

ALCUNE CONSIDERAZIONI SUI PARAMETRI DI VELOCITA' DELLE ONDE DI COMPRESSIONE E DI TAGLIO NEI POROUS MEDIA

INDICE

ABSTRACT

RIASSUNTO	pag.	51
ABSTRACT	"	51
PREMESSA	"	51
VELOCITA' DELLE ONDE COMPRESSIONALI	"	52
Velocità delle onde compressionali nelle rocce	"	52
Velocità delle onde compressionali nei sedimenti incoerenti	"	53
Velocità delle onde compressionali in litotipi insaturi (rocce)	"	56
Velocità delle onde compressionali in litotipi insaturi (sedimenti incoerenti)	"	56
ONDE TRASVERSALI	"	59
Alcune considerazioni	"	60
MODULI ELASTICI	"	64
Coefficiente di Poisson	"	64
Modulo di Bulk (o di compressibilità)	"	64
Modulo di Young	"	64
Modulo di rigidità	"	64
Rapporto V_p/V_s	"	64
CONCLUSIONI	"	65
LISTA DEI SIMBOLI	"	66
APPENDICE A	"	67
BIBLIOGRAFIA	"	68

This study represents a review of the behavior of P and S waves in porous media. The parameters influencing velocity variations in the presence of two solid phases; a liquid and solid phase; and a solid, liquid, and gaseous phase, are considered. In addition the velocity in the presence of rigid and non-consolidated matrices is analyzed. All of these parameters are then related to the behavior of samples at atmospheric pressure, high pressure, and as a function of temperature. An analysis of the theories which should take into account the velocity parameters is conducted in relation to the experimental data obtained by various authors. Moreover, the real significance of these parameters in connection with the characteristics of porous media and the problems encountered in trying to correlate these parameters is discussed. Finally, it is shown how the proper utilization of the velocity parameters can reduce the uncertainty connected with the correlation of geophysical parameters with porous media characteristics.

PAROLE CHIAVE: Onde compressionali, onde trasversali, porous media, moduli elastici, velocità, pressione, temperatura, porosità saturazione, grado di accoppiamento.

KEY WORDS: Compressional-wave, shear-wave, porous media, elastic moduls, velocity, pressure, temperature, porosity, saturation, coupling.

RIASSUNTO

PREMESSA

Il presente lavoro rappresenta un excursus sul comportamento delle velocità delle onde P e S nei porous media. Vengono focalizzati i parametri che influenzano le variazioni di velocità nei casi di coesistenza di una fase liquida e una solida, coesistenza delle tre fasi solida, liquida e gassosa. Si analizzano inoltre il parametro velocità in presenza di matrici rigide ed incoerenti. Questi parametri vengono altresì messi in relazione al comportamento dei campioni a pressione atmosferica ed a pressioni più elevate ed al variare della temperatura. Un'analisi delle teorie che dovrebbero inquadrare il comportamento dei parametri di velocità viene effettuata in rapporto ai dati sperimentali ottenuti da vari Autori. Viene infine affrontata la questione del significato concreto di questi parametri per la determinazione delle caratteristiche dei porous media, dei problemi connessi con questi tentativi di associare detti parametri, e viene evidenziato come talora utilizzando opportunamente questi valori di velocità si possa ridurre l'incertezza connessa con l'associazione parametri geofisici-caratteristiche dei porous media.

L'Istituto di Geologia dell'Università di Camerino, da lungo tempo, ha intrapreso una serie di ricerche sulla dinamica dei versanti iniziata nell'ambito del Progetto Finalizzato "Conservazione del Suolo" Sottoprogetto Fenomeni Franosi ed ancora attualmente in corso. Le metodologie geofisiche sono state applicate intensivamente in queste ricerche. Soprattutto la sismica a rifrazione ha fornito una serie di dati estremamente utili sebbene alcuni dei valori di velocità ottenuti nei primi metri sotto il piano di campagna si siano rivelati anomali rispetto a quelli che risultano tipici di prospezione più profonde.

In particolare modo alcuni dati ci hanno posto problemi circa la loro effettiva validità poiché non risultavano conformi all'opinione corrente sull'argomento.

I risultati che ci hanno creato motivo di perplessità possono essere così schematizzati:

- a) Valori di velocità delle onde compressionali, (V_p) nei primissimi metri, inferiore alla velocità dell'aria.
- b) Valori di velocità delle onde compressionali, sotto il piano di falda, inferiore alla velocità dell'acqua.

(*)Istituto per la Geofisica della Litosfera C.N.R. Milano (Opera presso L'Istituto di Geologia Università di Camerino)

(**)Istituto di Geologia dell'Università di Camerino

- c) Valori di attenuazione delle onde trasversali (V_s) inferiori a quelli delle onde compressionali relative.
- d) Dromocrone in V_s che segnalano l'orizzonte piú compatto (*bed-rock*) a profondità di regola maggiore di quello ricavato dall'interpretazione delle dromocrone in V_p .
- e) Generale non coincidenza, in relazione ai livelli di copertura, del numero degli strati rilevabili con l'uso dell V_p (piú numerosi) rispetto a quelli segnalati dalle V_s .
- f) Moduli di Poisson inferiori a 0,1 e superiori a 0,48.
- g) Ridotti cambiamenti di caratteristiche litologico-tecniche per sedimenti che presentano variazioni di velocità delle onde compressionali da 300 a 1700 m/sec.

Esempi di dati "anomali" appaiono nei lavori di CHERUBINI et alii (1983) e SIGNANINI (1984) inoltre la Fig. 1 ci mostra un esempio di quanto osservato. Per chiarire i quesiti connessi con le voci sopra riportate è stata svolta una ricerca bibliografica relativa ai valori di velocità (V_p e V_s) nei porous media ed alle attenuazioni di queste onde nei suddetti mezzi. Il presente lavoro riporta esclusivamente i risultati ottenuti sul primo tema della ricerca cioè sul comportamento delle V_p e V_s sia in relazione a sedimenti non consolidati che a rocce.

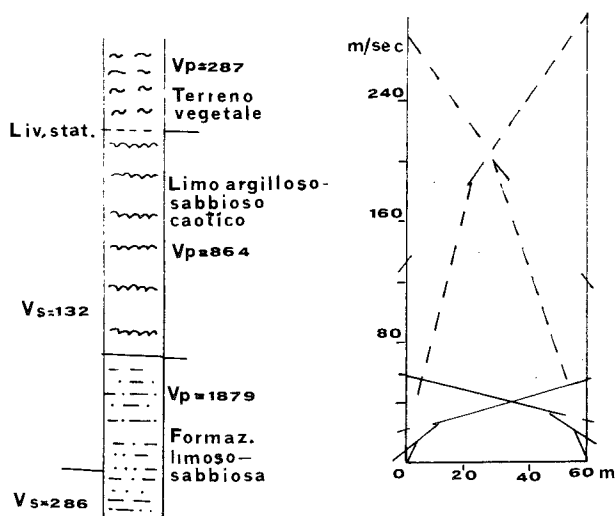


Fig. 1 - Dromocrone in V_s ed in V_p e relativa interpretazione tarata su un sondaggio meccanico.

In entrambi i casi vengono analizzati i parametri che influiscono sulle velocità e si tenta di fornire un quadro dei valori di V_p e V_s che ci si possono attendere per livelli superficiali sia subaerei che sottomarini, sia per livelli piú profondi.

Nella selezione delle pubblicazioni considerate è stata fatta particolare attenzione nella scelta di quei lavori sperimentali che contemplassero l'utilizzo di basse frequenze per non incorrere in quei problemi di dispersione e di non linearità tipici delle frequenze piú elevate (WINKLER & NUR 1982, WILLIE, GARDNER, GREGORY 1962). Inoltre è stato tenuto conto, per

quanto possibile, dei problemi connessi con il grado di deformazione subito dai porous media nelle prove sperimentali.

VELOCITA' DELLE ONDE COMPRESSIONALI

Il problema delle velocità delle onde compressionali nei porous media è stato affrontato da vari Autori con diverse metodologie ed esattamente: metodo statistico, metodo analitico e metodo sperimentale.

Il lavoro piú noto che ha utilizzato il metodo statistico è quello di FAUST 1950 in cui sono stati studiati mediante il metodo down-hole 330.000 metri di pozzi terebrati in formazioni arenacee, argillitiche-shale e calcaree di età comprese tra il Terziario e L'Ordoviciano.

L'Autore, a mezzo di queste misure, ha proposto la seguente equazione che mette in relazione la velocità alla profondità del sedimento ed al periodo di formazione:

$$V = 125.3 (Z T)^{1/6} \quad (1)$$

dove V è la velocità (V_p) espressa in piedi

Z è la profondità espressa in piedi

T è l'età espressa in anni

Questa equazione risulta, secondo l'Autore, approssimare abbastanza bene il comportamento delle arenarie e delle argilliti mentre non risulta cosí bene applicabile nel caso di rocce carbonatiche. La Fig. 2 mostra come l'equazione 1 ben approssimi i dati sperimentali, se ne dovrebbe dedurre pertanto che rappresentando le restanti variabili (componente mineralogica, tessitura ecc.) gli "scatterings", esse non giocano un ruolo determinante.

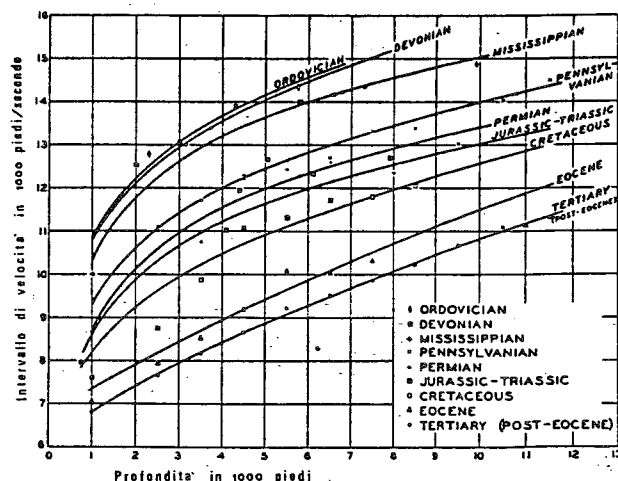


Fig. 2 - Intervalli di velocità ($\Delta Z/\Delta T$) in rapporto alla profondità Z per gruppi di rocce aventi la stessa età.

I lavori che verranno presi ora in considerazione saranno d'ora innanzi quelli condotti mediante metodi sperimentali ed analitici.

Velocità delle onde compressionali nelle rocce

Nei primi lavori sperimentali eseguiti dai vari Autori (SHUMWY 1958, WYLLIE, GREGORY, GARDNER, 1956, 1958) su rocce (calcari, dolomie, argilliti, arena-

rie) venivano ricercate principalmente delle correlazioni tra velocità, porosità e pressione in relazione a litotipi "dry" o saturati al 100%.

Già precedentemente era stato notato (WOOD, 1930) che talora le velocità dei porous media erano re- labili alla media delle velocità dei singoli costituenti.

WYLLIE et alii, nel 1956 produssero un lavoro in cui si postulava che la velocità nelle rocce dipendesse principalmente da pressione, porosità cementazione, saturazione, temperatura e direzione secondo l'anisotropia e ricavava sperimentalmente una legge di velocità correlabile alle velocità dei costituenti secondo la seguente equazione:

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{V_1} + \frac{1-\Phi}{V_2} \quad (2)$$

Questa equazione è nota come l'equazione n.1 di WYLLIE et alii o del "time-average".

Gli Autori mediante una pila di dischetti di alluminio alternati a lucite (roccia sintetica composta di Al_2O_3 alla quale si poteva far assumere valori di porosità tra il 17 e il 66%) ricavarono valori di velocità che indicavano la validità di detta equazione. Analoghi risultati erano ottenuti da HICKS & BERRY 1956 relativamente a campioni di arenarie saturate in acqua e sottoposte a 340 atm. (Fig. 3).

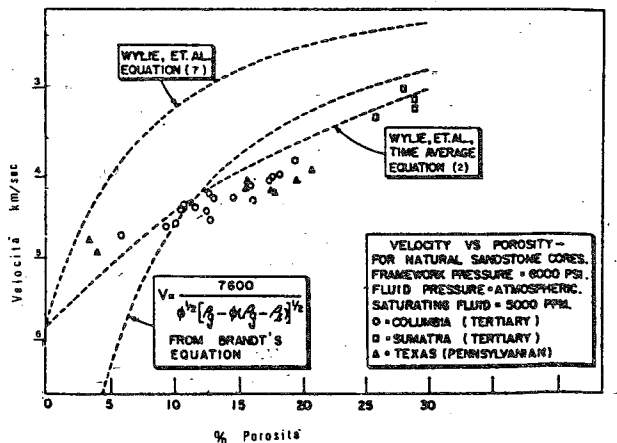


Fig. 3 - Misure di laboratorio su un numero di arenarie di tre zone che mostrano la velocità in funzione della porosità.

Il tentativo di utilizzare questa equazione su campioni di arenarie e calcari a pressione ambiente sono riportati in Fig. 4 e Fig. 5.

Si può notare in Fig. 4 come l'equazione n. 2 (time-average) non approssimi i dati relativi ad arenarie a pressione ambiente, mentre risulta valida relativamente ai medesimi campioni sottoposti a pressioni sia di tipo orientate che uniformi. Anche la Fig. 5 che si riferisce a campioni di calcare a pressione ambiente non presenta una valida relazione dati sperimentali - equazione n. 2.

Influenza della pressione - Rocce

Dall'analisi di quanto detto si vede come la pressione giochi un ruolo importante. Questo problema è stato sperimentalmente affrontato da diversi Autori

GARDNER, WYLLIE, DROSHAK, 1965; GREGORY 1976; HICHS & BERRY, 1956; HUGHES & CROSS, 1951; HUGHES & KELLY 1952; KING 1966; WYLLIE, GREGORY, GARDNER, 1958.

In seguito alle prove effettuate sono state riscontrate differenze trascurabili di velocità in campioni sottoposti a pressioni orientate o a pressioni uniformi, mentre consistenti variazioni di velocità si notavano tra pressioni applicate a sistemi chiusi e sistemi aperti ovvero rispetto alle differenze di pressioni esistenti tra scheletro e fluido.

E' chiaro che una roccia asciutta (dry) costituirà un sistema definito aperto e la pressione differenza potrà essere considerata uguale alla pressione applicata.

Se consideriamo viceversa campioni di roccia liquido-saturati il sistema potrà essere di tipo aperto se la pressione differenziale ($P_o - P_w$) sarà analoga a quella della roccia, oppure di tipo chiuso e la pressione differenziale potrà assumere diversi valori che vanno da quelli del sistema aperto ($\Delta P340$ atm) allo 0 come in Fig. 6 e che possono assumere anche valori negativi, valori questi che si ritrovano in natura quando la pressione del fluido interstiziale risulta superiore a quella costituita dal carico dei sedimenti sovrastanti.

Dall'analisi di questa figura si può notare come il parametro che influenza la velocità sia da ricercarsi nel valore della pressione differenziale del sistema. Una spiegazione di questo fenomeno è da ricercarsi nella dimensione di porosità e nella chiusura delle microfrazioni della matrice per la pressione sostenuta dallo scheletro.

Velocità delle onde compressionali nei sedimenti incoerenti

Il problema connesso con i valori di velocità nei sedimenti incoerenti (terre) è stato affrontato da diversi Autori sia a livello teorico che, sperimentale (BIOT, 1955, 1962; BRANT 1955, 1960; ELLIOT & WYLLIE, 1975; FERRERO & SACERDOTE, 1951; PATTERSON 1956; SHUMWAY 1958; WOOD 1930). Tra questi il lavoro di WOOD 1930 che propose la seguente equazione:

$$v = \sqrt{\frac{1}{(\sum \zeta_{si} \rho_{si} + \zeta_w \rho_w) (\sum \zeta_{si} \beta_{si} + \zeta_w \beta_w)}} \quad (3)$$

Lavori sperimentali successivi misero in evidenza come questa equazione risultasse valida solamente nel caso di sospensioni. Essa, pur presentando anche in questo caso alcuni limiti viene usualmente utilizzata relativamente a sedimenti marini.

Lavoro di notevole importanza è quello eseguito da GASSMANN 1951 in cui l'Autore calcolò la velocità per un complesso di sferette di granito disposte secondo un modello esagonale e la cui pressione sulla matrice risultava dovuta al peso delle sferette sovrastanti. Il modello prendeva in considerazione sia il caso in cui il fluido interstiziale fosse costituito da aria che da acqua. La scelta della disposizione esagonale era dovuta al fatto che, in natura, questa sembrava essere il modello deposizionale più frequente ($\Phi = 26\%$).

La Fig. 7 visualizza i risultati ottenuti dall'Autore.

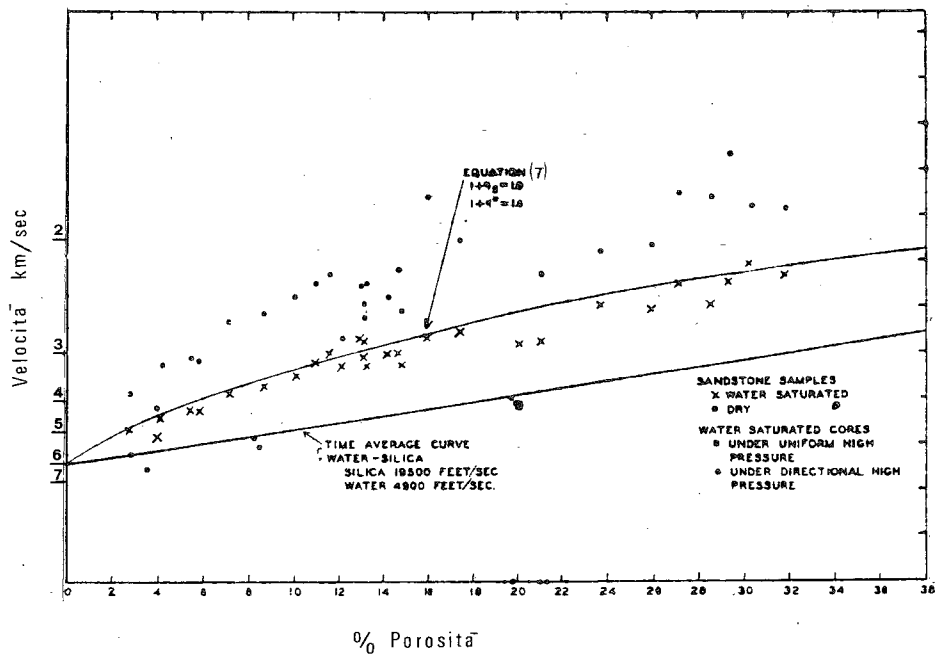


Fig. 4 - Velocità in funzione della porosità per campioni di arenarie.

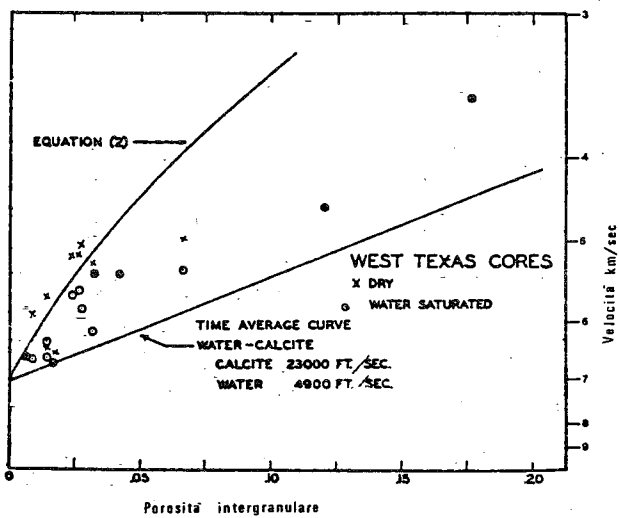


Fig. 5 - Velocità dei campioni di calcari naturali.

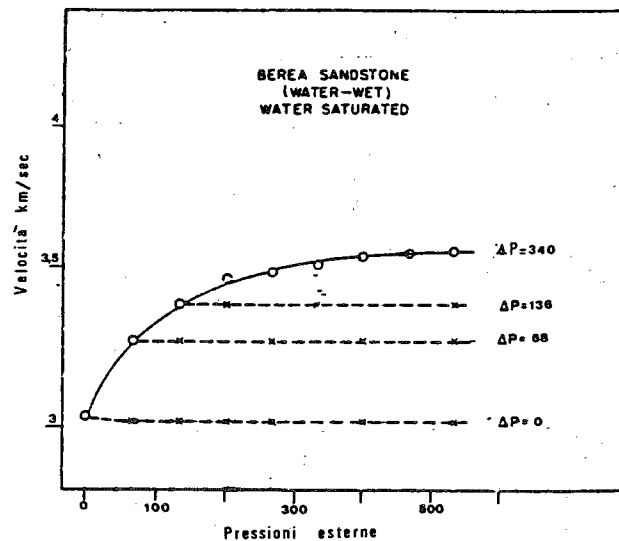


Fig. 6 - Velocità dei campioni di arenarie saturate con acqua sottoposte a pressioni differenziali.

L'equazione relativa alle velocità verticali è la seguente:

$$V = \left[\frac{1}{\rho} \left(\frac{\alpha}{D} b_3^2 + 16C \right) \right]^{1/2}$$

$$C = \frac{1}{24 \sqrt{2}} \left[\frac{2\pi E^2 (\rho_g - \rho_w) g Z}{(1-\sigma)^2} \right]^{1/3}$$

$$\frac{\alpha}{D} = \frac{1}{\frac{\Phi}{K_w} + \frac{3(1-2\sigma)}{E} \left[(1-\Phi) - \frac{12(1-2\sigma)C}{E} \right]}$$

$$b_3 = 1 - \frac{24(1-2\sigma)C}{E}$$

$$\rho = (1-\Phi)\rho_g + \Phi\rho_w$$

La Fig. 7 mostra come le velocità si presentino diverse oltre naturalmente a causa della presenza di una fase gassosa o di una liquida, anche per velocità di propagazione in senso orizzontale o verticale. Inoltre sempre dall'analisi Fig. 7 emergono le seguenti considerazioni:

- Il modello teorico prevede per il sedimento "dry", una velocità orizzontale inferiore a quella dell'aria.
- Estrapolando i valori di velocità verticale "dry" e "wet" si arriverà ad una profondità oltre la quale i valori di velocità del sistema gas-saturato risulteranno superiori a quelle del sistema liquido-saturato.
- La velocità del modello presenta un incremento di velocità proporzionale alla radice sesta della profondità analogamente a quanto previsto da FAUST 1950.

L'Autore prevede inoltre, arrivi successivi a quel-

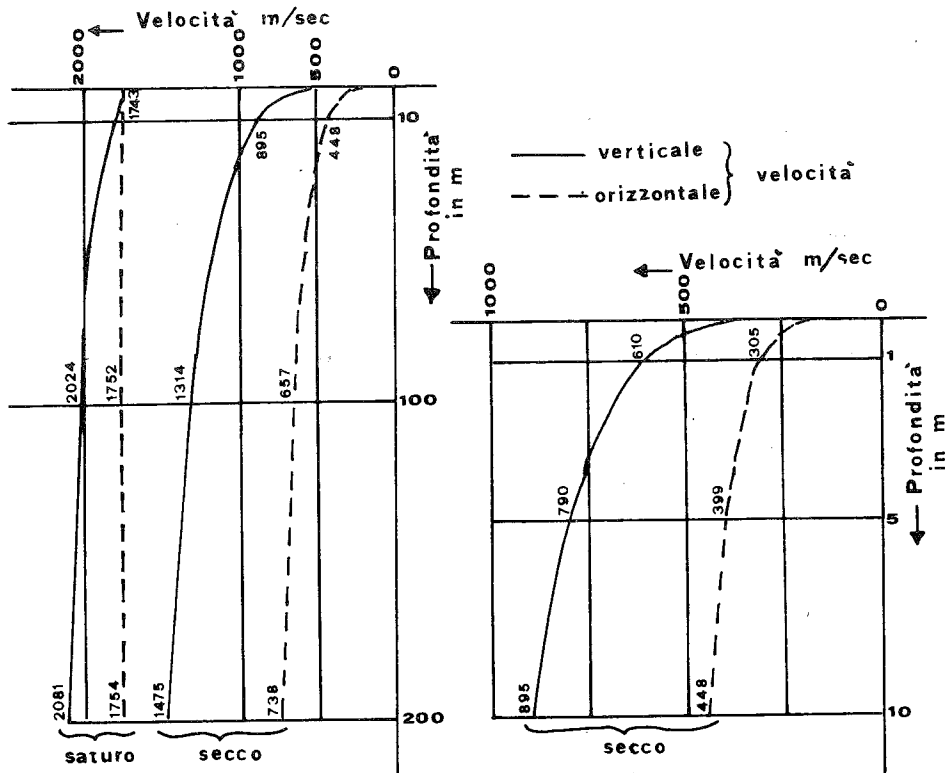


Fig. 7 - Velocità di propagazione delle onde in un pacchetto di sfere.

li descritti, riferiti al continuum acqua (water wave e air wave). Questi eventi sono stati verificati sperimentalmente da PATTERSON 1956. Altri Autori quali WHITE e SENGHUSH 1953 hanno calcolato i valori di velocità per un modello di sferette a disposizione cubica. I risultati appaiono in equazione n. 5.

$$V = \left\{ \frac{1}{\frac{1-\Phi}{K_g} + \frac{\Phi}{K_w}} + \frac{\pi(\rho_g - \rho_w)gE^2Z}{16(1-\sigma^2)^2} \right\}^{1/2} \quad (5)$$

Questo modello presenta primi arrivi a velocità inferiore al modello precedente.

Un ulteriore apporto alle conoscenze veniva fornito dai lavori di BRANDT 1955-1960, il quale calcolò le velocità per un modello teorico riferito ad una serie di sferette a quattro differenti diametri in cui le più piccole occupavano gli interstizi formati da quelle a diametro maggiore. La disposizione delle sferette nel sistema era di tipo "random". L'equazione risulta valida anche in un mezzo costituito da granuli di forma non sferica.

$$V = \frac{5.75 (P_o - CP_w)^{1/6}}{\Phi^{1/2} [\rho_g - \Phi(\rho_g - \rho_w)]^{1/2} K_o^{1/3}} \cdot \frac{[1 + 17.5K_w^{3/2} K_o (P_o - CP_w)^{-1/2}]^{5/6}}{[1 + 26.3K_w^{3/2} K_o (P_o - CP_w)^{-1/2}]^{1/2}}$$

La necessità di un simile modello derivava dal fatto che i sedimenti naturali monogranulari non rappresentavano sedimentologicamente la regola e che lavori sperimentali avevano evidenziato il più delle volte velocità, per sedimenti naturali, superiori a quelli dei modelli a sfera equidimensionali. In natura comunque essendo possibili le tre situazioni, i tre modelli descritti conservano la loro validità.

Il modello sperimentale più noto che affronta il problema delle velocità in sistemi di sferette è quello di WYLLIE et alii 1956 il quale propose la seguente equazione. Questa equazione è nota in bibliografia come l'equazione n. 2 di WYLLIE et alii.

$$\frac{1+q^*}{V^2} = \left[\frac{\Phi}{V_w^2 \rho_w} + \frac{(1+q_s)(1+\Phi)}{V_m^2 \rho_s} \right] [\Phi \rho_w (1-\Phi \rho_s)] \quad (7)$$

Dove q è stato sperimentalmente trovato uguale a zero per sistemi fluido-saturati ed uguale a 0,6 per sistemi solido-saturati e q_s uguale a 0,6. Questo parametro (q) risulta in relazione con i valori di K e di μ del sistema e dei suoi costituenti.

Il modello sperimentale alla base di questa equazione è visibile in Fig. 8.

L'equazione n. 7 approssima la parte retta dei grafici di Fig. 8, la condizione necessaria per l'utilizzo di questa equazione è che lo spessore del campione risulti almeno cento volte maggiore del diametro delle singole sfere. La figura mostra come disposizioni di sfere a diverso diametro vengano approssimate dalla medesima curva-velocità. Poiché per sfere a diametro minore corrispondono valori di permeabilità minori, la velocità (V_p) del sistema non presenta alcune relazioni con quest'ultimo parametro. Sempre in Fig. 8 si può inoltre osservare come, mentre l'allineamento dei punti sia regolare per i campioni saturati in acqua, la stessa cosa non si verifichi in relazione agli altri casi.

Vale la pena di considerare che mentre nelle disposizioni "random" le velocità in senso verticale ed orizzontale risultano praticamente analoghe, nella disposizione esagonale (Fig. 7) si ottengono velocità differenti a seconda della direzione di propagazione delle V_p.

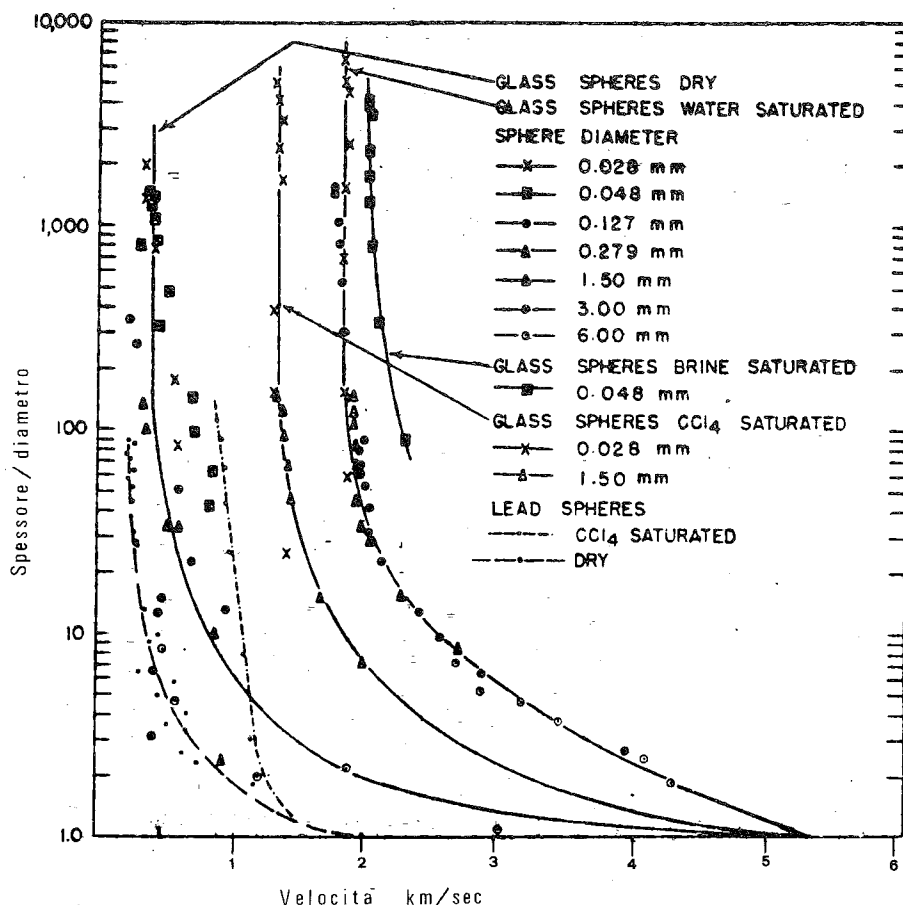


Fig. 8 - Velocità in funzione del rapporto spessore dell'aggregato/diametro dei granuli per un aggregato di sfere.

E' notevole, come l'equazione n. 7 oltre a prevedere il comportamento delle V_p in modelli a sferette, ben approssimi anche il comportamento di alcune arenarie saturate in acqua a pressione atmosferica come visibile in Fig. 4.

L'importanza di questa equazione (n. 7) sebbene il suo campo di applicazione risulti come vedremo limitato, deriva dal fatto che essa mette in relazione le velocità dei mezzi costituenti il sistema con la velocità del sistema stesso, quindi risulta di facile utilizzo poiché correla parametri facilmente acquisibili.

Velocità delle onde compressionali in litotipi insaturi (rocce).

Fin dai primi lavori sperimentali (HICHS & BERRY 1956, HUGHES & CROSS 1951; HUGHES & KELLY 1952; Wyllie, Gregory & GARDNER 1956, 1958, 1962) era stato osservato come la completa assenza di bolle d'aria fosse condizione indispensabile per condurre esperimenti validi sulle velocità delle onde sismiche in sistemi liquido-saturati.

La Fig. 9 mostra il variare della velocità secondo il grado di saturazione in diversi litotipi a pressione atmosferica. Nella figura viene evidenziato un comportamento estremamente irregolare delle velocità rispetto al grado di saturazione.

In ogni caso è interessante osservare come talora si rilevi che mentre in alcuni campioni la velocità diminuisce al passare da condizioni "dry" al 10% di saturazione, in altri si osserva un comportamento oppo-

sto. E' da notare come alcuni campioni considerati siano costituiti da materiali sintetici (alandum) a porosità regolare ed a canalizzazione fine per omogeneizzare al massimo la distribuzione della fase liquido-gassosa e per evitare il concentrarsi del liquido nella parte più bassa del campione per gli effetti gravitativi. In ogni caso nell'esperimento di Fig. 9 non si ha la certezza che questi fenomeni siano stati evitati e può risultare che i punti più "scatterati" siano imputabili ai fenomeni sopra descritti, mentre i grafici potrebbero essere approssimati da curve che rappresentano l'andamento generale.

Velocità delle onde compressionali in litotipi insaturi (sedimenti incoerenti).

Il problema delle velocità in litotipi insaturi ed in maniera particolare rispetto a sedimenti incoerenti è stato affrontato a livello teorico e sperimentale da diversi Autori (BIOT, 1955, 1962; BRANDT 1955, 1960; DOMENICO 1976, WINKLER & NUR 1982, WYLLIE, GARDNER, GREGORY, 1962).

La presenza di una fase gassosa anche di percentuali minime, è stato osservato apportare un forte decremento delle velocità delle onde compressionali.

Da lavori analizzati, per bolle d'aria aventi dimensioni estremamente inferiori alle lunghezze d'onda utilizzate per l'energizzazione, possiamo così schematizzare i parametri che influiscono sulle velocità: a) effetto delle bolle d'aria sulla pressione dello scheletro; b) effetto delle bolle d'aria sulla densità media; c)

effetto delle bolle d'aria di compressività del fluido saturante.

Relativamente al punto a) si può intuire che per il diminuito effetto di galleggiamento è da prevedere un miglior contatto tra i granuli e conseguentemente un leggero aumento della velocità.

Anche per ciò che riguarda il punto b) è da prevedere un leggero aumento di velocità causato dal decremento della densità del sistema.

Riguardo al punto c), viceversa, il modulo elastico del fluido crolla di più di cinque volte il valore iniziale, anche in presenza di una piccola quantità di bolle d'aria.

In linea con quanto detto BRANDT 1960 ha proposto per i sedimenti incoerenti la seguente equazione:

$$V = \frac{8,42(P_o - P_w)^{1/6} K_g^{1/3} (1-2\sigma)^{1/3} (1-\bar{\sigma})^{1/2}}{\Phi^{1/2} [(1-\Phi)\rho_g + \Phi(1+X)\rho_w]^{1/2} (1-\sigma^2)^{1/3} (1+\bar{\sigma})^{1/2}}$$

$$\left[1 + \frac{10,25 (1-\sigma)^2}{(P_o - P_w)^{1/2} K_g \left(\frac{X}{P_w} + \frac{1-X}{K_w} \right)^{3/2} (1-2\sigma)} \right]^{5/6}$$

$$\left[1 + \frac{15,38 (1-\sigma^2)}{(P_o - P_w)^{1/2} K_g \left(\frac{X}{P_w} + \frac{1-X}{K_w} \right)^{3/2} (1-2\sigma)} \right]^{1/2} \quad (8)$$

le prove sperimentali eseguite dallo stesso Autore in rapporto all'equazione suddetta sono visibili in Fig. 10.

Lo stesso problema è stato affrontato teoricamente da GEERTSMA 1961 sulla base del modello di BIOT 1955 e l'equazione n. 9 sintetizza i risultati a cui perviene l'Autore.

$$V = \left\{ \left[\left(\frac{\beta_g/\beta}{\beta_g} + \frac{4}{3} \mu \right) + \frac{\frac{\Phi \rho_g + (1-\beta_g/\beta)(1-\beta_g/\beta - 2\Phi/\bar{K})}{K_w \rho_w}}{(1-\Phi - \beta_g/\beta)B_g + \Phi \beta_w} \right] \frac{1}{\rho_g \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_g} \frac{\Phi}{\bar{K}} \right)} \right\} \quad (9)$$

Questa equazione è stata utilizzata come raffronto con i dati sperimentali ricavati per sabbie a parziale saturazione da DOMENICO 1976 come appare in Fig. 11.

In questa figura a \bar{K} viene fatto assumere il valore ∞ , che dovrebbe rappresentare una condizione di accoppiamento perfetto tra le fasi. Il problema delle bolle d'aria disperse in acqua è stato affrontato da diversi Autori tra i quali GIBSON 1970 e da DOMENICO 1982.

I risultati ottenuti da GIBSON 1970 rappresentati dall'equazione n. 10 e dalla Fig. 12.

$$V^{-2} = \frac{X^2}{V_a^2} + \frac{(1-X)^2}{V_w^2} + X(1-X) \left(\frac{\rho_w}{cP_o} + \rho_a K_w \right) \quad (10)$$

Dall'analisi di questa figura è visibile una brusca caduta di velocità per percentuali d'aria inferiori

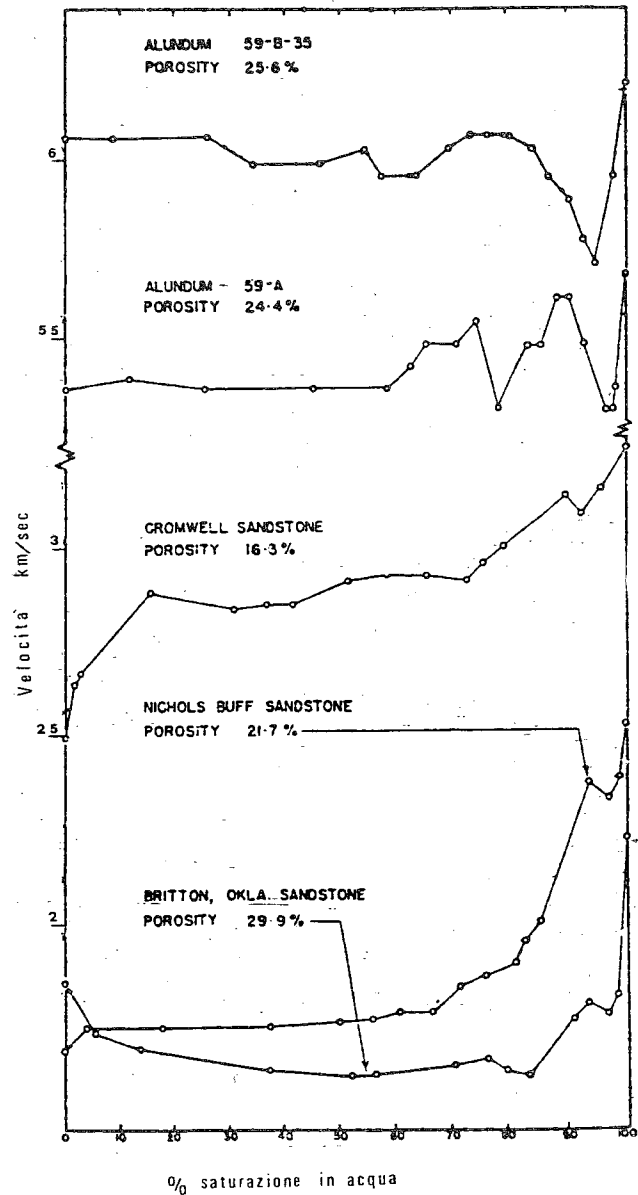


Fig. 9 - Velocità in funzione della saturazione in acqua e in aria.

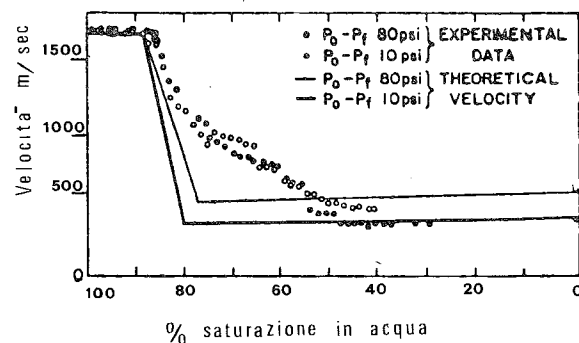


Fig. 10 - Velocità sperimentali e teoriche in sedimenti saturati con gas e acqua.

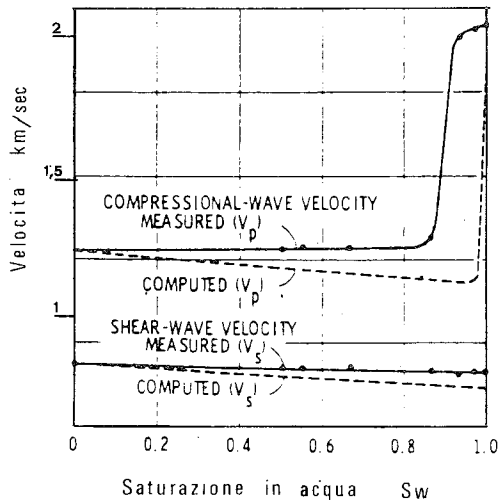


Fig. 11 - Velocità compressionali e trasversali, sperimentali e teoriche in relazione alla saturazione.

all'1%, lo stesso fenomeno viene rilevato da DOMENICO 1982.

Dal raffronto di queste tre figure si nota come, sperimentalmente, nei sedimenti la caduta di velocità avvenga attorno ad un grado di saturazione dell'85% (Fig. 10 e 11), viceversa l'equazione n. 9 approssima solo i valori sperimentali a media saturazione (Fig. 11) ed ha un andamento più simile a quello di Fig. 12.

Questa discrepanza sembra connessa con il fatto che, mentre l'equazione n. 9 considera in ogni singolo poro una percentuale d'aria, l'equazione n. 8 ed i dati di laboratorio (Fig. 10 e 11) riflettono una distribuzione in cui aria e acqua si concentrano, relativamente ad alti gradi di saturazione, in pori diversi.

Questa ipotesi è stata verificata da DOMENICO 1976 il quale notava che a seconda del sistema di introduzione del gas nella fase liquida, necessitava un diverso grado di saturazione per provocare la caduta di velocità.

In natura considerata la possibilità di fenomeni differenti che portino all'introduzione di una fase gassosa in sedimenti saturi, si potrebbe, conoscendo il

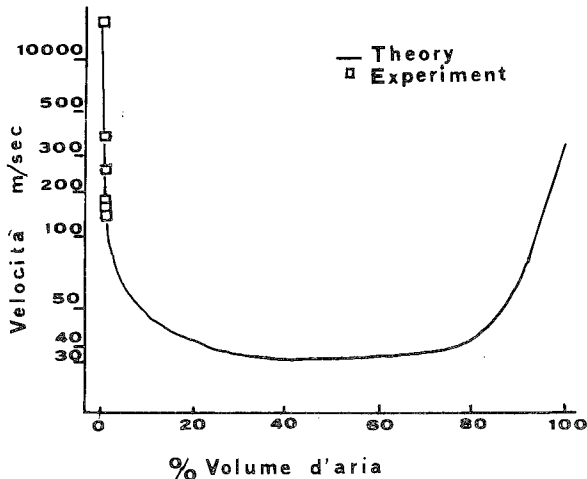


Fig. 12 - Effetto delle bolle di aria sulla velocità del suono nell'acqua.

grado di saturazione alla quale si registra la caduta di velocità, risalire al tipo di fenomeno

Influenza delle pressioni

Per ciò che riguarda le rocce l'effetto della pressione a diverso grado di saturazione appare in Fig. 13.

In Fig. 13 si può notare come mentre a pressione atmosferica la velocità del campione (arenaria) risulta più bassa, nei campioni insaturi mentre a pressioni (differenziali) elevate si registri il fenomeno inverso.

In relazione a sedimenti incoerenti questo fenomeno non sembra sempre verificarsi (Fig. 14)

Va precisato comunque che l'esperimento condotto da ELLIOTT et alii 1975 non è completamente probante in quanto il massimo contenuto in acqua del

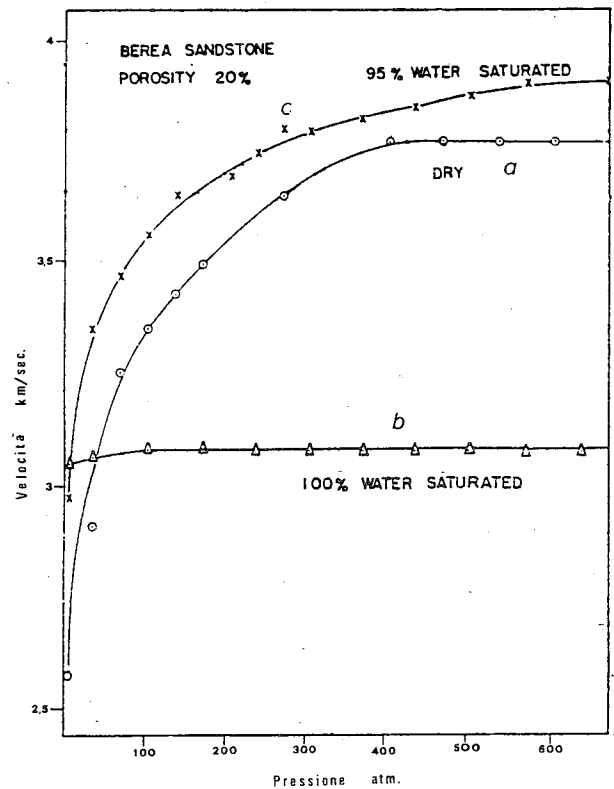


Fig. 13 - Effetto della pressione sulle V_0 in campioni secchi, saturati e parzialmente saturati.

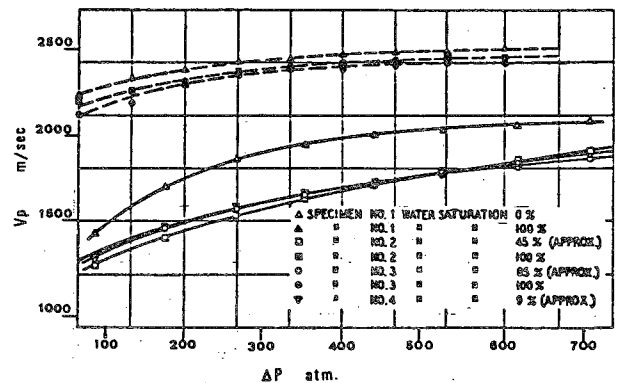


Fig. 14 - Velocità compressionali in rapporto alle pressioni nelle sabbie per quattro campioni a varie saturazioni in acqua.

campione insaturo risultava dell'85%. Un modellino esplicativo dei meccanismi che si verificano nei porous media soggetti a pressione è quello che appare in Fig. 15.

Lo schema di Fig. 15 appare in accordo con i modelli teorici di GASSMAN 1951 e BRANDT 1955 che prevedono aumenti di velocità in funzione diretta della superficie di contatto tra i granuli.

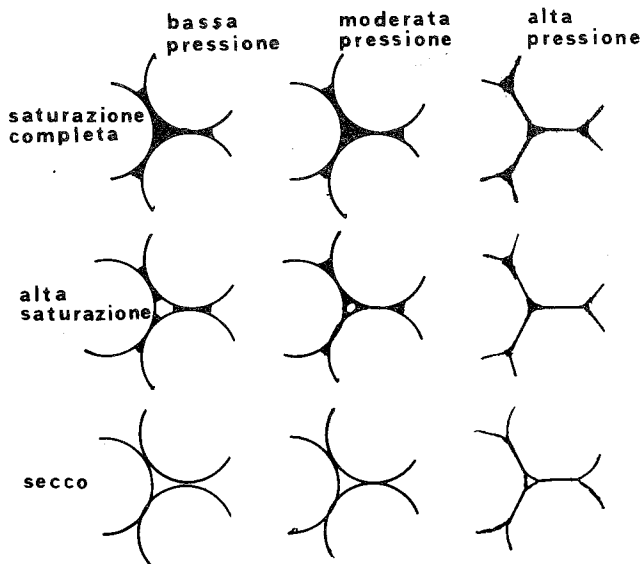


Fig. 15 - Rappresentazione schematica di un fluido nei pori di una roccia.

Grado di accoppiamento(coupling)

Il problema del grado di accoppiamento (*coupling*) ovvero del tipo di contatto che può verificarsi tra il solido ed il fluido saturante, oppure il grado di contatto esistente tra le particelle che costituiscono lo scheletro del porous medium è stato affrontato da vari Autori (BIOT 1941, 1955, 1962; DUTTA & SCRIF, 1979; DUTTA & ODE, 1972, GEERTMA, 1957 1971; WHITE & SENGHUSH, 1953, WHITE, 1975).

Il primo tipo di "coupling" definito sopra, interviene sull'equazione n. 11

$$\text{div } \vec{P} = \rho \frac{\delta^2 \vec{S}}{\delta t^2} \quad (11)$$

che per un mezzo isotropo diviene:

$$M \nabla^2 \Theta = \rho \frac{\delta^2 \Theta}{\delta t^2} \quad (12)$$

$$M = K + 4/3\mu$$

$$\mu \nabla^2 \vec{\omega} = \rho \frac{\delta^2 \vec{\omega}}{\delta t^2}$$

infatti essendo il porous medium composto da almeno due costituenti il grado di contatto tra questi condiziona l'inerzia del mezzo. In un porous medium pertanto vengono considerati tre casi ed esattamente: quello di accoppiamento perfetto che si ipotizza in sistemi liquido saturati al 100%, quello di non accop-

piamento che si ipotizza in litotipi "dry" e quello di accoppiamento imperfetto tipico dei mezzi parzialmente saturi.

E' stato tuttavia osservato (WYLLIE, GREGORY, GARDNER, 1958) che porous media completamente saturati con liquidi non affini presentavano un grado di accoppiamento imperfetto.

I parametri sin qui esposti, compaiono nel modello teorico proposto da BIOT 1955, 1962 ottenuto dallo sviluppo dell'equazione n. 12 in relazione ai porous media. Essendo questo modello alla base della maggior parte dei lavori teorici successivi, una sintesi di esso verrà esposta in appendice A.

Il secondo tipo di "coupling" rappresentante il grado di contatto esistente tra le particelle costituenti lo scheletro del porous medium è stato evidenziato da WYLLIE et alii 1956. Gli Autori notavano infatti, per una pila di lamine di vetro a ridotta pressione di contatto tra i vari elementi, verificarsi una forte caduta di velocità rispetto agli stessi elementi sottoposti ad una pressione leggermente maggiore ed imputavano il fenomeno ad accoppiamento imperfetto degli elementi costituenti la matrice.

ONDE TRASVERSALI

Il problema della velocità di propagazione delle onde di taglio nei porous media è stato affrontato da diversi Autori (BANTHIA, KING, FATT 1965; BIOT 1955, 1962; GASSMAN 1951; GREGORY 1976, KUSTER & TOKJOZ, 1974; WINKLER & NUR, 1982; WYLLIE, GARDNER, GREGORY, 1962).

Informazioni su queste onde derivano inoltre dal fatto che numerosi lavori sono stati eseguiti utilizzando onde estensionali (V_e) legate alle V_p e V_s secondo la seguente equazione:

$$V_p = V_s^2 (4V_s^2 - V_p^2) / (3V_s^2 - V_p^2) \quad (13)$$

Il comportamento di queste onde di taglio teoricamente previsto (BIOT 1955, 1962; GASSMAN 1951) è stato confermato in generale dagli esperimenti di laboratorio.

I vari parametri sin qui analizzati (pressioni, porosità ecc.) agiscono sulle V_s in maniera proporzionalmente analoga a come visto relativamente alle V_p .

Il comportamento tra le V_p e le V_s risulta tuttavia divergente in rapporto a litotipi secondo il loro grado di saturazione. Il comportamento delle V_s rispetto ai valori di saturazione appare in Fig. 16.

L'esperimento relativo alla Fig. 16 è stato condotto su un materiale sintetico (Vycor) composto dal 96% di SiO_2 ed avente porosità $\Phi = 28\%$.

In questa figura appare come la presenza di un liquido possa influenzare anche notevolmente i valori delle velocità delle onde trasversali.

In Fig. 17 è visualizzata l'influenza della pressione sulle V_s in un sistema "open" in relazione alla natura del fluido saturante. L'esperimento relativo alla Fig. 17 mostra un incremento delle V_s all'aumentare delle pressioni, come peraltro previsto dalla teoria. Discordante con i modelli teorici (BIOT, 1955, 1962; DUTTER & SCRIF 1972; DUTTA & ODÉ 1973; GASSMAN 1951; WHITE & SENGHUSH, 1953; WHITE, 1975) risulta il comportamento del campione saturato in kerosene

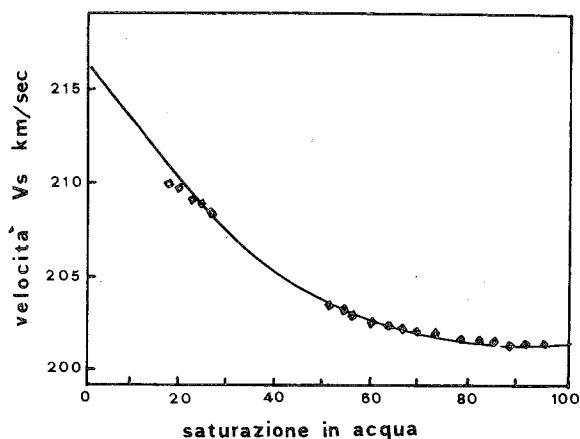


Fig. 16 - Velocità delle onde S nel Vycor in rapporto alla saturazione in acqua.

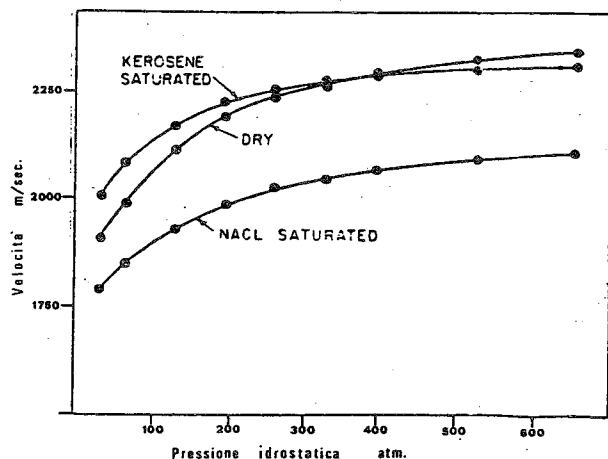


Fig. 17 - Velocità delle onde trasversali nelle arenarie.

poiché avendo questo liquido caratteristiche fisiche più simili a quelle dell'acqua che a quelle dell'aria, era logico attendersi velocità del campione diverse da quelle rilevate.

Una spiegazione a questo fenomeno è stata fornita da KING 1966 e WYLLIE et alii, 1962 che prevedevano una interazione di tipo chimico-fisico fra l'acqua e il cemento intergranulare dell'arenaria.

In relazione a sedimenti non consolidati la bibliografia relativa a lavori sperimentali sulle Vs è piuttosto ridotta.

Tuttavia vale la pena di puntualizzare che poiché la condizione $\mu = 0$ risulta verificata unicamente in caso di sospensioni queste onde si propagano anche nelle terre ($\mu \rightarrow 0$). In ogni caso sebbene questa propagazione risulta prevista per le terre a livello teorico (BIOT, 1955, 1962; GASSMAN 1951; WHITE 1975) senza limitazioni sperimentalmente PATTERSON 1956 afferma che vi sarebbe un carico limite al di sotto del quale questa propagazione non avverrebbe.

Alcune considerazioni

Le velocità sismiche sia relative alle terre che alle rocce di cui abbiamo abbozzato il comportamento presentano ad una analisi approfondita una serie di incognite delle quali cercheremo di venire a capo.

Inoltre considerando che i parametri che influenzano queste velocità sono molteplici, cercheremo di definire quelli che oggettivamente giocano un ruolo più decisivo.

I modelli teorici, oltre ad essere talora inadeguati a descrivere il comportamento delle velocità nei porous media, poco ci aiutano a risolvere il problema inverso cioè, dalle velocità sismiche, risalire ai parametri fisici di base. In questa ottica un modello semplificato capace di inquadrare il comportamento delle velocità almeno per quello che riguarda i porous media costituiti da due fasi (solido-aria, solido-acqua) è quello proposto da WYLLIE 1956 che appare in Fig. 18.

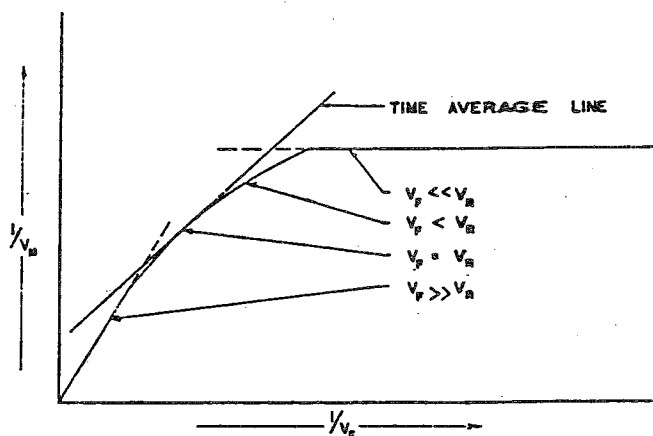


Fig. 18 - Relazione teorica tra le velocità misurate e la velocità del fluido per un accoppiamento perfetto.

Questa figura può essere così interpretata: a) nel caso in cui la componente roccia abbia un valore di velocità molto più alto della componente fluida (roccia-gas) la velocità misurata sarà quella della roccia, infatti non si riscontrano differenze di misura delle V_p sottovuoto e con campioni gas-saturati; b) nel caso in cui la roccia abbia velocità nettamente inferiore a quella del fluido, la velocità registrata sarà quella del fluido stesso corretta di un fattore definito coefficiente di sinuosità del liquido; c) nel caso in cui le due velocità sono circa simili (condizione questa che si verifica quando (GREGORY 1976, HAMON & MOLIER, 1969) la velocità del sistema è legata ai due mezzi e risulterà definita da una equazione di media dei tempi ed esattamente dalle equazioni n. 2, n. 7, e dalla n. 3 che può essere considerata una forma semplificata della n. 7, dove ognuna di queste equazioni rappresenta un tipo di tangente alla parte curva della Fig. 18.

Queste differenze di comportamento descritte possono essere dovute oltre che alle differenze di velocità su menzionate anche dal grado di porosità della matrice solida (BRANDT 1960). Infatti come è visibile in Fig. 19 con l'aumento del grado di porosità la velocità può assumere valori inferiori a quelli del costituente a più bassa velocità del porous medium (Fig. 19).

Ciò è in accordo con il modello di Fig. 18 che prevede una velocità del sistema inferiore a quella del fluido corretto di un coefficiente di sinuosità (minore di uno).

Da quanto già detto risulta come un parametro

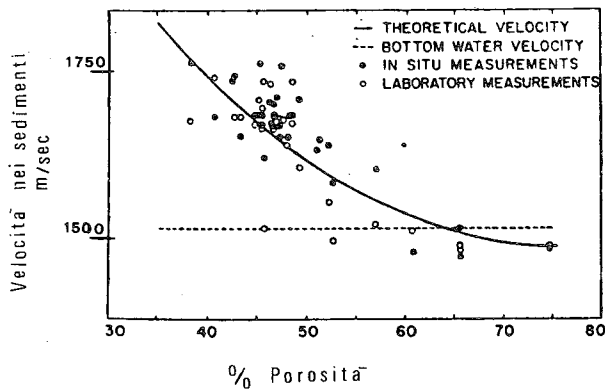


Fig. 19 - Velocità dei sedimenti marini sabbiosi saturati in funzione della porosità.

fondamentale condizionante le velocità sismiche in un porous medium sia la porosità del mezzo, a tal scopo vale la pena di citare le conclusioni a cui giungevano HICKSE BERRY 1956 operando su campioni saturati, circa il peso dei parametri determinanti le velocità ed esattamente: le variazioni di compressibilità nei fluidi influenzano le V_p dei 15-20% variazioni di pressioni influenzano del 20-30%, variazioni di porosità dal 3 al 30% danno variazioni di velocità del 60%.

A seguito di lavori sperimentali nell'ultimo decennio la problematica connessa con la dipendenza velocità-porosità si è notevolmente complicata. Infatti se raffrontiamo la Fig. 9 e le Figg. 20,21,22,23 colpisce il fatto che mentre alcuni litotipi diminuiscono di velocità quando piccole quantità di acqua vengono aggiunte al campione secco, in altri si verifica un comportamento opposto.

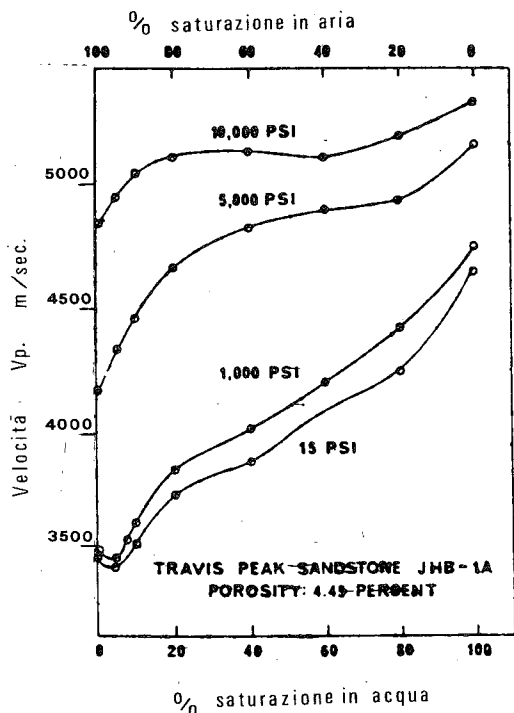


Fig. 20 - Velocità delle onde P in funzione della saturazione a differenti pressioni.

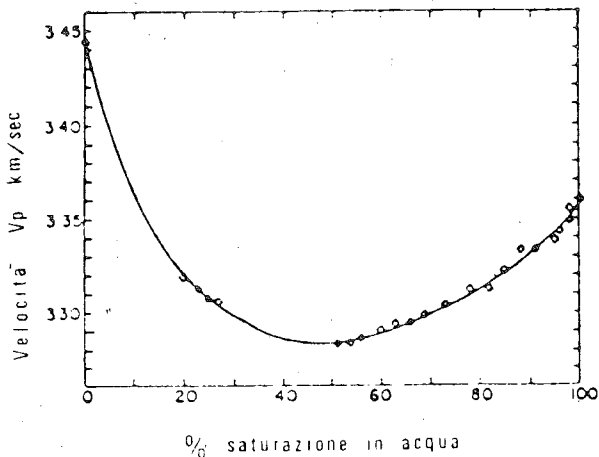


Fig. 21 - Velocità delle onde P nel Vycor in rapporto alla percentuale di saturazione in acqua.

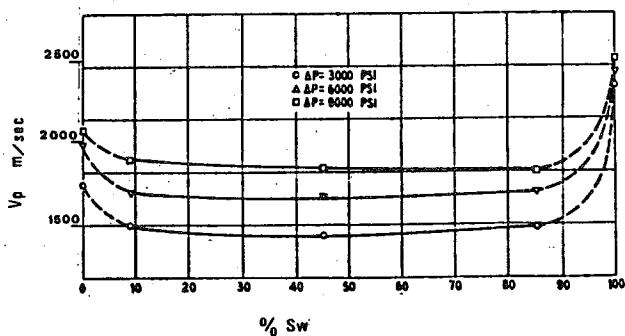


Fig. 22 - Velocità compressionale in rapporto alla saturazione in acqua nelle sabbie $\phi = 30\%$, per vari valori di ΔP .

GREGORY 1976 propose una codificazione di questo comportamento che appare in Fig. 24.

Dal raffronto di queste figure si può inoltre notare che il fattore condizionante le velocità sia da ricercare proprio nella porosità. Infatti il Vycor (Fig. 21) elemento sintetico con porosità $\Phi = 28\%$, le sabbie "Ottawa" (Fig. 22) e le arenarie di Fig. 20 presentano lo stesso comportamento, mentre le arenarie di Fig. 23 avendo un grado di porosità più basso hanno un comportamento opposto.

La regolarità delle curve relative al Vycor (Fig. 16 e 21) può essere dovuta all'assenza di microfrazioni nella matrice di questo elemento sintetico, le quali sembrano influenzare in maniera concreta i valori di velocità (TATHAM 1982).

A nostro avviso, inoltre, non sembra causale il fatto che i litotipi ad alta porosità abbiano un comportamento simile a quello di un continuum acquoso in cui siano presenti bolle d'aria (Fig. 12). Dal raffronto delle Figg. 20 e 22 si può osservare come in presenza di pressioni più basse queste modificazioni delle velocità rispetto alla saturazione risultino più accentuate.

La Fig. 25 descrive l'andamento delle velocità delle onde compressionali in funzione della porosità.

I modelli teorici da noi considerati (BIOT 1955, 1962; BRANDT 1955, 1960; GEERTZMA 1957, 1961) non giustificano un simile comportamento.

I limiti della teoria di BIOT (appendice A) sono

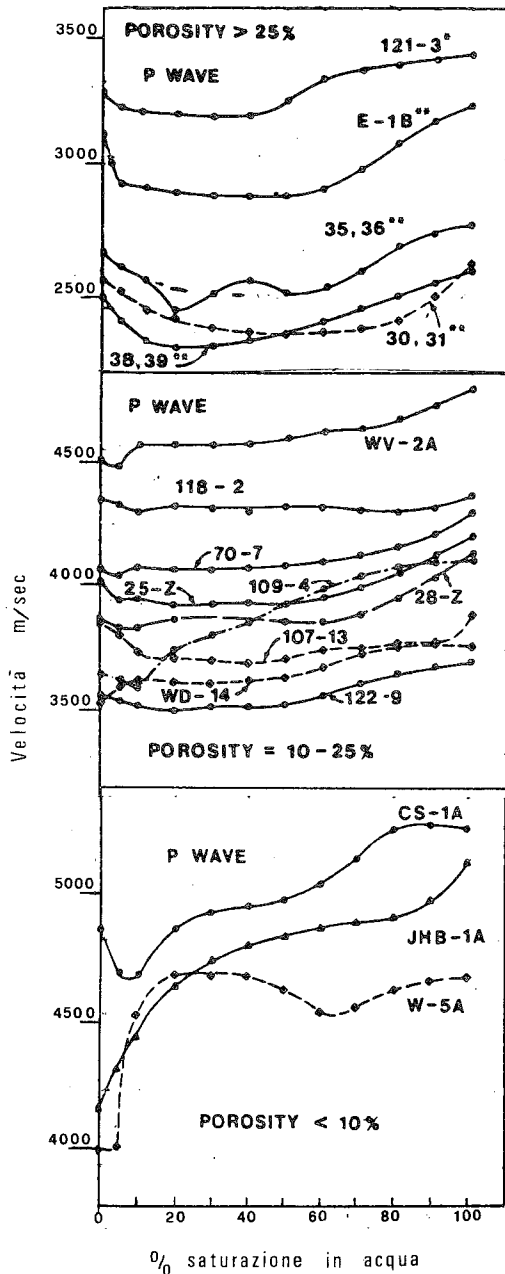


Fig. 23 - Velocità delle onde P per una roccia a bassa, media, alta porosità in funzione della saturazione in acqua ad una pressione di 340 atm.

esposti in Fig. 26 dove appare che essa risulta valida solamente per un campo limitato di porosità e pressione.

Va rilevato come porosità intercrystallina, microfrazture, vuoti, pur concorrendo nel valore di porosità totale da noi considerato influenzano in maniera diversa il valore della V_p (KUSTER & TOKSOZ 1974; TATHAM 1982).

Come abbiamo visto la porosità risulta un parametro di fondamentale importanza della determinazione della velocità delle onde compressionali.

Da quanto visto nei precedenti paragrafi, le velocità delle onde nei porous media sono reliabili alle costanti elastiche del sistema, cioè ai moduli elastici dello scheletro, della fase fluida e dei singoli minerali costituenti lo scheletro.

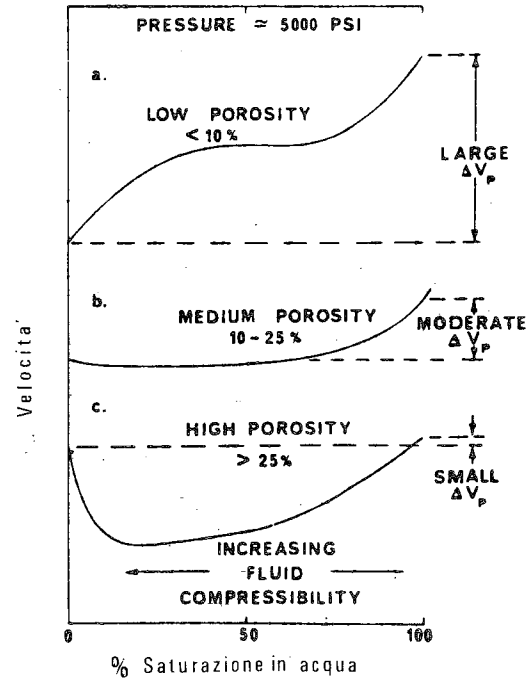


Fig. 24 - Tipiche curve che mostrano la variazione delle V_p in rapporto alla saturazione in acqua per rocce sedimentarie consolidate ad una pressione moderata.

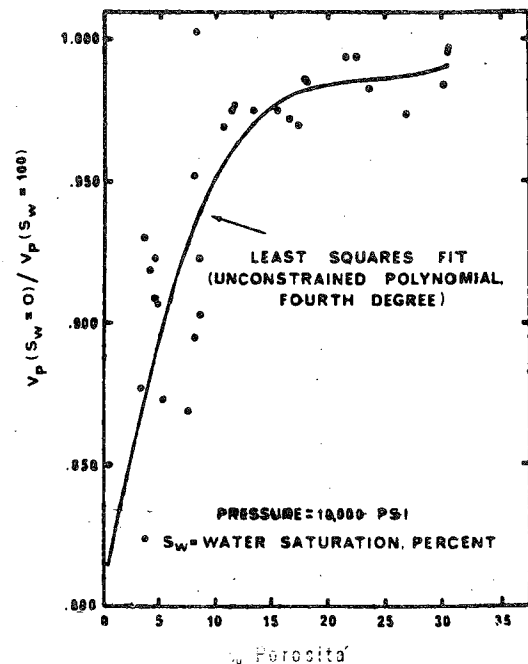


Fig. 25 - V_p in rapporto alla porosità per rocce completamente saturate in gas e completamente saturate in acqua sotto pressione.

Abbiamo visto analizzando le varie teorie analizzate come questi parametri interagiscono tra loro, comunque poiché in natura si presentano situazioni in cui alcuni di questi fattori possono essere negletti, l'equazione di velocità risulterà estremamente semplificata.

Un esempio classico è costituito dai porous me-

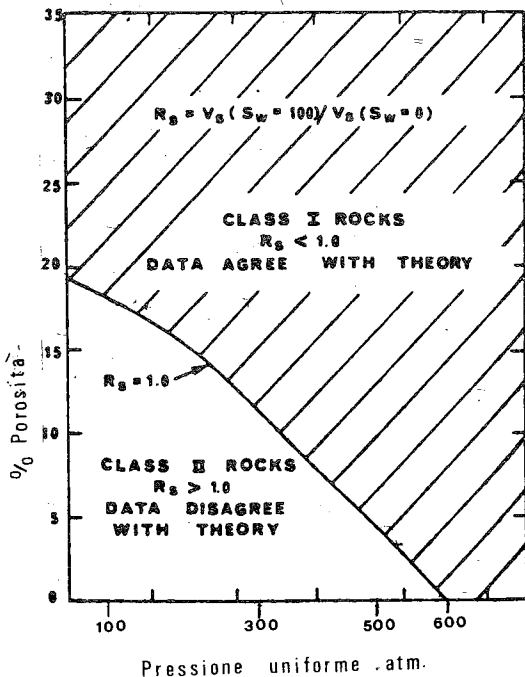


Fig. 26 - Variazioni del rapporto $V_s (S_w = 100) / V_s (S_w = 0)$ con la porosità e pressione.

dia costituiti da una fase solida continua e una fase gassosa e la velocità risulterà indipendente dal tipo di gas da cui è formata la seconda fase. Un altro esempio di situazione semplificata è costituito da un sistema in cui la fase liquida sia predominante e lo scheletro sia costituito da un sistema non rigido (sospensioni) in questo caso essendo praticamente $K_s = 0$ e $\mu = 0$, le costanti elastiche del sistema risulteranno relate unicamente alla compressibilità del mezzo liquido e delle particelle solide secondo le loro proporzioni.

$$\frac{1}{K} = \frac{\Phi}{K_w} + \frac{1-\Phi}{K_g} \quad (14)$$

In questo caso tipico dei sedimenti marini esiste, almeno per porosità inferiore al 50%, la possibilità di utilizzare l'equazione di WOOD (n. 3).

Per ciò che riguarda l'influenza delle pressioni sulle velocità abbiamo già visto nella prima parte del lavoro come esse giocano un ruolo di primo piano sia diminuendo la porosità, sia favorendo un maggior grado di accoppiamento tra gli elementi costituenti lo scheletro chiudendo le microfratture e pertanto modificando i parametri elastici del mezzo solido. E' stato osservato come le pressioni che giocano un ruolo attivo siano le pressioni differenziali.

Relativamente alle costanti elastiche in un sistema sottoposto a pressione, a seguito degli esperimenti di laboratorio possiamo distinguere tre casi principali: a) Nei casi in cui il campione è saturato in acqua al 100% e per valori superiori, la pressione differenziale risulterà prossima a 0 (Fig. 6 e Fig. 13b) ed i moduli elastici, considerata la ridotta compressibilità dell'acqua rimarranno costanti. In natura situazioni simili si possono verificare in falde artesiane e nella coltre più superficiale dei sedimenti marini.

Nella prima situazione la pressione differenziale potrà assumere una serie di valori (anche negativi) ed i

moduli elastici rimarranno praticamente costanti per l'aquifero (considerato di ridotte dimensioni).

Nella seconda situazione per sedimenti marini incoerenti, soggetti a pressione idrostatica, essi presenteranno per i primi metri una ΔP prossima allo zero soprattutto se costituiti da sedimenti a bassa densità. b) Nel caso di un campione insaturo sottoposto a pressione si avrà una pressione differenziale positiva (Fig. 6) ed il comportamento previsto per il campione di Fig. 13c. La curva mostra che inizialmente la matrice subirà la pressione fino ad un certo punto in cui anche l'acqua contribuirà a sopportare lo stress. In questo caso l'acqua e la matrice presenteranno una pressione differenziale, poiché la matrice sopporta la pressione dall'inizio mentre quando l'acqua fornirà il suo contributo, la curva diventerà piana. E' chiaro che il processo descritto determinerà in ogni punto del suo svolgimento differenti moduli elastici fino alla parte piana della curva. In natura questo caso è abbastanza diffuso ed è rappresentato da sistemi chiusi costituiti da litotipi insaturi. I moduli elastici di un tal sistema saranno in relazione alla percentuale di gas ed alla pressione totale.

c) Nel caso di un sistema rappresentato da litotipi "dry" sottoposto a pressioni esse agiranno unicamente sulla matrice, i moduli elastici dipenderanno unicamente da questa e si tenderà, allo aumentare della pressione, alla chiusura dei pori o alla riduzione del sistema ad un sistema a porosità più bassa. I moduli elastici varieranno fino alla parte piana della curva (Fig. 13a).

Il medesimo comportamento si registra per sistemi aperti. In natura almeno per quel che riguarda i primi metri della superficie terrestre il caso in oggetto rappresenta la regola.

Un ulteriore parametro che può contribuire a condizionare il valore delle velocità è relabile alle pressioni che un litotipo può aver subito nel suo passato, infatti per ciò che concerne le rocce arenacee e argillose, è stato visto come esse, assoggettate a pressione confinanti e poi poste a pressioni più basse, richiedano un certo tempo affinché la struttura e quindi la velocità si rimetta in relazione a quella tipica del litotipo a pressione minore (GARDNER, WYLLIE, DROSCHEK, 1965; WYLLIE, GREGORY & GARDNER, 1958). E' il caso tipico delle argille sovraconsolidate.

In relazione al grado di accoppiamento, di cui è stato trattato nei precedenti paragrafi, vale la pena di evidenziare come l' "imperfect coupling" di matrice già definito, possa avere riscontro in prospezioni sismiche relative ai primi metri di profondità. Infatti, in terreni incoerenti insaturi o parzialmente saturati, la presenza nella matrice di elementi a impedenza sismica diversa (aria, acqua, differenti minerali) fa sì che possono verificarsi fenomeni di riflessione con totale attenuazione dell'onda compressionale relativa alla matrice, ed il primo arrivo può consistere in un'onda che si propaga nella fase aria o aria-acqua (air-wave).

Nei primi metri sotto il piano campagna la densità relativa agli elementi costituenti lo scheletro non sembra essere causa di notevoli cambiamenti nel valore delle V_p . Anche in Fig. 8 infatti si nota come sferette di materiale diverso (vetro, piombo) non facciano registrare che sensibili variazioni di velocità. Relativamente sedimenti marini viceversa, questo parametro sembra assumere una maggiore importanza poiché es-

sendo, la differenza di densità tra i granuli dell'acqua a produrre il costipamento, influirà sulla velocità in funzione di quest'ultimo termine.

Per ciò che riguarda i primi metri di profondità sotto il piano di campagna, l'influenza della temperatura non sembra essere rilevante, infatti le variazioni accertate di velocità in litotipi incoerenti per escursioni di temperatura di 100 C sono state solo del 10% (BRANDT 1960; SHUMWAY 1958).

Nei precedenti paragrafi il comportamento delle onde trasversali è già stato analizzato in relazione diversi parametri. Vale tuttavia la pena di puntualizzare come rispetto alla porosità il loro comportamento risulti variare, sebbene in maniera dissimile, analogamente a quanto visto per le onde compressionali (Fig. 27). Anche in questo caso, come risulta dalla figura, il comportamento delle Vs nei litotipi insaturi può essere schematizzato in funzione di tre classi di porosità.

Da quanto visto i valori di velocità nei porous media sono fortemente condizionati da una serie di parametri la cui interazione impedisce, salvo in casi particolari, di risalire alle caratteristiche fisiche del mezzo in maniera univoca. Comunque è stato evidenziato come il peso di certi parametri differisca nel caso delle Vp e delle Vs. Da qui una breve analisi del possibile utilizzo dei moduli elastici per risolvere le ambiguità connesse nell'associazione velocità parametri fisici.

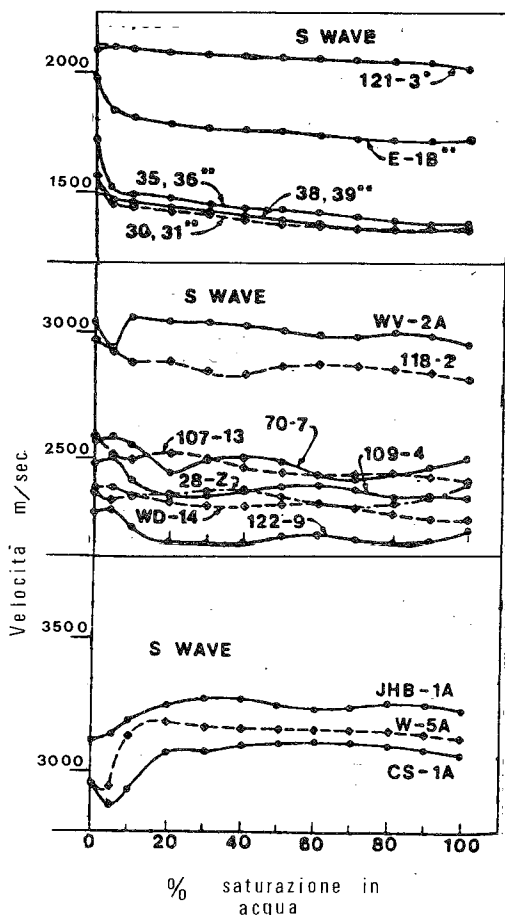


Fig. 27 - Vs per rocce a bassa, media, alta porosità in funzione della saturazione in acqua ad una pressione di 340 atm.

MODULI ELASTICI

Coefficiente di Poisson

Tra i moduli elastici, il coefficiente di Poisson è l'unico che non necessita della conoscenza della densità per la sua determinazione. Esso in relazione alle Vp e alle Vs, è definito dall'equazione n. 15.

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[\frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{(V_p/V_s)^2 - 1} \right] \quad (15)$$

Sebbene in teoria esso sia considerato stress-indipendente e venga previsto assumere valori compresi tra 0.25 e 0.33, nei porous media esso risulta stress dipendente, assume un più largo campo di valori e può addirittura arrivare secondo GREGORY 1976 a valori negativi.

I valori più bassi di questo modulo, in natura, si registrano per litotipi ad alta porosità, bassa pressione e gas saturati. Nelle sospensioni esso assume il valore di 0.5.

Modulo di Bulk (o di compressibilità)

Esso è definito rispetto alle Vp, Vs e densità dall'equazione n. 16.

$$K = \rho(V_p^2 - 4/3V_s^2) \quad (16)$$

Questo modulo varia con la porosità con la pressione e con la quantità di fluido saturante. Esso aumenta con il grado di saturazione con il decrescere della porosità e con l'aumentare della pressione. Nelle rocce sedimentarie varia di oltre 30 volte.

Modulo di Young

Esso è definito dall'equazione n.17.

$$E = [9\rho V_p^2 K / \rho V_s^2] / [3K / \rho V_s^2 + 1] \quad (17)$$

Questo modulo dipende dalla porosità dalla pressione e dagli altri moduli elastici. Esso aumenta notevolmente quando il campione "dry" a bassa porosità vengono aggiunte piccole quantità d'acqua mentre diminuisce analogamente quando un campione ad alta porosità subisce lo stesso trattamento. Questo modulo raggiunge i valori minimi per litotipi saturati in gas a bassa pressione ad alta porosità, mentre mostra i suoi valori massimi per litotipi sotto pressione saturati in acqua ed a bassa porosità. Esso presenta un vasto campo di variabilità.

Modulo di rigidità

Esso è definito dall'equazione n. 18.

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (18)$$

Questo parametro è fortemente dipendente dalla porosità e dalla pressione, assume valori più bassi in litotipi ad alte porosità basse pressioni e saturati in acqua. Il campo di variabilità nei porous media di questo modulo è molto esteso. Esso esalta il comportamento delle Vs.

Rapporto Vp/Vs

In genere questo parametro può dare utili infor-

mazioni sulla stato di consolidazione e sulla presenza di gas dei porous media. GARDNER & HARRIS 1968 affermano che rapporti maggiori di due si hanno in presenza di sabbie saturate non consolidate, alta rapporti risultano altresì per terreni incoerenti argilloso-limoso ad alto grado di saturazione (CHERUBINI et alii 1983). Rapporti inferiori a due si hanno in presenza di rocce compatte o in sedimenti gas saturati. In rocce saturate questo rapporto è dipendente dalla litologia, dalla quantità e geometria dei pori e dalle microgratture e potrebbe, nota la litologia fornire indicazioni su questi due ultimi parametri (THATHAM, 1982).

L'impiego di questi moduli risulta a nostro avviso utile poiché essi ci permettono talora di "bypassare" l'ambiguità connessa con i valori di velocità, pur non trascurando il fatto che essendo ricavati dalle velocità stesse essi presentano le stesse riserve, fatte nei capitoli precedenti, su significato dei primi arrivi registrati.

Uno schema di comportamento dei moduli elastici appare in Fig. 28. Le freccette di Fig. 28 sono rappresentative del comportamento del modulo di rigidità e del coefficiente di Poisson in sedimenti incoerenti a pressione atmosferica dove in caso di completa saturazione, il primo tende a zero ed secondo tende al valore 0.5.

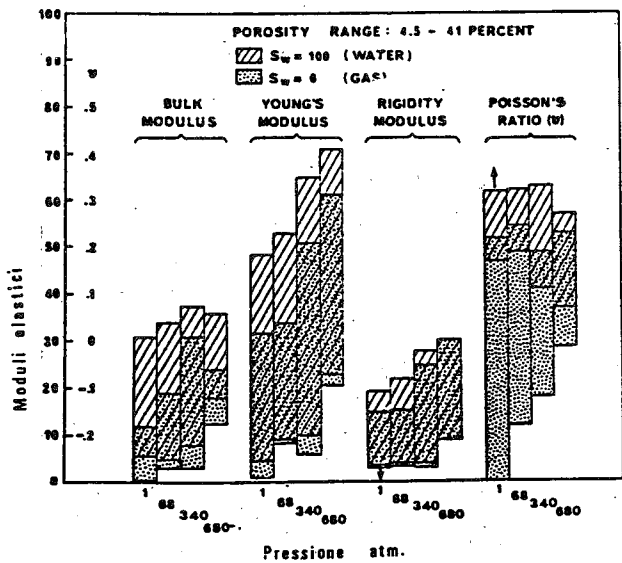


Fig. 28 - Effetto della pressione e della saturazione in fluido sui moduli elastici delle rocce sedimentarie.

CONCLUSIONI

Il presente lavoro ha analizzato alcune teorie, ed una serie di prove sperimentali in relazione al comportamento delle velocità nei porous media soprattutto riguardo ai primi metri di profondità per rispondere ai quesiti che abbiamo esposto nell'introduzione.

Sebbene lo scopo della ricerca vertesse principalmente sul comportamento delle velocità sismiche dei livelli più superficiali di revalente interesse geotecnico, nel corso del lavoro sono stati toccati problemi connessi con il comportamento delle velocità a livelli più profondi di interesse minerario e sismologico e ciò

unicamente allo scopo di mostrare come certe regole abbiano uno specifico campo di validità.

Relativamente ai quesiti posti nel capitolo introduttivo, tenteremo di dare adeguate risposte:

a) In un porous medium le velocità delle onde compressionali inferiori a quelle dell'aria trovano una valida giustificazione sia teorica che sperimentale. Infatti è stato visto come a livello teorico possono esistere per sferette di granito disposte secondo un modello esagonale, un arrivo alla matrice inferiore a quello dell'aria (Fig. 7) soprattutto considerato il caso di onde dirette che risultano avere una forte componente orizzontale. Relativamente ai sistemi di sferette a distribuzione "random" analizzati, viceversa, una velocità inferiore a quella dell'aria risulta possibile solamente qualora il valore dei moduli sia inferiore a quello del quarzo come appare dall'equazioni relative e dalle prove sperimentali considerate (Fig. 8).

Inoltre questi valori di velocità, per altro rilevate da diversi operatori geofisici nelle coltri più superficiali, possono altresì dipendere dal già analizzato "coupling" di matrice, ed essendo il primo arrivo in relazione al continuum aria esso risulterà inferiore al valore di questo ultimo mezzo per i descritti fenomeni di sinuosità.

b) Come già stato visto ugualmente possibile risultano nei porous media velocità delle onde compressionali inferiori a quelle della acqua sotto il piano di falda.

L'analisi dei lavori effettuati da vari Autori ci ha mostrato che questo fenomeno può verificarsi o in presenza di sedimenti con porosità superiore al 65%, valori questi riscontrabili in sedimenti marini, oppure, escludendo fenomeni di "wettability" tipici di idrocarburi, se una fase gassosa sostituisce parzialmente il mezzo liquido del sistema.

c) Non è stato possibile in questo lavoro considerare la fenomenologia dell'attenuazione delle onde P ed S. In ogni caso numerose prove sperimentali mostrano come in sedimenti non saturi il valore di attenuazione delle onde trasversali risulti notevolmente inferiore a quello relativo alle onde compressionali (38-42).

d) Da quanto precedentemente detto risulta che le onde compressionali aumentano di velocità per quanto riguarda i sedimenti, nel passaggio da condizioni secche a condizioni di completa saturazione; le onde trasversali, viceversa, diminuiscono di velocità all'aumentare del grado di saturazione.

Questo spiega come per un livello avente come discriminazione unicamente un aumento del grado di saturazione con la profondità, mentre le Vp segnalano un bed-rock alla reale profondità, le Vs essendo più veloci in superficie verranno rifratte in questa parte creandosi così il fenomeno dell'orizzonte muto, con la conseguente sovraestimazione della profondità del bed-rock.

e) Per quanto detto in d) risulta spiegato anche il fenomeno della soppressione di uno strato.

f) Per quanto riguarda i moduli di Poisson inferiori a 0.1 e superiori a 0.48 da noi ritrovati, risultano in accordo con la generalità degli Autori che si sono occupati del problema dei moduli elastici nei porous media.

g) Da quanto visto nel corso del lavoro e in accordo con gli Autori che si sono occupati del problema della variazione di velocità delle Vp su sedimenti incoerenti, si può affermare che i medesimi sedimenti passan-

do da parziale a totale saturazione, potevano presentare questo range di velocità.

Alcuni suggerimenti pratici emergono nel corso del lavoro presentato ed esattamente: in miscele solido-solido o in porous media sotto pressioni differenziali, saturate al 100% si può usare la equazione media dei tempi (n. 2); l'equazione n. 7 è utilizzabile in sedimenti non consolidati e nelle rocce porose a pressione atmosferica, sature al 100%, e di conseguenza per tutti i sedimenti sottoposti a pressione differenziale $\Delta P = 0$; l'equazione di WOOD (n. 3) trova la sua validità nel caso di sospensioni.

Operando con onde di taglio in sedimenti estremamente sciolti, l'unica precauzione necessaria consiste nel porre il geofono ad una profondità di circa 10 cm sotto il piano campagna.

E' nostra opinione che, variando la caduta delle V_p in un intervallo di saturazione piuttosto esteso, mediante l'utilizzo di un modello statistico, sia possibile determinare i tipi di meccanismo che hanno portato alla introduzione di gas nella fase liquida. Poiché a livello teorico e di laboratorio è stato visto che il grado di saturazione a cui avviene il crollo delle V_p è in relazione alla disposizione dell'aria nei pori, si dovrebbe poter distinguere se questo tipo di meccanismo può essere dovuto, nei pendii insaturi da noi considerati, o ad allentamento della matrice o a produzione di gas dovuto a fermentazione di sostanze naturali.

Le figure sono state tratte da: BRANDT 1960, DOMENICO 1976, FAUST 1950, GASSMAN 1951, GIBSON 1970, GREGORY 1976, HICKS & BERRY 1956, KING 1966, WINKLER e NUR 1982, WYLLIE et alii, 1956.

LISTA DEI SIMBOLI

V_p	Velocità delle onde compressionali nel sistema
$V_1 V_2$	Velocità delle onde compressionali nel 1 e nel 2 mezzo
V_m	Velocità delle onde compressionali nella matrice
V_w	Velocità delle onde compressionali nella fase liquida
V_a	Velocità delle onde compressionali nella fase gassosa
V_s	Velocità delle onde trasversali nel sistema
V_e	Velocità delle onde estensionali nel sistema
β	Compressibilità del sistema
β_g	Compressibilità dei granuli
β_{si}	Compressibilità dei granuli riferita ai singoli minerali
β_w	Compressibilità del liquido
ρ	Densità del sistema
ρ_g	Densità dei granuli
ρ_{si}	Densità dei granuli riferita ai singoli minerali
ρ_s	Densità dello scheletro
ρ_a	Densità del gas
K	Modulo di compressibilità o modulo di Bulk
K_g	Modulo di compressibilità dei granuli
K_s	Modulo di compressibilità dello scheletro
K_w	Modulo di compressibilità del liquido
Φ	Porosità
g	Accelerazione di gravità
E	Modulo di Young

σ	Coefficiente di Poisson dei granuli
$\bar{\sigma}$	Coefficiente di Poisson del sistema
μ	Modulo di rigidità (scorrimento)
P_o	Pressione esterna esercitata sul sistema
P	Pressione del fluido interstiziale
ΔP	Pressione differenziale
X	Volume della frazione gassosa
S_w	Grado di saturazione
e	Costante di GIBSON
\bar{K}	Costante di "coupling"
CK_o	Costanti di BRANDT
$q^* q_s$	Costanti sperimentali di WYLLIE
\vec{P}	Vettore stress
\vec{S}	Vettore spostamento
V	Dilatazione cubica
$\vec{\omega}$	Vettore rotazionale
t	Tempo
ζ_{si}	Frazione percentuale componente solida i
ζ_w	Frazione percentuale componente liquida

APPENDICE A

Sintesi del Modello di Biot

L'equazione di sforzi-deformazioni relativa ad un porous-medium secco omogeneo ed isotropico con pressioni nei pori uguale a zero risulta:

$$\sigma_{ij} = 2\mu\epsilon_{ij} + \delta_{ij}\lambda \quad (1)$$

dove

σ_{ij} = componenti dello stress totale del sistema

ϵ_{ij} = componenti dello strain del sistema

$\delta_{ij} = 1$, per $i = j$

$\delta_{ij} = 0$, per $i \neq j$

λ, μ = costanti di Lamé relative al materiale secco

$\Delta = \epsilon_{ii}$ = dilatazione del sistema

Relativamente ad un materiale poroso, omogeneo, isotropo e fluido-saturato è stato mostrato che la relazione stress-strain (sforzi-deformazioni) diventa:

$$P_{ij} = 2\mu\epsilon_{ij} + \delta_{ij}[(\lambda + n^2M)\Delta - nM\zeta] \quad (2)$$

dove $P_f = M(n\Delta - \zeta)$

M = costante elastica dipendente dalla porosità, dalla compressibilità del fluido, dalla compressibilità della matrice solida e dalla compressibilità del sistema.

n = costante elastica dipendente dalla compressibilità della matrice e del sistema.

P = pressione del fluido nei pori

ζ = variazione del contenuto di fluido per unità di volume del porous medium.

Inoltre

$$n = 1 - C_r/C_b \quad (3)$$

e

$$M = \frac{1}{\phi C_f + C_r(1-\phi) - C_r^2/C_b} \quad (4)$$

dove

C_r = compressibilità della matrice solida

C_b = compressibilità del sistema

C_f = compressibilità del fluido

ϕ = porosità.

L'equazione n. 3 e la n. 4 risultano valide unica-

mente in caso di matrici omogenee, isotrope e linearmente elastiche.

Biot 1962 mostra che l'equazione del moto in un porous medium può essere ottenuta mediante l'applicazione delle equazioni di Lagrange relativamente agli spostamenti del solido e del liquido. Per porous media liquido-saturati che presentano equazioni stress-strain del tipo in equazione (2) le relative equazioni d'onda risultano:

$$\mu \Delta^2 \vec{\mu} + (\lambda + n^2 M + \mu) \text{grad} \Delta - n M g \text{ rad} \zeta = \frac{\delta^2}{\delta t^2} \rho \vec{\mu} + \rho_f \vec{\omega}$$

$$\text{grad}(m M \Delta - M \zeta) = \frac{\delta^2}{\delta t^2} (\rho_f \vec{\mu} + m \vec{\omega}) + \eta \frac{F \alpha}{K} \frac{\delta \vec{\omega}}{\delta t}$$

dove

$\vec{\mu}$ = vettore spostamento relativo alla matrice, e di $= \Delta$

$\vec{\omega}$ = vettore di flusso del liquido relativamente al solido che rappresenta il volume liquido per unità d'area e di $= - \zeta$

ρ = densità del sistema

ρ_f = densità del liquido

ρ_s = densità della matrice

mK = parametri relativi al grado di accoppiamento (coupling)

η = viscosità del liquido

K = permeabilità del porous medium

$F(\alpha)$ = funzione complessa legata al flusso di Poiseuille ed alla sua brusca caduta alle alte frequenze.

Ipotesi alla base della teoria di Biot:

Le lunghezze d'onda devono essere molto più grandi della dimensione dei pori; macroscopicamente il porous medium deve essere isotropico ed uniformemente elastico; fase liquida e fase solida devono essere due continue; la matrice ed il liquido devono avere comparabili densità; non vengono previsti effetti termoelastici; i pori devono avere circa le stesse dimensioni.

L'equazione n. 5 predice l'esistenza di due onde compressionali e d'una onda trasversale.

Biot divide lo spettro di frequenza in un basso "range" per cui il flusso del liquido che attraversa i pori è di tipo Poiseuille, e ad alto "range" dove detto flusso non segue questa legge.

Questi due comportamenti sono in relazione al rapporto diametro dei pori-frequenza infatti risulta che la caduta del flusso di Poiseuille per pori di un decimo di millimetro avviene per frequenza dell'ordine di 10^7 Hz mentre per pori aventi dimensioni di un micron avviene per frequenze di 10^9 Hz.

Onde trasversali

A basse frequenze, analogamente a ciò che avverrebbe a frequenza zero, la velocità delle onde trasversali tende al valore previsto dall'equazione n. 6

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (6)$$

A frequenze più elevate dove il flusso di Poiseuille crolla la velocità dell'onda trasversale ad un valore dato da:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{(\rho - \frac{\rho_f \phi}{K})}} \quad (7)$$

che per un coupling zero risulta:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_s(1-\phi)}} \quad (8)$$

Così per un porous medium saturato in acqua (valore di coupling diverso da zero) si avrà una velocità V_s minore.

Onde compressionali

Le due onde compressionali sono definite di primo e di secondo genere, dove il primo caso sono associate le più alte velocità. In questo caso, il liquido ed il solido si muovono in fase mentre nel secondo caso i loro movimenti sono sfasati.

Poiché le onde compressionali del secondo tipo hanno velocità molto più basse ed attenuazione maggiore esse vengono in genere prese in considerazione.

Relativamente al primo arrivo (frequenza zero) la velocità tende al seguente valore:

$$V_p = \sqrt{\frac{1 + 2\mu + n^2 M}{\rho}} \quad (9)$$

per alte frequenze viceversa vale la seguente equazione:

$$V_p = \sqrt{\frac{1 + 2\mu + n^2 M}{\rho}} \cdot Z \quad (10)$$

dove Z è la radice quadrata più alta del determinante di equazione n. 11

$$\begin{vmatrix} (z-i) & [\frac{nM}{\lambda + 2\mu + n^2 M} - \frac{\rho_f}{\rho} \cdot z] \\ [\frac{nM}{1 + 2\mu + 2n^2 M} - \frac{\rho_f}{\rho} \cdot z] & [\frac{\rho_f \cdot K}{\rho \cdot \phi} \cdot z - \frac{M}{\lambda + 2\mu + n^2 M}] \end{vmatrix} = 0$$

ottenuto risolvendo l'equazione d'onda per le onde compressionali. Questo valore di Z varia in relazione al valore del fattore di coupling k .

Inoltre:

Δ = dilatazione del sistema
 P_e = pressione confinante.

BIBLIOGRAFIA

- BANTHIA B.S., KING M.S. FATT. (1965) - *Ultrasonic shear-wave velocities in rocks subjected to simulated overburden pressure and internal pore pressure*. Geophysics, **XXX**(1).
- BIOT M.A. (1941) - *General theory of three-dimensional consolidation*. Journal of Applied Physics, **12**.
- BIOT M.A. (1955) - *Theory of Elasticity and Consolidation for a Porous Anisotropic solid*. Journal of Applied physics, **26**(2).
- BIOT M.A. (1962) - *Generalized theory of Acoustic Propagation in Porous Dissipative*. The journal of the Acoustical Society of America, **34** (9).
- BRANDT A. (1955) - *A study of the speed of sound in porous granular media*. Journal appl. Mech., **22**.
- BRANDT A. (1960) - *Factors affecting compressional wave velocity in unconsolidated marine sand sediments*. J. Acoust. Soc. Am., **32**(2).
- CHERUBINI C., PERGALANI F., RAMUNNI F.P., SIGNANINI P. (1983) - *Alcune correlazioni tra parametri geofisici geotecnici nel versante modello di Montelupone*. Geol. Appl. Idrogeol.
- DOMENICO S.N. (1976) - *Effect of brine mixture on velocity in an consolidated sand reservoir*. Geophysics, **41**(5).
- DOMENICO S.N. (1982) - *Acoustic wave propagation in air-bubble curtains in water*. Part I: History and theory Geophysics, **47**(3).
- DOMENICO S.N. (1982) - *Acoustic wave propagation in air-bubble curtains in water*. Part. II: Field experiment. Geophysics, **47**(3).
- DUTTA N.C. & SERIFF A.J. (1979) - *On White's model of attenuation in rocks with partial gas saturation*. Geophysics, **44**(11).
- DUTTA N.C. & ODÉ H. (1979) - *Attenuation and dispersion of compressional waves in fluid-filled porous rocks with partial gas saturation (White model)*. Part. I - Biot theory. Geophysics, **44**(11).
- DUTTA N.C. & ODÉ H. (1979) - *Attenuation and dispersion of compressional waves in fluid-filled porous rocks with partial gas saturation (White model)*. Part. II. Results Geophysics, **44**(11).
- ELLIOTT S.E. & WILEY B.F. (1975) - *Compressional velocities of partially saturated unconsolidated sands*. Geophysics, **40**(6).
- FAUST L.J. (1950) - *Seismic velocity as a function of depth and Geologic time*. Geophysics, **18**.
- FERRERO M.A. & SACERDOTÈ G.C. (1951) - *Parameters of sound propagation in granular absorbent materials*. Acoustic, **96**.
- GARDNER G.H.F., WYLLIE M.R.S. & DROSHAK D.M. (1965) - *Hysteresis in the velocity-pressure characteristics of rocks*. Geophysics, **30**(1).
- GASSMANN F. (1951) - *Elastic waves through a packing of spheres*. Geophysics, **16**(16).
- GEERTSMA J. (1957) - *The effect of fluid pressure decline on volumetric changes in porous rocks*. Trans. AIME, **210**.
- GEERTSMA J. & SMIT D.C. (1961) - *Some aspects of elastic wave propagation in fluid-saturated Porous solids*. Geophysics, **26**(2).
- GIBSON F.W. (1976) - *Measurement of the effect of Air Bubbles on the speed of sound in water*. The journal of the Acoustical Society of America, **48**(5).
- GREGORY A.R. (1976) - *Fluid saturation effects on Dynamic elastic properties of sedimentary rocks*. Geophysics, **41**(5).
- HAMON P. & MOLIER P. (1969) - *Quelques propriétés relatives aux célérités des ondes élastiques dans les solides poreux saturés*: Rev. de l'Inst. Frans du Petrol, **24**.
- HICKS W. & BERRY J.E. (1956) - *Application of continuous velocity logs to determination of fluid saturation of reservoir Rocks*. Geophysics, **21**(3).
- HUGHES D.S. & CROSS J.H. (1951) - *Elastic wave velocities in rocks at high pressure and temperatures*. Geophysics, **16**(4).
- HUGHES D.S. & KELLY J.L. (1952) - *Variation of elastic wave velocity with saturation in sandstone*. Geophysics, **47**.
- KING M.S. (1966) - *Wave velocity in rocks as a function of changes in overburden pressure and pore fluid saturants*. Geophysics, **31**(1).
- KUSTER G.T. & TOKSOZ M.N. (1974) - *Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part. 1 - Theoretical Formulations*. Geophysics, **39**(5).
- KUSTER G.T. & TOKSOZ M.N. (1974) - *Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part. II. Experimental Results*. Geophysics, **39**(5).
- PATTERSON N.R. (1956) - *Seismic wave propagation in porous granular media*. Geophysics, **21**(3).
- PESELNICK L. (1962) - *Elastic constants of Solenhofen Limestone and their dependence upon density and saturation*. Journal of Geophysical Research, **67**(11).
- SHUMMAY G. (1958) - *Sound velocity Vs temperature in water-saturated sediments*. Geophysics, **23**(3).
- SIGNANINI P. - *On the use elastic wave velocity for predicting landslides*. Boll. Geof. Teor. Appl., **26**.
- TATHAM R.H. (1982) - *Vp/Vs and lithology*. Geophysics, **47**(3).
- URICK R.J. (1947) - *A sound velocity method for determining the compressibility of finely divided substances*. Journal of applied physics, **18**.
- WHITE J.E. & SENBUSH R.L. (1953) - *Velocity measurements in near-surface formation*. Geophysics, **18**.
- WHITE J.E. (1975) - *Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation*. Geophysics, **40**(2).
- WINKLER K.W. & NUR A. (1982) - *Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional sliding*. Geophysics, **47**(1).
- WOOD A.B. (1930) - *A Textbook of sound*. G. Bell and Sons, London.
- WYLLIE M.R.J., GREGORY A.R. & GARDNER L.W. (1956) - *Elastic wave velocities in Heterogeneous and porous media*. Geophysics, **21**(1).
- WYLLIE M.R.J., GREGORY A.R. & GARDNER C.H.F. (1958) - *An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media*. Geophysics, **23**(3).
- WYLLIE M.R.J., GARDNER G.H.F. & GREGORY A.R. (1962) - *Studies of Elastic wave attenuation in porous media*. Geophysics, **27**(5).
- ZWIKKER C. & KOSTEN C.W. (1949) - *Sound absorbing materials*, Elsevier publishing Co., Inc. New York.

Finito di stampare
dal Centro Stampa dell'Università
di Camerino
dicembre 1985

