagenetici in livelli di arenarie della formazione « Collesano » (Sicilia).* Rend. Soc. Min. Italiana, XXIII, pp. 333-350.
- OGNIBEN L. (1964) - *Arenarie tipo Tavayannaz in Sicilia.* Geologica Romana, vol. III, pp. 125-169.
- PETTIJOHN F. J. (1957) - *Sedimentary rocks.* Harper & Brothers, New York, II ed., 718 pp.
- PHILIPP W., DRONG H. J. et al. (1963) - *The history of migration in the Gifhorn trough.* 6th. World Petroleum Congr., Frankfurt 1963, Sec. I, pp. 19, pp. 457-481.
- PITTMAN E. D. and LUMSDEN N. D. (1968) - *Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity, Spiro Sand, Oklahoma.* J. Sediment. Petrol., vol. 38, pp. 668-670.
- RADIER H. (1957) - *Le Précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas. Le bassin crétacé et tertiaire de Gao. Contribution à l'étude géologique du Soudan Oriental.* Thèse Sci. Strasbourg et Bull. Serv. Géol. Prosp. Min. AOF, 1959, 26, 556 pp.
- RUSNAK G. A. (1957) - *A fabric and petrology study of the Pleasantview sandstone.* J. Sediment. Petrol., 27, pp. 41-55.

- SIEVER R. (1959) - *Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. Silica in sediments*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., 7, pp. 55-79.
- SIEVER R. (1962) - *Silica solubility 0-200°C and the diagenesis of siliceous sediments*. J. Geol., 70, pp. 137-151.
- SIEVER R. (1968) - *Sedimentological consequences of steady state ocean-atmosphere*. Sedimentology, II, pp. 5-29.
- SKOLNICK H. (1965) - *Quarzite problem*. J. Sediment. Petrol., vol. 35, pp. 12-21.
- SOUGY J. (1959) - *Les formations Crétacées du Zemmour Noir (Mauritanie septentrionale)*. Bull. Soc. Géol. Fr. I, pp. 166-182.
- STRAKHOV N. M. (1953) - *Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore formation*. Yzv. Akad. Nauk S.S.S.R., Serv. Geol., 5, pp. 12-49.
- SWINEFORD A. and FRANK P. G. (1959) - *Opal in Ogallala Formation in Kansas - Silica in Sediments*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ. 7, pp. 111-121.
- THOMPSON A. (1959) - *Pressure solution and porosity - Silica in sediments*. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 7, pp. 92-110.
- TRURNIT P. (1967) - *Pressure solution phenomena in detrital rocks*. Sediment. Geol., 2, pp. 89-114.
- VON ENGELHARDT W. (1960) - *Der Porenraum der Sedimente*. Springer Berlin, 207 pp.
- VON ENGELHARDT W. and GAIDA K. H. (1963) - *Concentration changes of pore solutions during the compaction of clay sediments*. J. Sediment. Petrol., 33, pp. 919-930.
- VON ENGELHARDT W. (1967) - *Interstitial solution and diagenesis in sediments*. In: G. Larsen and G. V. Chilingar (Editors) *Diagenesis in Sediments*. Elsevier, Amsterdam; pp. 503-521.
- WEAVER CH. E. (1959) - *The clay petrology of sediments*. Clays Clay Minerals, Proc. Nat. Conf. Clays Clay Minerals, 6, pp. 154-187.
- WALDSCHMIDT W. A. (1941) - *Cementing material in sandstones and their probable influence on the migration and accumulation of oil and gas*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 25, pp. 1839-1879.
- WALKER TH. R. (1962) - *Reversible nature of chert-carbonate replacement in sedimentary rocks*. Bull. Geol. Soc. Am., 73, pp. 237-242.
- WALTHER J. (1894) - *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*. Fischer, Jena, 1055 pp.
- WAUGH B. (1967) - *Silica diagenesis in eolian sandstones*. 7th International Sediment. Congress., Great Britain.
- WEYL P. K. (1959) - *Pressure solution and the force of crystallization - a phenomenological theory*. J. Geophys. Res., 64, pp. 2001-2025.