

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE

SEDE AMMINISTRATIVA DEL DOTTORATO DI RICERCA

FACOLTÀ DI INGEGNERIA

XVIII CICLO DEL DOTTORATO DI RICERCA

IN GEOFISICA APPLICATA E IDRAULICA

**L'IMMAGINE SISMICA NELLE STRUTTURE CROSTALI
DELLA PROVINCIA GEOTERMICA TOSCANA
E LE PROPRIETÀ PETROFISICHE DELLE ROCCE**

(SETTORE SCIENTIFICO-DISCIPLINARE: GEO/11 GEOFISICA APPLICATA)

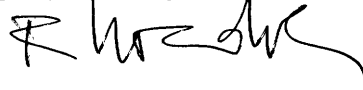
DOTTORANDA:

UMBERTA TINIVELLA

COORDINATORE DEL COLLEGIO DEI DOCENTI:

CHIAR.MO PROF. RINALDO NICOLICH

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE



RELATORE:

CHIAR.MO PROF. RINALDO NICOLICH

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE



INDICE

INTRODUZIONE	I - 1
CAPITOLO 1 - LA SISMICA CROSTALE E IL CAMPO GEOTERMICO DELLA TOSCANA MERIDIONALE	1 - 1
1.1 INTRODUZIONE	1 - 1
1.2 LA SISMICA PROFONDA	1 - 2
1.3 IL PROGETTO CROP	1 - 4
1.4 I DATI DSS	1 - 7
1.5 I CAMPI GEOTERMICI	1 - 9
1.6 I DATI CROSTALI DELLA TOSCANA MERIDIONALE	1 - 11
1.6.1 IL PROFILO CROP 03	1 - 11
1.6.2 I PROFILI CROP 18A E 18B	1 - 14
1.7 BIBLIOGRAFIA	1 - 16
CAPITOLO 2 - L'AMPLITUDE VERSUS OFFSET E LE PROPRIETÀ PETROFISICHE DELLE ROCCE	2 - 1
2.1 INTRODUZIONE	2 - 1
2.2 I COEFFICIENTI DI RIFLESSIONE E IL RAPPORTO DI POISSON...	2 - 3
2.3 LE EQUAZIONI AVO	2 - 6
2.3.1 LE ONDE DI TESTA	2 - 9
2.4 L'APPROSSIMAZIONE DI AKI E RICHARDS	2 - 9
2.5 L'APPROSSIMAZIONE DI SHUEY	2 - 12
2.6 IL METODO DEI MINIMI QUADRATI	2 - 13
2.7 L'AVO E L'ELABORAZIONE DEI DATI SISMICI	2 - 14
2.8 L'AVO E LA SOVRAPPRESSIONE	2 - 17
2.9 L'AVO E L'ANISOTROPIA	2 - 20
2.10 L'INTERPRETAZIONE DEI RISULTATI AVO	2 - 22
2.10.1 LE SEZIONI DI RIFLETTIVITÀ AVO	2 - 22

2.10.2 LA DETERMINAZIONE DELLA PRESENZA DEL GAS	2 - 26
2.10.3 STRATI SOTTILI	2 - 28
2.11 ALCUNI ESEMPI AVO	2 - 29
2.12 BIBLIOGRAFIA	2 - 37

CAPITOLO 3 – LA PRESSIONE DEI PORI **3 - 1**

3.1 INTRODUZIONE	3 - 1
3.2 I MECCANISMI CHE GENERANO PRESSIONE ANOMALA NEI PORI .	3 - 2
3.2.1 LE CAUSE MECCANICHE	3- 3
3.2.2 LA PERMEABILITA'	3 - 5
3.2.3 IL TEMPO	3 - 5
.	
3.2.4 IL TIPO DI FLUIDO	3 - 5
3.3 I MODELLI EMPIRICI E LA STIMA DELLA PRESSIONE DEI PORI	3 - 6
3.3.1 I METODI DIRETTI	3 - 7
3.3.2 I METODI VERTICALI BASATI SULLO SFORZO EFFETTIVO	3 - 9
3.3.3 I METODI ORIZZONTALI BASATI SULLO SFORZO EFFETTIVO	3 - 12
.	
3.3.4 ALTRI METODI BASATI SULLO SFORZO EFFETTIVO	3 - 14
3.4 IL MODELLO DI PRESSIONE	3 - 14
3.5 LE VELOCITÀ SISMICHE	3 - 18
3.5.1 IL MODULO DI VOLUME DEL GAS	3 - 18
3.5.2 LA TEORIA DI BIOT PER UN MEZZO POROSO	3 - 19
3.6 ESEMPI	3 - 23
3.6.1 LA DISTRIBUZIONE DEL GAS E LA PRESSIONE DEI PORI	3 - 23
3.6.2 I DATI MULTICOMPONENTI E LA STIMA DELLA PRESSIONE DEI PORI	3 - 26
3.6.3 I DATI DI POZZO E I MODELLI DI PRESSIONE DEI PORI	3 - 32
3.7 BIBLIOGRAFIA	3 - 37

CAPITOLO 4 – L'ANISOTROPIA **4 - 1**

4.1 INTRODUZIONE	4 - 1
4.2 I MEZZI TRASVERSAMENTE ISOTROPI	4 - 2
4.2.1 EFFETTI DELL'ANISOTROPIA SULLA PROPAGAZIONE DELLE ONDE	4 - 3
4.2.2 I PARAMETRI DI THOMSEN	4 - 5
.	
4.3 L'ANISOTROPIA E L'ELABORAZIONE DEI DATI SISMICI	4 - 8
4.4 SEPARAZIONE (SPLITTING) DELLE ONDE S	4 - 13
4.5 L'ANISOTROPIA DELLA CROSTA INFERIORE	4 - 15
4.5.1 ANISOTROPIA A SCALA CRISTALLINA	4 - 16
4.5.2 ANISOTROPIA DEI POLICRISTALLI	4 - 17

4.5.3 ANISOTROPIA SISMICA DELLA CROSTA INFERIORE	4 - 20
4.6 ESEMPI DI ANISOTROPIA CROSTALE	4 - 20
4.6.1 L'ANISOTROPIA ATTORNO AL KTB	4 - 20
4.6.2 L'ANISOTROPIA NEI TAURI	4 - 22
4.6.3 L'ANISOTROPIA NELL'ISOLA SOUTH (NUOVA ZELANDA)	4 - 25
4.6.4 L'ANISOTROPIA NELLA ZONA DI IVREA-VERBANO (ALPI OCCIDENTALI) ..	4 - 27
4.7 BIBLIOGRAFIA	4 - 30
CONCLUSIONI	C - 1
ALLEGATO 1	A1 - 1
ALLEGATO 2	A2 - 1
ALLEGATO 3	A3 - 1
ALLEGATO 4	A4 - 1
TAVOLA IA	
TAVOLA IB	
TAVOLA II	
TAVOLA III	
TAVOLA IV	
TAVOLA V	

INTRODUZIONE

Negli ultimi venti anni l'Italia ha portato a compimento una lunga serie di profili sismici a riflessione a grande penetrazione per investigare le strutture del sottosuolo fino alla discontinuità di Moho alla base della crosta. Il programma ha compreso prospezioni marine, nei mari circostanti la penisola, e terrestri, eseguite anche lungo tutta la catena alpina in collaborazione con gli stati confinanti. Il finanziamento è stato garantito da istituzioni raccolte sotto il consorzio CROP (ENI, CNR, ENEL), mentre l'acquisizione ed elaborazione dei dati è stata effettuata da compagnie di servizio e da centri specializzati della ricerca e dell'industria italiana. La disseminazione dei risultati, pur completi di interpretazioni e di elaborazioni riguardanti anche informazioni complementari (sperimentazioni sismiche particolari, approfondite indagini geologiche, rilievi gravimetrici, ecc.) ha richiesto troppi lunghi anni. Ancora oggi è difficile accedere ai dati per le necessarie rielaborazioni, perché la loro archiviazione, non appoggiata a strutture con diretti interessi e specifiche competenze, non ha favorito lo sviluppo ri-analisi dei dati secondo tecniche innovative, né ha destato l'interesse delle Scienze della Terra per interpretazioni comparate e per le sintesi strutturali necessarie per la valutazione dei rischi vulcanici, sismologici, per la valutazione delle georisorse, ecc..

In questo lavoro di tesi è posta attenzione ai profili CROP acquisiti nell'area della Toscana Meridionale ove sono presenti importanti campi geotermici, noti dall'antichità, studiati e sfruttati a partire dalla fine del 1800. I dati geofisici acquisiti all'interno del progetto CROP, riguardano le linee sismiche CROP 03, 18A e 18B. Essi sono stati programmati su proposta dell'ENEL che vi aveva visto un interesse industriale per ricostruire un quadro generale della genesi e accumulo delle risorse geotermiche ai fini di un loro razionale sfruttamento.

Condividendo questi interessi si è ritenuto necessario indirizzare una rielaborazione dei dati al fine di definire immagini che possano aiutare l'interpretazione geologica e strutturale e offrire elementi per un valutazione della risorsa e del suo sfruttamento. Della linea CROP-03 è stato possibile utilizzare solo il settore più occidentale di cui si sono ricostruiti tutti i dati di campagna.

La rielaborazione delle sezioni sismiche è stata eseguita, avendo come obiettivo le strutture della crosta della Provincia Geotermica Toscana, mediante analisi particolari volte individuare i parametri fisici delle rocce focalizzate sugli intervalli interessati dalla presenza di fluidi geotermici (in genere in sovrappressione) e delle principali discontinuità litologiche caratterizzanti la crosta fino alla sua base, compresi i meccanismi di formazione e movimentazione dei fusi vulcanici.

Un parametro essenziale acquisito con i dati sismici, necessario anche per la loro elaborazione, è la velocità di propagazione delle onde sismiche. Per associare le diverse velocità sismiche alla litologia e alle condizioni del fluido intrappolato all'interno dello spazio poroso è necessario avere informazioni ottenute da misure in situ e di laboratorio. Infatti, attualmente le relazioni che controllano le velocità e che sono conosciute e impiegate con maggiore affidabilità, sono le relazioni tra velocità e pressione, tra velocità e temperatura e tra velocità e densità. Solo la conoscenza delle velocità di entrambe le onde P e S (e quindi del rapporto di Poisson) permette di avere informazioni più affidabili sulle proprietà petrofisiche del sottosuolo e dei fluidi intrappolati.

L'acquisizione sismica non prevede l'utilizzo di geofoni orizzontali, salvo casi particolari e molto dispendiosi, e quindi la registrazione delle onde P ed S. Per sopperire a questa mancanza, è possibile eseguire l'analisi dell'ampiezza in funzione dell'offset dei dati sismici in situazione *pre-stack* per analizzare le onde convertite da P ad S ed estrarre informazioni sul contrasto delle velocità delle onde S alle interfacce (analisi AVO, Capitolo 2).

Nell'area dei campi geotermici della Toscana meridionale esistono diversi pozzi profondi che hanno permesso di avere informazioni sulle proprietà delle rocce. Estrapolando queste informazioni spazialmente lungo le linee sismiche e utilizzando gli studi teorici sviluppati da Biot, è poi possibile ottenere modelli di pressione nelle aree con fluidi in sovrappressione (Capitolo 3).

Inoltre, l'orientazione delle linee sismiche analizzate è risultata adeguata per studiare la velocità delle onde P lungo due direzioni tra loro perpendicolari, permettendo di identificare strutture caratterizzate da anisotropia nella propagazione delle onde (Capitolo 4).

Riassumendo, utilizzando (i) le informazioni sui contrasti del rapporto di Poisson alle diverse interfacce, (ii) i dati di pozzo, (iii) i modelli teorici che descrivono la velocità in funzione della pressione dei pori e (iv) analizzando le sezioni sismiche sia *stack* che le migrazioni *pre-stack* in tempo e in profondità (Tavole 1-5), è possibile ottenere un modello finale coerente per descrivere le strutture profonde del campo geotermico della Toscana meridionale (Allegati 1-4).

CAPITOLO 1

LA SISMICA CROSTALE E IL CAMPO GEOTERMICO DELLA TOSCANA MERIDIONALE

1.1 INTRODUZIONE

L'obiettivo principale dell'analisi dei dati crostali in questo lavoro di tesi è quello di definire le relazioni tra le strutture crostali e le risorse geotermiche nella Toscana meridionale. Per caratterizzare il sottosuolo profondo, si possono utilizzare due diverse tecniche di prospezione sismica:

1. la sismica a riflessione a grande angolo/rifrazione W.A.R.R. (*Wide Angle Reflection/Refraction*) e D.S.S. (*Deep Seismic Soundings*);
2. la sismica a riflessione profonda a piccolo angolo N.V.R. (*Near Vertical Reflection*).

I dati a disposizione per questa analisi sono i dati sismici a riflessione del tipo NVR (i profili CROP 03, CROP 18A e 18B), i dati sismici a grande offset WARR acquisiti lungo il profilo CROP 03 e i risultati ottenuti da Giese et al. (1981) dall'interpretazione dei dati DSS. In particolare, i dati DSS sono fondamentali per determinare il gradiente di velocità delle strutture profonde (crosta inferiore), che non può essere determinato dall'analisi dei dati di sismica a riflessione NVR. Vincolando la profondità della Moho determinata dai modelli DSS, si può determinare il gradiente medio delle strutture più profonde dell'offset massimo dei dati NVR (nel nostro caso pari a circa 8 km).

L'acquisizione delle linee CROP 18A, 18B e 03 ha avuto come obiettivo lo studio delle strutture crostali dall'orizzonte K (Batini et al., 1978; Liotta et al., 1998) alla Moho, compresi i meccanismi dell'interazione crosta-mantello, con particolare attenzione volta alle intrusioni vulcaniche, all'individuazione della presenza di fusi collegati al regime estensionale e agli assottigliamenti della crosta che hanno interessato l'esteso duomo crostale della Toscana Meridionale (Locardi, 1985; Locardi and Nicolich, 1988). Per le applicazioni industriali e l'esplorazione geotermica, è poi essenziale capire l'inter-

dipendenza fra i campi di Larderello e del Monte Amiata e i rapporti dei serbatoi con le strutture della crosta profonda al fine d'individuare i processi di flusso del calore e l'alimentazione dei campi stessi.

Recentemente le due linee CROP 18A e 18B e parte della linea CROP 03 (vedi la mappa di posizione in Figura 1.1) sono state rielaborate per ottenere nuove sezioni *stack true-amplitude*, cioè elaborate con procedure che conservano l'ampiezza sia per esaltare i riflettori con maggiori ampiezze sia per effettuare successive analisi, quali le analisi delle ampiezze in funzione dell'offset (Capitolo 2). I due transetti CROP 18 corrono paralleli, ad una distanza relativamente piccola, per un tratto all'estremità SE e NO, rispettivamente, e la CROP 03 interseca la CROP-18B in prossimità di Paganico (CDP 1680/CROP-18B, 2260/CROP-03).

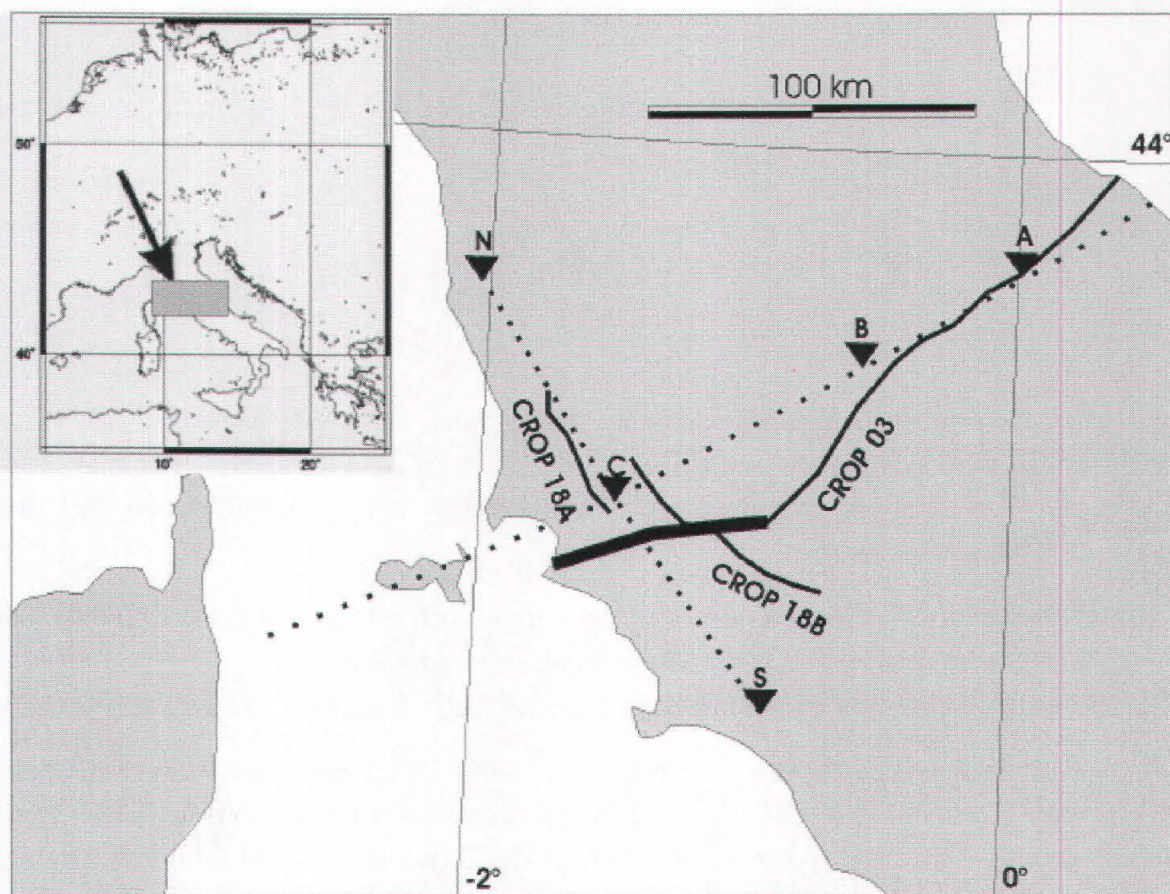


FIG. 1.1. Mappa di posizione delle linee CROP 03, 18A e 18B. I dati DSS (N-S; C-B-A) sono indicati con le linee tratteggiate. Il tratto CROP 03 studiato in questo lavoro è indicato con una linea spessa.

1.2 LA SISMICA PROFONDA

Le acquisizioni di dati sismici crostali hanno per obiettivo primario l'illuminazione delle principali strutture geologiche della crosta fino alla discontinuità della Moho. Queste si possono trovare anche a profondità superiori 50 km nelle zone orogenetiche e nelle aree di collisione tra placche litosferiche. Questa prospezione

richiede l'impegno di sistemi di acquisizione dotati di molti canali, tempi di registrazione elevati (oltre i 15 s), geofoni a bassa frequenza (4,5-10 Hz). Per queste caratteristiche, è sufficiente un intervallo di campionamento di 4 ms, anche se in alcuni rilievi (per esempio il CROP 03) sono stati utilizzati anche intervalli di campionamento minori (2 ms).

Le indagini profonde necessitano di sorgenti sismiche ad elevata penetrazione. Nel caso in cui si utilizza l'esplosivo, la frequenza centrale dello spettro generato è, in prima approssimazione, inversamente proporzionale al cubo della sua massa. Aumentare la massa significa aumentare l'energia disponibile, e quindi la penetrazione. Contemporaneamente, però, si riduce la frequenza dominante, con una conseguente perdita di risoluzione, soprattutto nella parte più superficiale della crosta. In una acquisizione tipica, si impiegano cariche di circa 30 kg a profondità dell'ordine di 30 m. La possibilità di energizzare in pozzetti profondi permette di attenuare le onde di superficie e le grandi dispersioni di energia. Ovviamente, l'acquisizione deve essere preceduta da test per ottimizzare la quantità della carica e la profondità del pozzetti al fine di illuminare adeguatamente l'obiettivo (per esempio, Zgur, 2001).

Nel caso in cui si utilizza come sorgente il *vibroiseis*, l'unica controindicazione consiste nel rischio di generare frequenze molto basse che possono pregiudicare la sicurezza delle strutture antropiche vicine all'energizzazione. La possibilità di regolare la forma e la frequenza della sorgente (lo *sweep*) risulta fondamentale. In genere, si utilizzano frequenze tra 8 e 64 Hz (Zgur, 2001).

Vediamo ora i principali parametri di acquisizione che generalmente sono utilizzati in questo tipo di rilievi. Poiché l'obiettivo si trova tra attorno ai 7-10 s, l'offset minimo può essere dell'ordine di 100 m, generalmente variabile tra 100 e 300 m. La massima distanza sorgente-ricevitore deve essere dello stesso ordine di grandezza della profondità di indagine per un'ottima elaborazione e per ottenere informazioni sulle velocità delle strutture (per esempio, Yilmaz, 2001). Poiché i costi e i tempi di acquisizione di stendimenti con offset massimi dell'ordine di grandezza di 20 km risultano importanti, i rilievi crostali hanno un offset massimo inferiore all'obiettivo e quindi sono considerati *near vertical reflection* (NVR). Per esempio la linea CROP 18 è stata acquisita con uno split asimmetrico pari a 3780-150-0-150-7620, mentre nel progetto TRANSALP (Capitolo 4) sono stati utilizzati stendimenti simmetrici con rami di 9 km ciascuno.

La distanza tra le tracce dipende dalla profondità, in quanto le velocità sismiche e le frequenze rispettivamente aumentano e diminuiscono con la profondità. Questo implica la possibilità di aumentare l'intertraccia nei rilievi crostali. Valori tipici di intervallo tra le stazioni vanno dai 30 m ai 100 m (da 30 m a 80 m per il progetto CROP, e 50 m per il progetto TRANSALP), anche se con questi valori la risoluzione laterale è scarsa e gli andamenti delle strutture più profonde possono risultare smussati.

1.3 IL PROGETTO CROP

Il progetto CROP (CROsta Profonda) è stato impostato negli anni 1982-1985 con uno studio di fattibilità. Il progetto CROP ha avuto una prima fase di realizzazione come progetto strategico CNR (1985-1988), passando poi a una fase governata dalle convenzioni CNR-AGIP e CNR-ENEL. Come indicato nell'Art. 1 delle convenzioni, *il progetto si prefigge, attraverso lo studio di modelli relativi alla costituzione ed evoluzione della crosta terrestre e attraverso l'impiego coordinato di tecnologie di esplorazione profonda del sottosuolo, di porre a disposizione delle discipline di Scienze della Terra e degli Enti preposti alla protezione dell'ambiente, alla prevenzione delle catastrofi naturali, all'utilizzo del sottosuolo, allo sfruttamento minerario delle risorse e dell'insediamento in condizioni di massima sicurezza degli impianti industriali, le informazioni di base sul sottosuolo profondo.*

Lo studio della struttura più profonda della crosta costituisce la premessa per la comprensione dei processi geologici che hanno portato alla formazione orogenica e dei bacini sedimentari e che governano l'attività vulcanica e tellurica. Oltre all'accrescimento delle conoscenze di base, la ricerca CROP ha avuto ricadute applicative per quanto riguarda l'acquisizione di informazioni sulle potenziali fonti energetiche: i serbatoi geotermici e i giacimenti di idrocarburi.

Informazioni ad alta risoluzione dei primi 7-8 km del sottosuolo possono essere ottenute da prospezioni sismiche a riflessioni e da perforazioni, queste ultime essenzialmente svolte per ricerche geotermiche e di idrocarburi. Al di sotto di questa profondità, le conoscenze dettagliate del sottosuolo si basano su metodi di prospezione di sismica a rifrazione, sismica a riflessione convenzionale e a grande angolo. I dati geofisici possono essere integrati con modelli geologici ottenuti estrapolando verso il basso le informazioni ottenute nella parte più superficiale. Per svolgere in modo adeguato uno studio di questo tipo occorre seguire diversi passi, di seguito schematizzati:

1. una revisione di tutti i dati geologici e geofisici già esistenti al fine di individuare le aree chiave da un punto di vista geodinamico,
2. una grande accuratezza nella progettazione e esecuzione del rilievo sismico, con metodologie adattate alle esigenze di investigazione profonda,
3. l'adattamento e talora lo sviluppo di nuovi algoritmi per l'elaborazione numerica dei dati sismici, ottenuti con tempi di registrazione molto più lunghi di quelli utilizzati nella sismica a riflessione per scopi industriali,
4. una interpretazione delle sezioni eseguita in maniera integrata con tutti gli altri dati geofisici e geologici disponibili, armonizzando tutte le conoscenze scientifiche relative all'area analizzata.

Le informazioni acquisite dal progetto CROP nell'arco di più di un decennio hanno portato, grazie alle informazioni sulle strutture più profonde e alla revisione e l'integrazione di tutti i dati geofisici e geologici esistenti, alla rielaborazione di modelli geologici pre-esistenti. In Figura 1.2 sono riportate le linee CROP a mare (per un totale di circa 8500 km) e a terra (per un totale di circa 1000 km) e le linee in fase di progettazione.

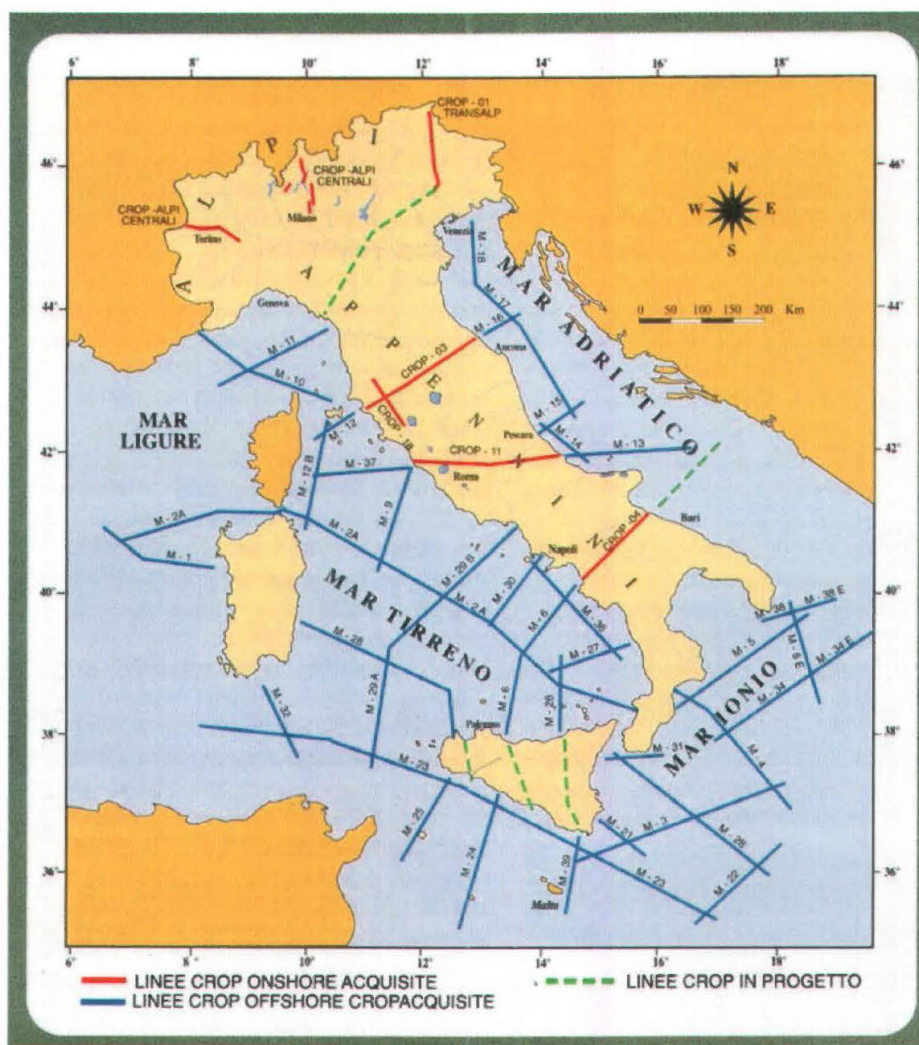


FIG. 1.2. Mappa di posizione delle linee CROP a mare (linee blu), a terra (linee rosse) e in fase di progettazione (linee tratteggiate verdi; Bertelli, 2000).

Le tecniche di acquisizione dei dati sismici sono simili a quelle impiegate per classiche prospezioni, anche se si sono dovute adottare innovazioni e modifiche finalizzate principalmente ad esaltare la penetrazione dell'energia sismica a livello crostale profondo. Per le acquisizioni a terra le differenze maggiori sono state nell'uso di sorgenti di energia di tipo convenzionale (esplosivo e vibrator) con caratteristiche dei parametri di sorgente dimensionati allo scopo di ottenere una adeguata penetrazione ai livelli profondi; quindi, è stata potenziata l'energizzazione. Anche gli stendimenti dei geofoni sono stati di volta in volta adattati in fase di progettazione dei vari profili, in base alle esigenze specifiche di ciascuna area. Mediamente sono stati utilizzati stendimenti con distanze massime tra sorgente e ricevitori che variano da un massimo di 10-11 km a un minimo di 4 km circa. In Figura 1.3 sono mostrati i parametri di acquisizione per il profilo CROP 03. Si osservi che sono stati utilizzati da 15 a 30 kg di dinamite come sorgente sismica a una profondità variabile tra 30 m e 40 m. Il passo di campionamento è stato di 2 ms con un tempo di ascolto pari a 25 s. Dalla complessità dell'acquisizione dei dati a terra, e quindi dal conseguente costo elevato, si comprende

come il numero di chilometri di dati sismici CROP a terra sia di gran lunga inferiore rispetto ai dati CROP a mare.

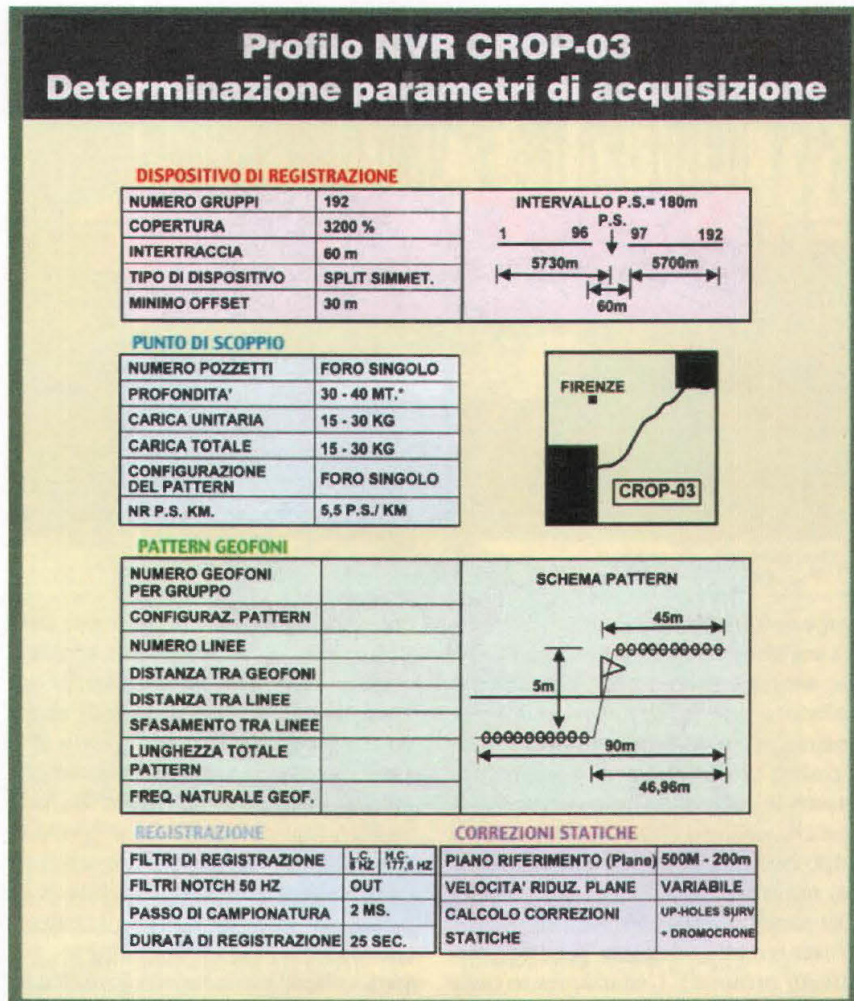


FIG. 1.3. Schema dei parametri di acquisizione utilizzati per la linea CROP 03 (Bertelli, 2000).

Le tecniche di elaborazione adottate per i dati del progetto CROP sono state selezionate innanzitutto in funzione dell'obiettivo primario della ricerca, consistente nella focalizzazione dei caratteri geologico-strutturali sia profondi che superficiali. Per quanto riguarda i principi generali che hanno ispirato le sequenze di elaborazioni, essi sono legati all'aumento del rapporto segnale/rumore a tempi di registrazione elevati. Si è quindi mirato a una ricostruzione geometrica dei riflettori senza ricorrere a particolari operazioni di controllo delle ampiezze dei segnali, se non a quelli convenzionali. I parametri di elaborazione sono stati accuratamente tarati sulla base di una sequenza che può essere definita semi-convenzionale per i dati sismici terrestri e marini. Per quanto riguarda i dati a terra, particolare attenzione è stata rivolta al calcolo delle correzioni statiche e alla ricostruzione dei modelli di velocità superficiali. Come esempio, in Figura 1.4 è riportata la sequenza di elaborazione dei dati a terra.

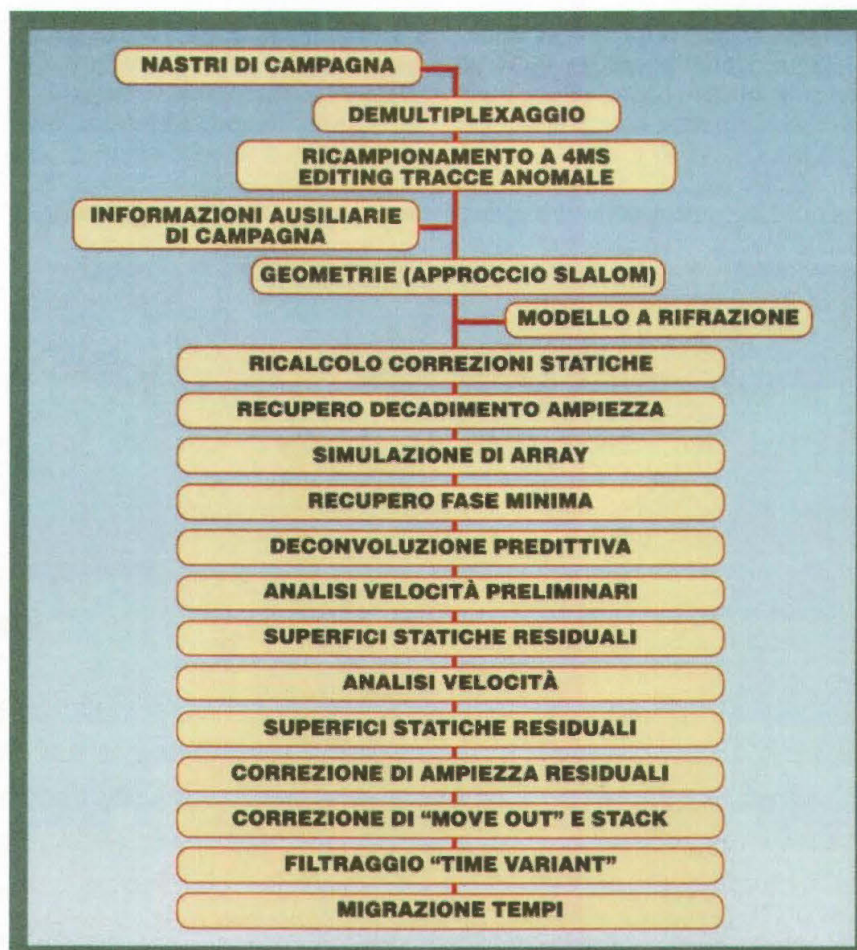


FIG. 1.4. Esempio di sequenza di elaborazione dei dati CROP utilizzata per profili terrestri (Bertelli, 2000).

1.4 I DATI DSS

All'interno del Progetto CROP, le indagini di sismica NVR sono state integrate con importanti campagne di acquisizione di dati DSS. Accanto a queste, bisogna citare le acquisizioni dei dati DSS avvenute in precedenza a partire dal 1956.

La crosta terrestre è oggetto di studio a partire dagli anni '50, per diversi motivi legati sia alla valutazione del rischio sismico e vulcanico sia per allo sfruttamento delle risorse del sottosuolo (geotermiche e petrolifere). Nel contesto delle ricerche di base volte alla diminuzione dei rischi sismico e vulcanico nell'area della penisola italiana, la geofisica quindi riveste particolare importanza, considerata la particolare esposizione a tali rischi di gran parte del territorio nazionale.

Tra il 1956 e il 1959 l'acquisizione dei dati DSS è iniziata con lo studio delle Alpi Occidentali. Tra il 1960 e il 1966, sono state studiate le Alpi Orientali e Centrali, mentre dal 1965 fino al 1971 sono stati acquisiti dati nell'Appennino centro-meridionale. Nel periodo 1972-'74 è iniziata l'acquisizione dei dati in Italia meridionale e in Sicilia. Tra il 1975 e il 1982 è stata completata l'acquisizione nell'Italia centro-meridionale, nelle isole

e nel mare. Infine, i dati sono stati complementati con 3660 profili all'interno della Geotraversa Europea (EGT-S) tra il 1983 e il 1986.

In Figura 1.5 sono riportati tutti i profili DSS acquisiti in Italia tra il 1956 e il 1992 per un totale di 24820 km, dove i dati relativi al progetto CROP sono indicati con linee spesse (Morelli, 1993 e 2000).

Un esempio di acquisizione di dati DSS è riportato nel paragrafo 1.5.1, in cui vengono riassunti i dati acquisiti all'interno del progetto CROP 03.



FIG. 1.5. I grandi profili di sismica a rifrazione (DSS) acquisiti in Italia. Le linee spesse corrispondono ai DSS acquisiti all'interno del progetto CROP (Morelli, 2000).

1.5 I CAMPI GEOTERMICI

La geotermia è classificata tra le fonti di energia rinnovabile ovvero quelle fonti energetiche caratterizzate dal fatto che il tempo in cui si formano spontaneamente è inferiore a quello in cui vengono consumate. Le caratteristiche delle risorse geotermiche si possono raggruppare nei seguenti sistemi (Barbier e Santoprete, 1993):

- sistemi magmatici,
- rocce secche calde (*hot dry rocks*, HDR),
- sistemi idrotermali.

I sistemi magmatici sono ancora oggetto di studi per produrre vapore per produrre energia elettrica dal calore di un corpo magmatico accessibile.

Lo sfruttamento di sistemi fratturati con bassa permeabilità delle rocce e alta temperatura è in fase di sperimentazione, anche se esistono tre progetti pilota negli USA, in Giappone e in Francia. Uno degli aspetti chiave di questi progetti è la creazione di un serbatoio mediante due pozzi: in uno viene forzata l'introduzione di fluido e il suo sfruttamento avviene attraverso un secondo pozzo di produzione. La difficoltà principale di questo sistema è quella di mantenere costante il flusso dei fluidi geotermici.

I sistemi idrotermali sono quelli attualmente sfruttati. Essi possono essere suddivisi in sistemi ad acqua dominante (suddivisi a loro volta in campi a vapore umido e ad acqua calda) e a vapore dominante. Schematicamente, in tutto il sistema idrotermale è presente un flusso di acqua (allo stato liquido o gassoso) che agisce quale conduttore di calore dal serbatoio alla superficie.

In Figura 1.6 è riportata la carta del flusso di calore in mW/m^2 (Della Vedova et al., 1991), in cui è evidente la forte anomalia positiva presente nella Toscana meridionale che si estende fino al Tirreno. Queste anomalie positive sono correlabili con la diminuzione dello spessore della crosta (Figura 1.7; Nicolich, 1989), giustificando ulteriormente la necessità di uno studio di dettaglio delle strutture crostali nell'area geotermica della Toscana meridionale.

L'utilizzo delle risorse energetiche per usi industriali è stata avviata nell'area di Larderello fin dalla prima metà del 1800 con la produzione di sali borici e l'utilizzo del vapore per la concentrazione delle salamoie. Sempre a Larderello nel 1904 fu sperimentata per la prima volta la produzione di energia elettrica, quando una macchina a vapore alimentata da un fluido geotermico fu collegata a una dinamo e permise di accendere alcune lampadine dello stabilimento per la produzione di sali borici.

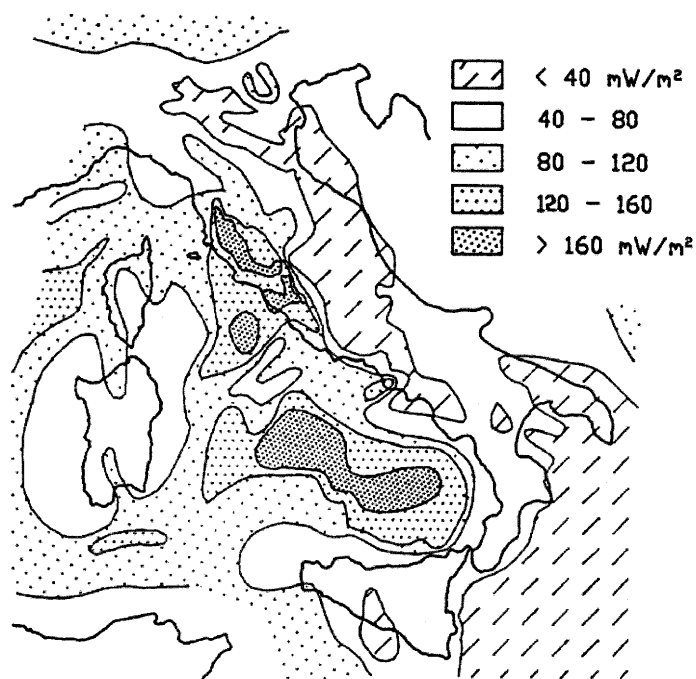


FIG. 1.6. La carta del flusso di calore (in mW/m^2) in Italia in cui è evidente l'estensione verso il mar Tirreno dell'area geotermica toscana (Della Vedova et al., 1991).

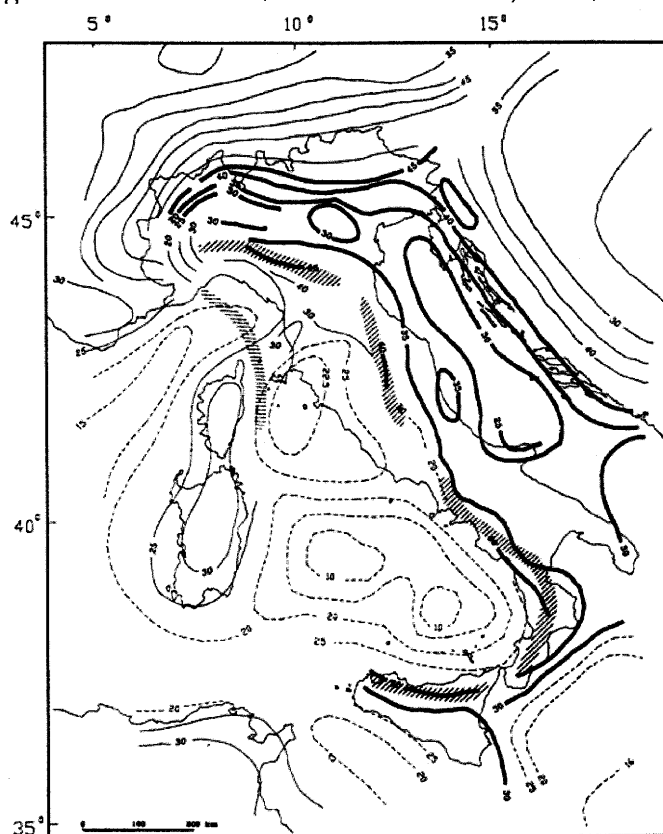


FIG. 1.7. Isobate della Moho, dedotte dai profili DSS. Equidistanza: 5 km (Nicolich, 1989).
 Isobate: grosse = Moho adriatica; sottili = Moho europea; tratteggiate = Moho assottigliata.
 Tratteggio: orizzontale = massima estensione verso Ovest della placca adriatica; inclinato = contatto e/o flessura (corrispondente anche al massimo del gradiente gravimetrico e della sismicità) fra crosta normale adriatica e la sua parte assottigliata.

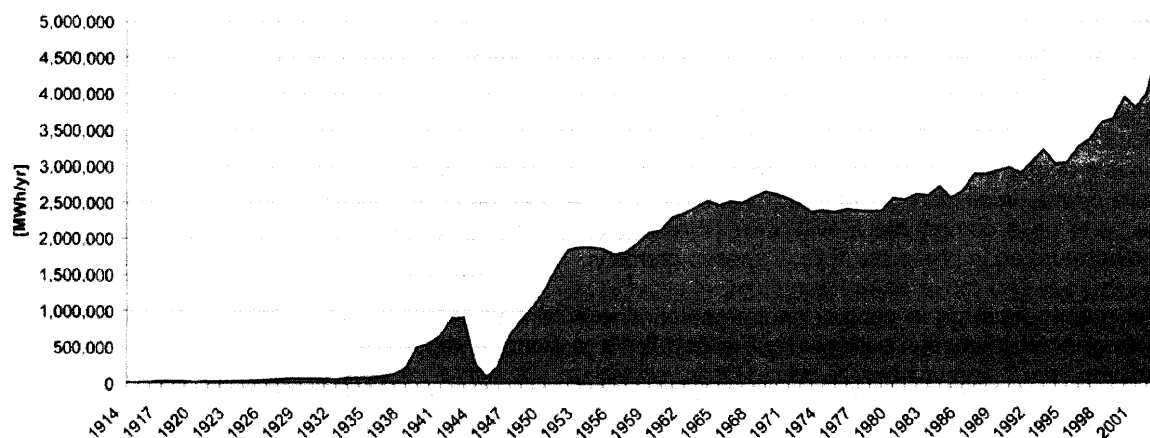


FIG. 1.8. Produzione geotermoelettrica nel bacino di Larderello – Travale/Radicandoli.

Nel 1913 fu installato il primo gruppo di generazione geotermoelettrica da 250 kW; la produzione elettrica subì un forte aumento a partire dagli anni '40, come indicato in Figura 1.8. A partire dagli anni '50 furono sviluppati anche altri campi geotermici nel Monte Amiata e nel campo di Travale-Radicandoli. All'inizio degli anni '70 i pozzi perforati nell'area di Larderello e Travale-Radicandoli avevano profondità che andavano da poche centinaia di metri fino a circa 1000-1500 m e interessavano il serbatoio superficiale. In questi anni si iniziò a porre il problema di incrementare la produzione di fluidi, in quanto essa iniziava a declinare a causa del lungo e intenso sfruttamento. A tale scopo iniziò un programma di esplorazione media-profonda per verificare la presenza di serbatoi con fluidi a maggiore pressione e temperatura. Lo studio di esplorazione ha permesso di verificare la presenza di altri serbatoi alla profondità variabile tra 3000-4000 m con temperature fino a 350° C e pressioni pari a 7 MPa (Cappetti, 2004).

1.6 I DATI CROSTALI DELLA TOSCANA MERIDIONALE

I dati sismici analizzati in questa tesi (descritti nei paragrafi seguenti) sono stati elaborati principalmente per esaltare la differenziazione delle immagini sismiche rappresentative delle strutture crostali fino alla costruzione di una sezione profondità sufficientemente attendibile (Tavole 1-5), partendo da uno studio delle velocità di propagazione delle onde sismiche, dalla riflettività degli orizzonti principali e dalle informazioni disponibili in prossimità della superficie dai *log* di pozzo.

1.6.1 IL PROFILO CROP 03

La storia del sottoprogetto CROP 03 inizia nel 1989. Il profilo, illustrato in Figura 1.9 con lo schema geologico, parte da Punta Ala e, attraversato il bacino di Grosseto, il tracciato taglia la dorsale medio-toscana, all'altezza di Monte Leoni e quindi la parte settentrionale del Monte Amiata, risalendo la bassa Valle dell'Orcia. Questa prima parte è stata analizzata durante questo lavoro di tesi. La linea attraversa poi i bacini di

Radicefani e della bassa Val di Chiana, e successivamente passa a Nord dei Monti di Perugia. La parte orientale del profilo termina sulla costa adriatica all'altezza di Gabicce-Gradara. Questo tracciato rappresenta un buon compromesso tra l'esigenza di attraversare, ortogonalmente alle direttrici tettoniche, il maggior numero di strutture geologiche dell'Appennino e la possibilità di ottenere risposte sismiche di buona qualità. I parametri di acquisizioni sono riportati in Figura 1.3. L'elaborazione dei dati si è conclusa alla fine del 1994, seguendo una procedura standard, come descritto nel paragrafo 1.3. Recentemente, i dati sismici corrispondenti alla parte più occidentale della Toscana (Figura 1.1) sono stati rielaborati con procedura *true-amplitude* (Capitolo 2) e utilizzati durante questo lavoro di tesi, al fine di effettuare analisi di dettaglio per meglio comprendere le proprietà petrofisiche delle strutture profonde (Allegato 4). Lo scopo principale del CROP 03 è stato quello di raccogliere nuovi dati sulle caratteristiche della crosta profonda e del limite crosta-mantello dell'Appennino settentrionale. Lo studio della struttura crostale assume un particolare rilievo nella parte occidentale del profilo, per poter avanzare ipotesi sulla origine del campo geotermico della Toscana meridionale. Altrettanto importante è, nella parte orientale, cogliere le geometrie profonde dell'assetto strutturale dell'Appennino, distinguendo le strutture legate alle fasi compressive, di costruzione della catena, da quelle connesse alla fase estensionale e quindi alla sua attuale sismicità. Per capire meglio la storia evolutiva termica della Toscana meridionale, si decise di integrare la sismica a riflessione con altre metodologie geofisiche, come (a) dati gravimetrici, (b) dati magnetometrici, (c) dati magnetotellurici, (d) dati di flusso di calore, (e) perforazioni e (f) linee sismiche nelle zone dei campi geotermici. In Figura 1.10 sono riportate la mappa delle indagini sismiche associate al progetto CROP 03.

Un posto di riguardo deve essere lasciato alla sismica a rifrazione profonda (DSS) per l'importanza che i dati provenienti da questo tipo di indagine hanno avuto nella caratterizzazione della crosta inferiore e della Moho (Giese et al., 1981). L'acquisizione è consistita in sei profili in linea di lunghezza variabile tra 70 km e 130 km e di due profili a ventaglio con raggio di acquisizione di circa 65 km (de Franco e Biella, 1993). La geometria di acquisizione utilizzata ha cercato di esplorare con profili disegnati parallelamente e/o sub-parallelamente agli andamenti riconosciuti dalla geologia strutturale, in modo da ridurre l'influenza delle disomogeneità laterali sulla propagazione dell'energia sismica. Le informazioni sulla variazione laterale delle strutture vengono invece dedotte dai profili a ventaglio, che hanno come vincoli i profili in linea. La distanza del raggio di acquisizione è stata fissata a circa 65 km sulla base dell'analisi dei dati di campagne precedenti al CROP 03 (nel 1974 e 1978, modello di Giese et al., 1981, riportato in Allegato 4). L'analisi di questi dati ha permesso di ottenere informazioni aggiuntive e complementari rispetto alla sismica NVR, quali la distribuzione delle velocità e le geometrie delle unità sismiche della crosta medio-profonde.

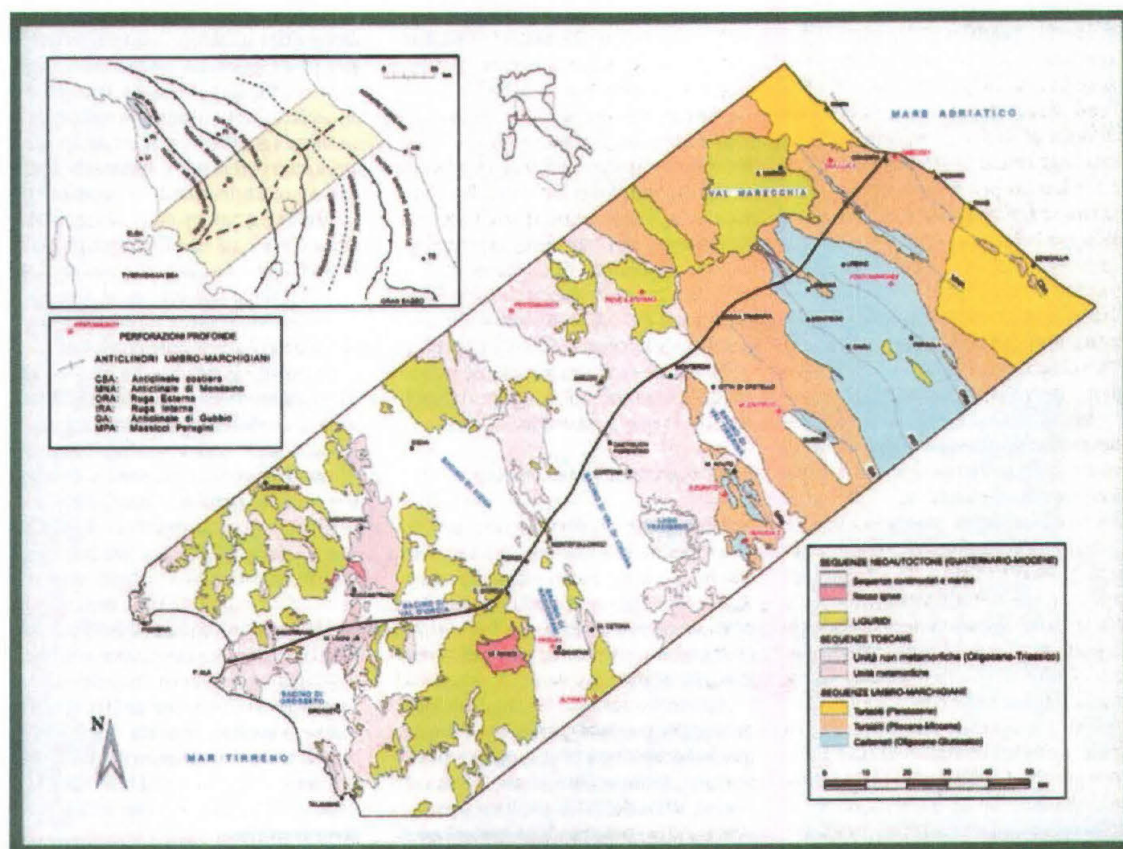


FIG. 1.9. Localizzazione del profilo sismico NVR CROP 03 con lo schema geologico dell'area (Barchi et al., 2000).

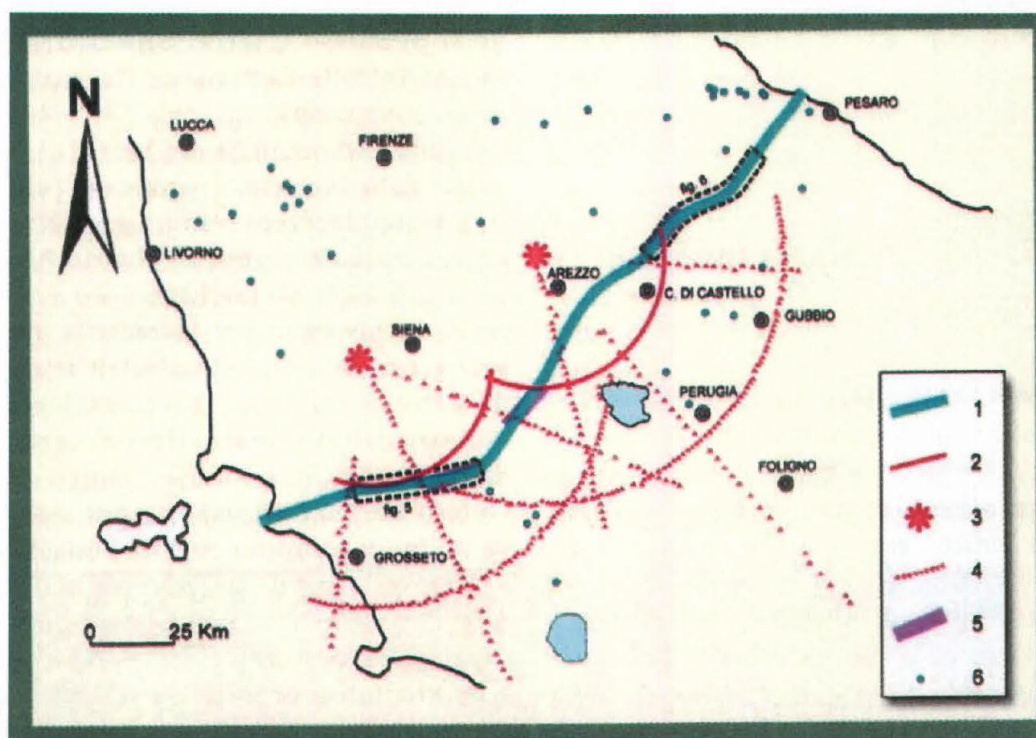


FIG. 1.10. Progetto CROP 03. Mappa delle indagini: 1) traccia del profilo a riflessione NVR; 2) Specchi del profilo a rifrazione DSS; 3) Punti di scoppio del profilo DSS; 4) Ricevitori del profilo DSS; 5) Esperimenti di expanding spread; 6) perforazioni profonde (Barchi et al.; 2000).

Infine, all'interno del progetto CROP, è stato effettuato un esperimento *expanding spread*, durante l'acquisizione della linea NVR, consistito nell'estensione del cavo sismico fino a 39 km circa. In Tabella 1.1 sono riportati i parametri di tre scoppi effettuati lungo il profilo CROP 03 nella parte più occidentale del profilo. L'analisi di questi scoppi è riportata nell'Allegato 4.

Dinamite (kg)	Offset minimo (m)	Offset massimo (m)
80	5412	16,837
150	16,537	27,994
200	27,694	39,051

TABELLA 1.1. Parametri di acquisizione dei tre scoppi a grande angolo acquisiti lungo il profilo CROP 03.

1.6.2 I PROFILI CROP 18A E 18B

Agli inizi del 1991, l'ENEL espresse l'interesse a verificare l'applicabilità delle metodologie e tecniche di indagine crostale adottate all'interno del progetto CROP nella regione compresa tra le aree geotermiche di Larderello e del Monte Amiata, al fine di giungere ad una migliore comprensione dei rapporti esistenti tra le strutture profonde e la presenza dei campi geotermici.

L'esecuzione del profilo CROP 18 avvenne nel 1995 con una acquisizione dei dati fino a 25 s, con due diverse elaborazioni dei dati: una eseguita nel 1998 e una più recente tra il 2000 e il 2003, con procedura *true-amplitude* per conservare l'ampiezza del segnale (Capitolo 2). I dati elaborati con questa procedura sono stati utilizzati all'interno di questa tesi.

La zona attraversata dal profilo CROP 18 è stata oggetto di indagini geofisiche che permettono di caratterizzare le principali strutture e la natura delle rocce fino a elevata profondità. Sono inoltre disponibili numerosi dati (carote, log e misure petrofisiche; per esempio Nicolich e Batini, 1983) derivanti dalle attività di esplorazione geotermica. Alcuni pozzi geotermici hanno rilevato la presenza di intrusioni granitiche. Due ampi minimi gravimetrici caratterizzano le aree geotermiche di Larderello a Nord e del Monte Amiata a Sud e sono state attraversate dai profili CROP 18 e 03.

Numerosi riflettori sismici sono stati evidenziati all'interno della crosta della Toscana sud-occidentale dalle varie linee sismiche eseguite nell'ambito dell'esplorazione dei campi geotermici. Tra tali riflettori, il più caratteristico per continuità spaziale è rappresentato dal *marker K*, che è ben identificabile per le anomalie di ampiezza. Questo *marker* è stato individuato a diverse profondità, variabile dai 3 ai 8 km; in corrispondenza delle aree geotermiche di Larderello e del Monte Amiata risulta più superficiale.

Alcuni autori (per esempio Piali et al., 1998) hanno interpretato nel profilo CROP 03, ottenuto con l'elaborazione standard, l'orizzonte K a circa 3 s, che corrisponde a una profondità di circa 8 km.

Il significato di K allo stato attuale non è ancora univoco. Una delle ipotesi (Cameli et al., 1993) identifica il K con il passaggio reologico duttile/fragile all'interno della crosta; tale passaggio rappresenterebbe il tetto di una zona di taglio cinematicamente attiva, alla quale si attribuisce una temperatura di circa 450° C in presenza di fluidi ad elevata pressione.

La riflettività dell'orizzonte K (Gianelli et al., 1997) viene anche attribuita alla presenza di fratture, permeate di fluidi, generatesi nel processo di raffreddamento di ampie masse magmatiche. Alcuni autori (Barchi et al., 1998) sostengono che le riflessioni tipo *bright spot*, che localmente caratterizzano l'orizzonte K, possono essere correlate a rocce fuse, costituendo così la fonte di calore dei campi geotermici.

1.7 BIBLIOGRAFIA

- Barbier, E., and Santoprete, G., 1993. L'energia geotermica. Una fonte di energia dall'interno della Terra. G. Giappichelli editore, Torino.
- Barchi, M., Minelli, G., e Piali, G., 2000. La struttura dell'Appennino settentrionale. *Protecta*, 10/12: 41-45.
- Batini, F., Burgassi, P.D., Cameli, G.M., Nicolich, R. & Squarci, P., 1978. Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: "deep" reflecting horizons in Larderello-Travale geothermal field. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19: 477-484.
- Bertelli, L., 2000. Il Progetto CROP (CROsta Profonda). *Protecta*, 10/12: 17-21-
- Cameli, G.M., Dini, I., and Lotta, D., 1993. Uoer crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of southern Tuscany (Italy). *Proceeding of the WGC-Florence*, 2: 1287-1291.
- Cappetti, G., 2004. Sviluppi tecnologici e strategie per la coltivazione dei campi geotermici: l'esempio di Larderello. *International Conference Geotherma Energy and Territori, Pomarance, Italy*: 231-244.
- de Franco, R., e Biella, G., 1993. Esperimenti CROP-03 DSS: acquisizione e prima restituzione dei dati. *12esimo GNGTS*: 69-76.
- Della Vedova, B., Marson, I., Panza, G.F., and Suhadolc, P., 1991. Upper mantle properties of the Tscan-Tyrrhenian area: a framework for its recent tectonic evolution. In: R. Freeman, M. Huch and St. Mueller (eds), *The European GeoTraverse, Part. 7. Tectonophysics*, 195: 311-318.
- Gianelli, G., Manzella, A., and Puxeddu, M., 1997. Crustal models of the geothermal areas of southern Tuscany (Italy). *Tectonophysics*, 281: 221-239.
- Giese, P., Wigger P., Morelli, C., and Nicolich, R., 1981. Seismische Studien zur Bestimmung der Krustenstruktur-anomalien der Toskana. *Comm. Europ. Communities*, EUR: 1-108.
- Liotta, D., Cernobori, L., and Nicolich, R., 1998. Restricted rifting and its consistence with compressional structures: results from CROP-3 traverse (Northern Apennines, Italy). *Terra Nova*, 10, n° 1: 16-20.
- Locardi, E., 1985. eogene and Quaternary Mediterranean Volcanism: the Tyrrhenian example. In: Stanley D.J. and Wezel F.C. (eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer, Berlin: 273-292.
- Locardi, E., and Nicolich, R., 1988. Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41: 1212-140.
- Morelli, C., 1993. Risultati di 31 anni (1956-86) di DSS e 7 anni (1986-92) di CROP in Italia. *12esimo GNGTS*: 3-30
- Morelli, C., 2000. Conoscenze geofisiche integrative sulla crosta profonda. *Protecta*, 10/12: 28-32.
- Nicolich, R., 1989. Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and CROP project. In *The Lithosphere in Italy*, ed. A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, and G.B. Vai, *Accad. Naz. of Lincei, Rome*: 41-61.
- Nicolich, R., e Batini, F., 1983. Onde P e S combinate per lo studio di serbatoi geotermici: rilievo sismico a riflessione e misure di velocita' in pozzo nell'area geotermica di Tavale - Radicanoli. *Rapporto finale. Contratto EG-A2-059-I (273), Contratto EG-A2-058-I (272)*.
- Piali, G., Marchi, M., and Minelli, G., 1998. Results of the CROP 03 Deep Seismic Reflection Profile. *Mem. Soc. Geol. It.*, LII, suppl. *Boll. Soc. Geol. It.*, CXVII.
- Zgur, F., 2001. Applicazioni di metodologie sismiche a riflessione nell'ingegneria ambientale. *Tesi di Dottorato in Geofisica Applicata - XIII ciclo, Università degli Studi di Trieste*.

CAPITOLO 2

L'AMPLITUDE VERSUS OFFSET E LE PROPRIETÀ PETROFISICHE DELLE ROCCE

2.1 INTRODUZIONE

Dall'analisi standard dei dati sismici si possono ottenere informazioni sulla geometria reale delle strutture e sui campi di velocità ad esse associate, grazie alle tecniche d'inversione. Le sole velocità delle onde compressionali non riescono a discriminare in modo univoco le proprietà petrofisiche delle formazioni. Acquisizioni non convenzionali che utilizzano ricevitori orizzontali permettono di registrare gli arrivi delle onde P convertite in S alle diverse interfacce, o direttamente le onde S generate da sorgenti apposite. In entrambi i casi, le informazioni sulle velocità delle onde P e S, e quindi informazioni sul rapporto di Poisson, permettono di associare un riflettore sismico a variazione della litologia o a variazione del contenuto di fluido all'interno dello spazio poroso tra la formazione superiore e inferiore all'interfaccia riflettente. Infatti, le velocità delle onde P e S, in prima approssimazione, sono date dalle seguenti formule:

$$V_p = \sqrt{\frac{1/C + 4/3\mu}{\rho}}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

dove C è la compressibilità del mezzo, μ la rigidità e ρ la densità totale. La rigidità è principalmente legata alle caratteristiche della matrice, mentre la compressibilità del mezzo è legata sia alle proprietà della matrice che del fluido all'interno dello spazio poroso; la densità, infine, è solo debolmente influenzata dalla presenza del fluido. Questo significa che una variazione delle onde compressionali può essere causata da entrambe le variazioni della matrice e del fluido, mentre una variazione delle onde di

taglio è causata da sole variazioni della matrice. Quindi, conoscendo entrambe le velocità, è possibile riconoscere riflettori che sono causati da variazioni del contenuto di fluido e, in particolare, della variazione tipo di fluido, come nel caso in cui il fluido presente sia gas.

Purtroppo, i rilievi sismici generalmente fanno uso di soli ricevitori verticali, che acquisiscono solo le onde compressionali, e non permettono così di discriminare tra gli effetti del fluido e le variazioni della litologia. Informazioni più dettagliate sulla litologia, sul contenuto di fluido all'interno dello spazio poroso, e su più specifiche proprietà (per esempio la pressione dei pori, la saturazione, il tipo di fluido), possono essere estratte dai dati sismici con particolare tecniche di analisi non convenzionali.

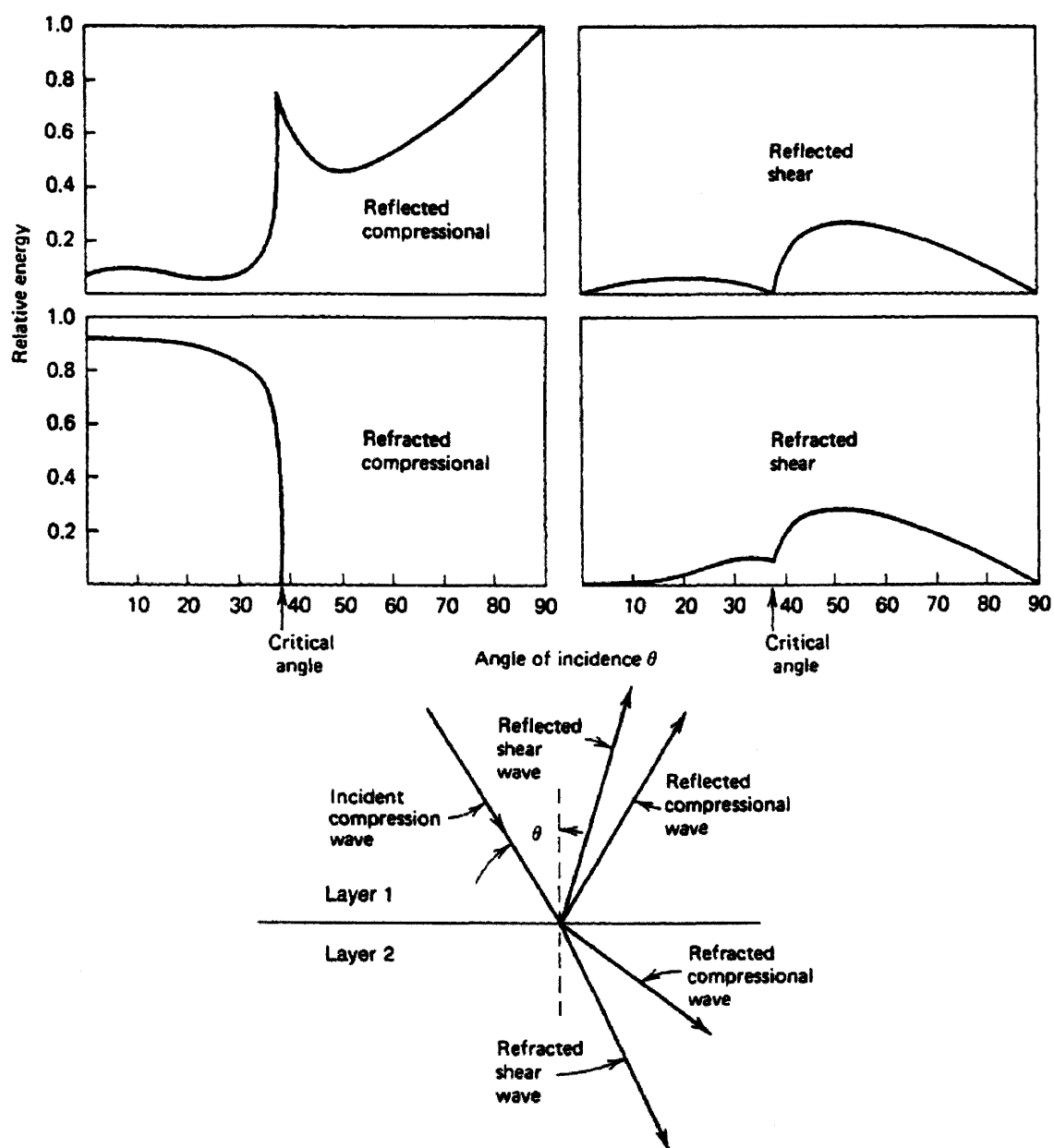


FIG. 2.1 Ripartizione dell'energia all'interfaccia in funzione dell'angolo di incidenza e geometria dell'onda incidente P e delle onde riflesse e rifratte P e S (Richards, 1961).

Una tecnica utilizzata con successo da circa 20 anni, nata per discriminare la presenza di idrocarburi, è basata sul fatto che l'ampiezza dell'onda riflessa, trasmessa e convertita varia in funzione dell'angolo di incidenza (Ostrander, 1984). In questo modo il dato sismico viene analizzato in tutte le sue caratteristiche: il tempo di arrivo delle onde serve per determinare le velocità di propagazione delle onde stesse, mentre l'ampiezza delle onde viene utilizzata per estrarre informazioni sulle proprietà petrofisiche all'interfaccia. Ostrander s'accorse che il rapporto di Poisson ha una forte influenza nelle variazioni del coefficiente di riflessione in funzione dell'angolo di incidenza. In particolare, notò che l'analisi AVO è utile per distinguere tra anomalie di ampiezza legate a strati contenenti gas (che hanno un rapporto di Poisson anomalo) e altri tipi di anomalie.

La variazione dell'ampiezza dell'onda dipende dalle caratteristiche elastiche delle formazioni all'interfaccia e viene indicata in letteratura come Amplitude Versus Offset (AVO). Più in generale, il segnale riflesso presenta anche una variazione della fase (PVO) e della frequenza (FVO) in funzione dell'offset. Alcuni autori preferiscono riferirsi direttamente all'angolo di incidenza anziché all'offset, e quindi riportano i seguenti acronimi rispettivamente: AVA, PVA e FVA.

In Figura 2.1 è indicato un esempio di ripartizione dell'energia all'interfaccia tra onde riflesse, rifratte e convertite, con la geometria delle onde P ed S. Nei prossimi paragrafi è riportata la relazione tra l'ampiezza e il rapporto di Poisson e la teoria dell'AVO con le più utilizzate approssimazioni delle equazioni teoriche. Infine, sono esposti esempi pratici per meglio comprendere come effettivamente viene eseguita l'analisi AVO sui dati sismici reali.

2.2 I COEFFICIENTI DI RIFLESSIONE E IL RAPPORTO DI POISSON

Nel 1940, un articolo pubblicato da Muskat e Meres ha mostrato le variazioni dei coefficienti di riflessione delle onde piane in funzione dell'angolo di incidenza. Successivamente, altri autori, come Koefoed (1955, 1962) e Tooley et al. (1965), hanno pubblicato altri risultati sullo stesso tema. Usando le equazioni di Zoeppritz (che descrivono i coefficienti di riflessione e trasmissione delle onde a un'interfaccia come discusso nel paragrafo seguente), semplificate secondo l'approccio di Koefoed (1962), si può dimostrare che esistono quattro variabili indipendenti che descrivono una interfaccia tra due mezzi isotropi: (1) il rapporto delle velocità delle onde P dei due mezzi; (2) il rapporto di densità dei due mezzi; (3) il rapporto di Poisson per il mezzo superiore; e (4) il rapporto di Poisson per il mezzo inferiore.

Queste quattro quantità governano la riflessione e la trasmissione delle onde piane all'interfaccia, ma l'andamento dei coefficienti in funzione dell'angolo di incidenza è principalmente legato al rapporto di Poisson. Da questo si evince come storicamente l'AVO sia nato per studiare *reservoirs* o comunque mezzi porosi con variazioni di fluido all'interno di essi, in quanto il rapporto di Poisson varia drasticamente in un mezzo poroso contenente gas.

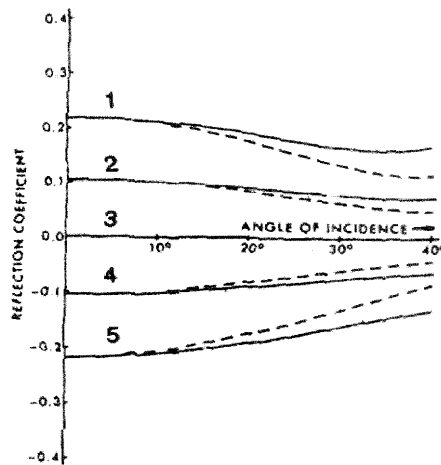


FIG. 2.2 Coefficienti di riflessione delle onde P in funzione dell'angolo di incidenza per valori del rapporto di Poisson pari a 0.2 (linee tratteggiate) e 0.3 (linee continue; Ostrander, 1984). Le diverse curve corrispondono a diversi rapporti delle velocità delle onde P e della densità. 1: 1.25; 2: 1.11; 3: 1.0; 4: 0.9; 5: 0.8.

Muskat e Meres (1940) supposero un rapporto di Poisson costante all'interfaccia e pari a 0.25. Alcuni esempi di coefficienti di riflessione sono mostrati in Figura 2.2, per vari rapporti di Poisson, indicati con σ , e per diversi rapporti delle velocità delle onde P e delle densità. Da questa figura, si può concludere che l'angolo di incidenza ha solo un piccolissimo effetto sul coefficiente di riflessione delle onde P per angoli generalmente utilizzati nelle esplorazioni sismiche.

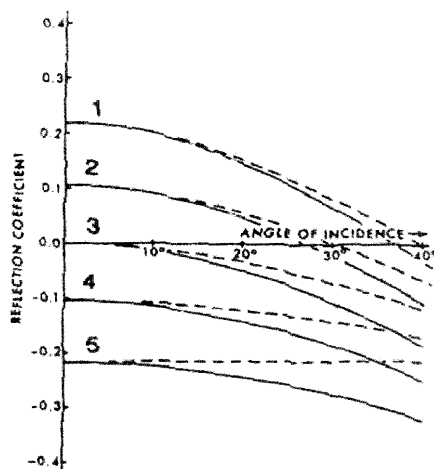


FIG. 2.3 Coefficienti di riflessione delle onde P in funzione dell'angolo di incidenza in cui è presente una riduzione del rapporto di Poisson all'interfaccia da 0.4 e 0.1 (linee continue) e da 0.3 a 0.1 (linee tratteggiate; Ostrander, 1984) per diversi contrasti di velocità delle onde P e densità. 1: 1.25; 2: 1.11; 3: 1.0; 4: 0.9; 5: 0.8.

Il lavoro di Koefoed (1955) è di particolare interesse poiché ha considerato un rapporto di Poisson variabile all'interfaccia, osservando forti variazioni del coefficiente di riflessione in funzione dell'angolo di incidenza. In particolare, ha mostrato che in alcuni casi i coefficienti di riflessione possono crescere al crescere dell'angolo di incidenza. Questa crescita avviene lontano dall'angolo critico, in cui grandi ampiezze sono osservate per grandi angoli di incidenza.

Le Figure 2.3 e 2.4 illustrano un'estensione del calcolo iniziale di Koefoed. La Figura 2.3 riporta i coefficienti di riflessione dell'onda P all'interfaccia, in cui il mezzo superiore ha un rapporto di Poisson superiore rispetto al mezzo inferiore. Le curve continue rappresentano un contrasto di Poisson all'interfaccia pari a 0.4 e 0.1, mentre le linee tratteggiate rappresentano un contrasto all'interfaccia pari a 0.3 e 0.1. Da queste curve si può concludere che se il rapporto di Poisson decresce, il coefficiente di riflessione decresce algebricamente al crescere dell'angolo di incidenza. Questo significa che coefficienti di riflessione positivi possono invertire la polarità e coefficienti di riflessione negativi crescere in ampiezza (in valore assoluto) al crescere dell'angolo di incidenza.

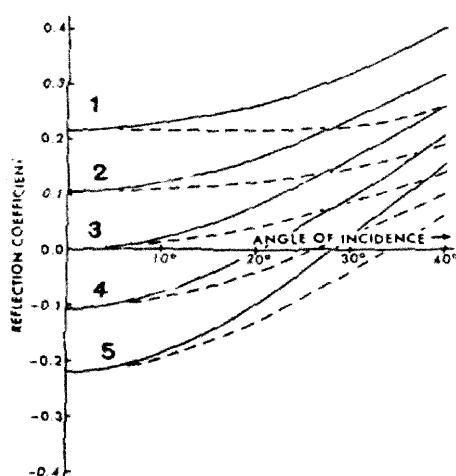


FIG. 2.4 Coefficienti di riflessione delle onde P in funzione dell'angolo di incidenza in cui è presente una aumento del rapporto di Poisson all'interfaccia da 0.1 a 0.4 (linee continue) e da 0.1 a 0.3 (linee tratteggiate; Ostrander, 1984). 1: 1.25; 2: 1.11; 3: 1.0; 4: 0.9; 5: 0.8.

La Figura 2.4 mostra un caso opposto; qui il rapporto di Poisson cresce all'interfaccia. Siamo nella condizione in cui il coefficiente di riflessione cresce algebricamente al crescere dell'angolo di incidenza. Coefficienti di riflessione negativi possono cambiare polarità, mentre coefficienti di riflessione positivi crescere in ampiezza con l'angolo di incidenza. Le Figure 2.2, 2.3 e 2.4 evidenziano, quindi, come il rapporto di Poisson sia importante per caratterizzare i vari tipi di rocce e come una variazione del rapporto di Poisson sia rilevabile da un'analisi AVO. In definitiva, qualora il rilievo dei dati sismici non preveda l'acquisizione dell'energia delle onde S, analisi di tipo AVO risultano fondamentali per caratterizzare le proprietà petrofisiche.

2.3 LE EQUAZIONI AVO

Storicamente, già alla fine dell'800 Knott determinò le equazioni che governano l'ampiezza di riflessione in funzione dell'angolo di incidenza per onde piane, utilizzando i potenziali di Helmholtz per esprimere lo spostamento delle particelle e le condizioni di continuità all'interfaccia (continuità dello spostamento parallelamente e dello stress perpendicolarmente all'interfaccia stessa). Pochi anni dopo, Zoeppritz ottenne delle equazioni analoghe, considerando solo delle onde piane e imponendo le condizioni di continuità all'interfaccia: queste equazioni sono tutt'oggi utilizzate per descrivere le ampiezze dei vari tipi di onde in funzione dell'angolo di incidenza.

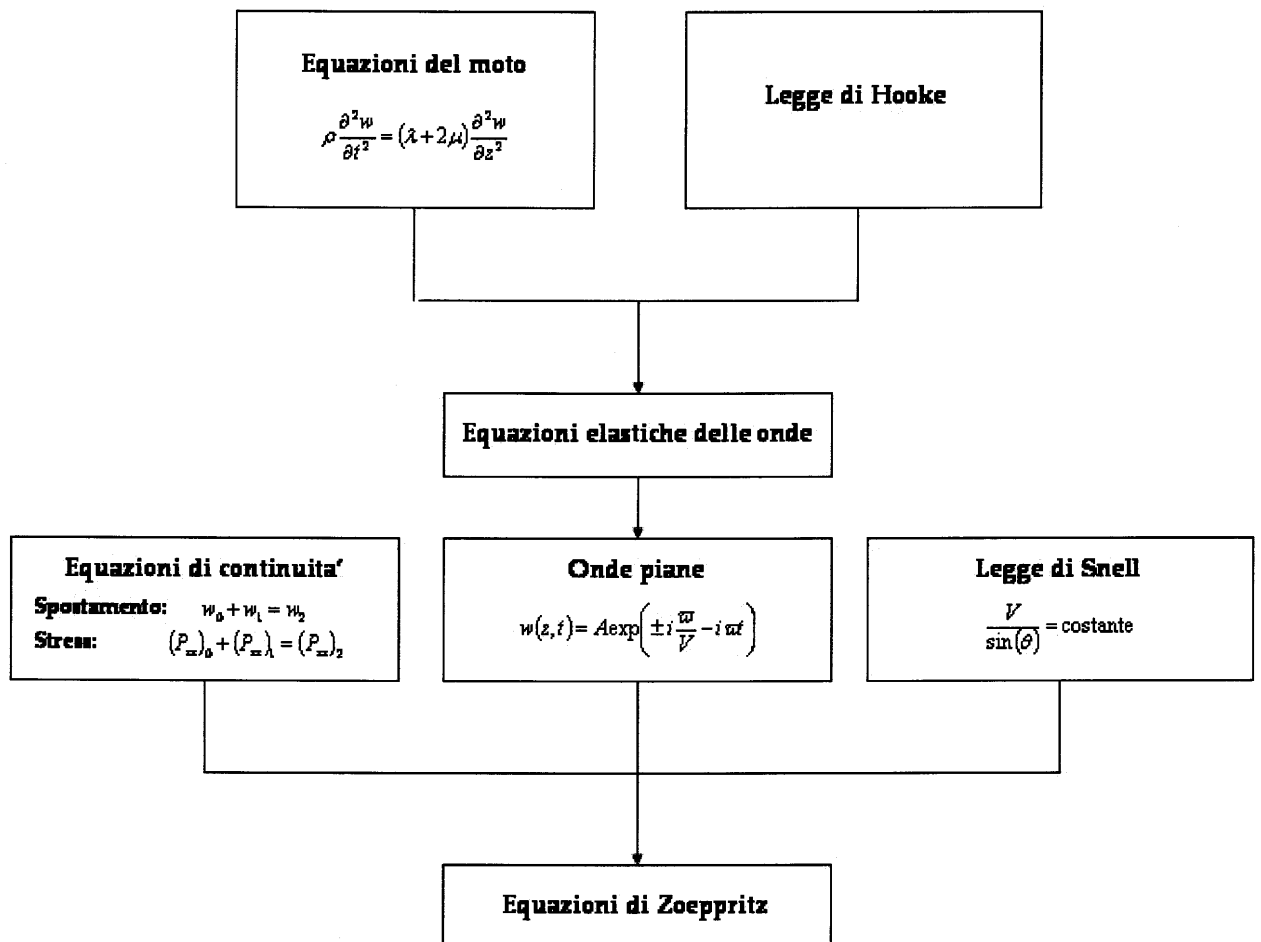


FIG. 2.5 Schema seguito da Zoeppritz per ottenere le equazioni che descrivono la partizione di energia a un'interfaccia tra le diverse onde.

Le equazioni di Zoeppritz sono ottenute partendo dalle equazioni del moto, congiuntamente con le equazioni costitutive che relazionano lo sforzo e la deformazione, considerando una relazione lineare fra di essi, come predetto dalla legge di Hooke. Elaborando queste equazioni si ottiene l'equazione di propagazione delle onde elastiche. Per cercarne la soluzione, Zoeppritz ha imposto le condizioni di

continuità dello spostamento e dello stress all'interfaccia, ha considerato come soluzione possibile una propagazione per onde piane e, infine, ha imposto la descrizione di questa propagazione sulla geometria dei raggi secondo la legge di Snell:

$$\frac{V}{\sin(\theta)} = \text{costante.} \quad (2.2)$$

dove V è la velocità del mezzo o P o S e θ è l'angolo di incidenza.

In Figura 2.5 è riportato lo schema della derivazione delle equazioni di Zoeppritz. Nelle equazioni del moto w rappresenta lo spostamento, λ e μ i parametri di Lamè e ρ la densità del mezzo. Per le condizioni di continuità, gli indici 0, 1 e 2 rappresentano rispettivamente l'onda incidente, riflessa e rifratta, mentre P_{zz} è la componente dello sforzo normale alla superficie di discontinuità. Per le onde piane, A è l'ampiezza dell'onda, V la velocità del mezzo e ω la frequenza angolare. Per quanto riguarda la legge di Hooke, nel caso di un solido elastico, essa assume una forma matriciale comprendente lo stress (indicato con P), la deformazione (indicata con ε) e i parametri di Lamè λ e μ :

$$\begin{pmatrix} P_{xx} & P_{xy} & P_{xz} \\ P_{xy} & P_{yy} & P_{yz} \\ P_{xz} & P_{zy} & P_{zz} \end{pmatrix} = \lambda \Delta \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + 2\mu \begin{pmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{xz} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{pmatrix} \quad (2.3)$$

dove il parametro Δ è la somma degli elementi diagonali della matrice di deformazione.

Il risultato è rappresentato da un sistema composto da quattro equazioni che descrivono le variazioni dell'ampiezza delle onde in funzione dell'angolo di incidenza per mezzi isotropi e omogenei.

$$\begin{aligned} \cos \varphi_1 A_1 + \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \sin \psi_1 B_1 + \frac{V_{P1}}{V_{P2}} \cos \varphi_2 A_2 - \frac{V_{P1}}{V_{S2}} \sin \psi_2 B_2 &= \cos \varphi_1 \\ -\sin \varphi_1 A_1 + \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos \psi_1 B_1 + \frac{V_{P1}}{V_{P2}} \sin \varphi_2 A_2 + \frac{V_{P1}}{V_{S2}} \cos \psi_2 B_2 &= \sin \varphi_1 \\ -\cos 2\psi_1 A_1 - \sin 2\psi_1 B_1 + \frac{\rho_2}{\rho_1} \cos 2\psi_2 A_2 - \frac{\rho_2}{\rho_1} \sin 2\psi_2 B_2 &= \cos 2\psi_1 \\ \sin 2\varphi_1 A_1 - \frac{V_{P1}^2}{V_{S1}^2} \cos 2\psi_1 B_1 + \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}^2}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}^2} \sin 2\varphi_2 A_2 + \frac{\rho_2 V_{P1}^2}{\rho_1 V_{S1}^2} \cos 2\psi_2 B_2 &= \sin 2\varphi_1 \end{aligned} \quad (2.4)$$

In queste l'indice 1 si riferisce al mezzo superiore e l'indice 2 al mezzo inferiore rispetto all'interfaccia. La lettera A si riferisce all'ampiezza dell'onda P e la lettera B all'ampiezza dell'onda S. Per quanto riguarda gli angoli, l'angolo φ si riferisce all'onda P e l'angolo ψ all'onda S. Come esempio, l'angolo ψ_2 è l'angolo dell'onda P convertita in S trasmessa nel mezzo inferiore.

Va sottolineato che le equazioni (2.4) sono normalizzate rispetto all'ampiezza dell'onda incidente e che esse vanno risolte per diversi angoli di incidenza φ_0 , determinati secondo la legge di Snell.

Una precisazione deve essere fatta riguardo alla legge di Snell: essa è valida fino al raggiungimento dell'angolo critico. Parte dell'energia, infatti, può essere convertita in onde SV e trasmessa attraverso onde evanescenti, onde che decrescono rapidamente in ampiezza man mano che si allontanano dall'interfaccia. Per descrivere la geometria dei raggi per angoli superiori all'angolo critico è necessario considerare angoli complessi, che producono uno spostamento di fase oltre l'angolo critico. L'angolo critico (θ_c) è pari a:

$$\theta_c = \text{asin}(V_1/V_2), \quad (2.5)$$

dove V_1 e V_2 sono rispettivamente le velocità del mezzo superiore e inferiore. Quindi, l'angolo critico esiste solo se la velocità cresce all'interfaccia. La teoria predice due angoli critici: il primo esiste se la velocità delle onde compressionali del mezzo superiore è minore della velocità delle onde compressionali del mezzo inferiore. Il secondo angolo critico esiste se la velocità delle onde compressionali del mezzo superiore è minore della velocità di taglio del mezzo inferiore.

Con angoli di incidenza prossimi a zero, le equazioni assumono una forma semplice e i coefficienti di riflessione (R) e di trasmissione (T) sono pressoché costanti fino a 10-15° e assumono rispettivamente la seguente forma:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{A_1}{A_0}, \quad T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{A_2}{A_0}, \quad (2.6)$$

dove A_0 , A_1 e A_2 sono rispettivamente le ampiezze dell'onda incidente, riflessa e trasmessa e Z_1 e Z_2 sono le impedenze acustiche del mezzo superiore e inferiore. Dal punto di vista dell'energia:

$$E_R = R^2 = \frac{Z_2 \omega^2 A_1^2}{Z_1 \omega^2 A_0^2}, \quad E_T = T^2 \frac{Z_2}{Z_1} = \frac{Z_2 \omega^2 A_2^2}{Z_1 \omega^2 A_0^2}, \quad (2.7)$$

dove E_R e E_T sono le energie riflesse e trasmesse e ω è la frequenza angolare. Da notare che deve essere sempre verificato il seguente bilancio energetico:

$$E_R + E_T = 1. \quad (2.8)$$

Ad angoli di incidenza diversi da zero, l'espressione diventa sempre più complessa, anche a causa del fatto che parte dell'energia viene convertita in energia di taglio all'interfaccia, sia riflessa che rifratta, e quindi non è possibile ottenere le suddette equazioni così semplici.

Le equazioni di Zoeppritz sono di difficile interpretazione, nel senso che è difficile discriminare la dipendenza fisica delle equazioni dai diversi parametri elastici. Per questo motivo, si preferisce utilizzare delle approssimazioni delle equazioni per angoli minori dell'angolo critico, cioè per angoli che intervengono nella maggior parte delle esplorazioni geofisiche. Esistono diverse approssimazioni riportate in letteratura; di seguito riportiamo le approssimazioni maggiormente utilizzate e cioè l'approssimazioni di Aki-Richards (Aki and Richards, 1980) e di Shuey (1985).

2.3.1 LE ONDE DI TESTA

In sismologia e in sismica, sia profonda sia superficiale, si utilizzano onde che sono rifratte all'angolo critico: queste onde sono chiamate onde di testa, onde coniche o semplicemente onde rifratte (Sheriff e Geldart, 1995). Queste onde sono state postulate per la prima volta da Mohorovičić nel 1909 per spiegare osservazioni, mediante un allineamento di stazioni sismografiche, da lui predisposte per registrare *aftershocks* di un terremoto avvenuto nei pressi di Zagabria che gli hanno permesso di definire la velocità corrispondente al tetto del mantello con onde rifratte e valori prossimi a 8000 m/s.

Consideriamo un'onda incidente P all'angolo critico θ_c . Dopo la rifrazione, l'onda viaggia lungo l'interfaccia del mezzo inferiore, producendo un moto oscillatorio parallelamente all'interfaccia. Poiché non è possibile un moto relativo tra i due mezzi, il mezzo superiore è forzato a muoversi in fase con il mezzo inferiore. Questo disturbo viaggia nel mezzo superiore con la velocità V_{P1} , ma avanza lungo l'interfaccia con la velocità V_{P2} del mezzo inferiore. Considerando il principio di Huygens per i punti all'interfaccia e considerando il bilancio energetico del fronte d'onda, si ottiene dalla teoria che le onde di testa dovrebbero avere densità di energia nulla e quindi non dovrebbero esistere. Questo risultato della teoria contrasta con le misure sperimentali, che, al contrario, registrano onde di testa spesso con grande energia. Questo apparente conflitto tra teoria e osservazione è dovuto al fatto che la sorgente è supposta all'infinito rispetto all'interfaccia, sicché l'onda incidente si può considerare piana. Al contrario, per una sorgente posta a una distanza finita dall'interfaccia, l'onda incidente è sferica e la situazione cambia drammaticamente.

La propagazione delle onde sferiche in un mezzo stratificato è stato discusso da diversi autori. Il primo che ha mostrato chiaramente che l'equazione d'onda predice l'esistenza delle onde di testa è stato Jeffreys nel 1926. Sommerfeld (1909) ha considerato la propagazione di onde elettromagnetiche generate da una sorgente posta a una interfaccia, e il metodo matematico di risoluzione delle onde elettromagnetiche è stato applicato al caso delle onde elastiche da Joos e Teltow (1939).

Il conto più completo riguardo alle onde di testa è quello di Cagnard (1962). Cagnard assume una sorgente con spostamenti stazionari di $1/r \exp[i(kr - \omega t)]$ e usa la teoria della trasformata di Laplace (Sheriff e Geldart, 1995) per ottenere le soluzioni dell'equazione d'onda in termini di integrali complessi. La matematica utilizzata per risolvere questa equazione integrale è molto elaborata, ma permette di predire diverse onde di testa in funzione delle velocità relative dei mezzi all'interfaccia. Per esempio, se V_{S2} è maggiore di V_{P1} esistono cinque onde di testa (il massimo numero possibile), quattro nel mezzo superiore e 1 nel mezzo inferiore. Se invece $V_{P1} > V_{S2} > V_{S1}$, la teoria predice due onde di testa nel mezzo superiore e una nel mezzo inferiore.

2.4 L'APPROSSIMAZIONE DI AKI E RICHARDS

La prima approssimazione, introdotta da Aki e Richards (1980), mira alla linearizzazione utilizzando come parametri la riflettività delle onde compressionali, la

riflettività delle onde di taglio e la riflettività legata alla densità, dove la riflettività (R_X) del parametro X è definito come:

$$R_X = \frac{\Delta X}{\bar{X}}, \quad (2.9)$$

essendo ΔX la variazione di X all'interfaccia e \bar{X} è il suo valore medio all'interfaccia, come indicato dalla barra superiore. L'equazione AVO del coefficiente di riflessione $R(\theta)$ delle onde P secondo l'approssimazione di Aki-Richards è data dalla seguente formula, in cui si considerano angoli minori dell'angolo critico:

$$\begin{aligned} R(\theta) = \frac{A_1}{A_0} = & \\ & + \left[\frac{1}{2} (1 + \tan^2 \theta) \right] \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} \\ & - \left[4 \frac{\bar{V}_S^2}{\bar{V}_P^2} \sin^2 \theta \right] \frac{\Delta V_S}{\bar{V}_S} \\ & + \left[\frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{\bar{V}_S^2}{\bar{V}_P^2} \sin^2 \theta \right) \right] \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \end{aligned} \quad (2.10)$$

in cui A è l'ampiezza dell'onda P, gli indici 0 e 1 indicano rispettivamente l'onda incidente e riflessa, e θ è l'angolo di incidenza.

Seguendo questo approccio, dall'analisi delle ampiezze delle onde riflesse in funzione dell'angolo di incidenza, cioè dell'offset, è possibile ottenere tre informazioni congiunte: riflettività delle onde P, riflettività delle onde S e riflettività della densità. Dal confronto delle sezioni delle diverse riflettività è possibile ottenere informazioni sulle strutture all'interfaccia. Infatti, la sola velocità, o delle onde compressionali o delle onde di taglio, non permette di discriminare litologie diverse, mentre la variazione relativa delle due velocità è maggiormente caratterizzante, come già discusso nel paragrafo 2.1.

Supponiamo, per esempio, di osservare una forte riflettività sia delle velocità delle onde P che S: una tale riflessione significa che siamo in presenza di una discontinuità litologica. Se invece osserviamo una forte riflettività della velocità delle onde P in assenza di riflettività delle onde S (o per lo meno con una riflettività molto piccola) siamo in presenza di una discontinuità in cui è presente una variazione del contenuto o delle proprietà del fluido all'interno dello spazio poroso. In questa situazione, inoltre, la riflettività della densità dovrebbe mostrare un forte contrasto. Generalmente, l'inversione dei coefficienti di riflessione è meno stabile rispetto alla densità, in quanto gli effetti del contrasto della densità sono maggiormente osservabili a grandi angoli d'incidenza, in cui l'approssimazione ha un errore maggiore in quanto siamo in prossimità dell'angolo critico. Alcuni autori, preferiscono quindi considerare una relazione tipo Gardner (Gardner et al., 1974) tra la velocità delle onde P e la densità:

$$\rho = \alpha V_P^\gamma \quad (2.11)$$

dove i parametri α e γ sono, nell'approssimazione di Gardner, rispettivamente pari a 0.51 e 0.25; questi valori possono essere modificati se sono disponibili dati di pozzo.

Si possono quindi riscrivere le equazioni di Aki-Richards considerando la seguente relazione:

$$R_p = \gamma R_{V_p}, \quad (2.12)$$

e riscrivere l'equazione (2.10) in funzione delle sole riflettività delle onde P e S.

Un metodo alternativo è linearizzare le equazioni di Zoeppritz in funzione della riflettività delle impedenze acustiche delle velocità delle onde P (I_p) e S (I_s):

$$\begin{aligned} R(\theta) = & \left[\frac{1}{2} (1 + \tan^2 \theta) \right] \frac{\Delta I_p}{\bar{I}_p} \\ & - \left[4 \frac{\bar{V}_s^2}{\bar{V}_p^2} \sin^2 \theta \right] \frac{\Delta I_s}{\bar{I}_s} \\ & - \left[\frac{1}{2} \tan^2 \theta - 2 \frac{\bar{V}_s^2}{\bar{V}_p^2} \sin^2 \theta \right] \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \end{aligned} \quad (2.13)$$

Esistono anche altri modi per riformulare i contrasti relativi alle velocità delle onde P e S. Citiamo solo il pseudo-rapporto di Poisson e il fattore di fluido, che forniscono informazioni sul contenuto in fluido, in particolare gas, all'interno dello spazio poroso. Il pseudo-rapporto di Poisson (σ_p) è legato alla differenza tra le riflettività delle velocità delle onde P e S:

$$\frac{\Delta \sigma_p}{\sigma_p} = \frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} - \frac{\Delta V_s}{\bar{V}_s}. \quad (2.14)$$

Il fattore di fluido (ΔF) è una misura dello scostamento dalla cosiddetta *mudrock line*, che relaziona la velocità delle onde P con la velocità delle onde S, ed è definito da

$$\Delta F = \frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} - c_1 \frac{V_s}{V_p} \frac{\Delta V_s}{\bar{V}_s}, \quad (2.15)$$

dove c_1 è definito dalla formula della *mudrock line* (Castagna et al., 1983):

$$V_p = c_0 + c_1 V_s, \quad (2.16)$$

con c_0 un parametro, definito da Castagna, caratterizzante la formazione.

Da notare che una variazione negativa del fattore di fluido indica il tetto di un reservoir, mentre un contrasto positivo indica la base di uno strato contenente gas.

Queste considerazioni suggeriscono che l'analisi AVO, secondo l'approccio di Aki-Richards, fornisce informazioni sul contrasto delle proprietà elastiche all'interfaccia e non sui valori assoluti dei singoli parametri elastici.

2.5 L'APPROSSIMAZIONE DI SHUEY

Analizzando le equazioni di Zoeppritz, si osserva che è possibile linearizzare le equazioni (2.4) in funzione dell'angolo di incidenza, come suggerito da Shuey (1985). In questo caso, il coefficiente di riflessione in funzione dell'angolo di incidenza è espresso come la somma di tre termini:

$$\begin{aligned}
 R(\theta) = & R(0) \\
 & + \left[R(0) H_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\bar{\sigma})^2} \right] \sin^2 \theta, \\
 & + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} \right] (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)
 \end{aligned} \tag{2.17}$$

dove $R(0)$ è il coefficiente di riflessione a un angolo di incidenza pari a zero, σ è il rapporto di Poisson, $\bar{\sigma}$ è la media del rapporto di Poisson dei due mezzi all'interfaccia e H_0 è definito da:

$$H_0 = H - 2(1+H) \frac{1-2\bar{\sigma}}{1-\bar{\sigma}} \tag{2.18}$$

Il parametro H è pari a:

$$H = \frac{\frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p}}{\frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} + \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}}} \tag{2.19}$$

Il primo termine dell'equazione di Shuey è il coefficiente di riflessione a zero offset, che è legato principalmente alla variazione della velocità delle onde P e della densità all'interfaccia, come descritto nell'equazione (2.6). Il secondo termine è dominante per angoli minori di 30° ed è legato alla variazione del rapporto di Poisson. Il terzo termine domina a grandi angoli di incidenza e dipende principalmente dalle velocità delle onde P.

Questo risultato suggerisce un approccio per rilevare in prima approssimazione eventuali effetti AVO. Infatti, confrontando sezioni stack ottenute sommando solo i piccoli offset e soli i grandi offset si può avere una indicazione sulle forti variazioni delle velocità delle onde P (sezioni stack a piccoli offset) e sul contenuto di fluido (sezioni stack a grande offset, che misurano contrasti del rapporto di Poisson).

Generalmente il terzo termine è trascurabile dell'equazione di Shuey, e viene considerata l'equazione con i soli primi due termini. In pratica quindi, l'ampiezza estratta in funzione di $\sin^2(\theta)$ viene interpolata da una retta. La pendenza di tale retta è denominata l'attributo gradiente G , che è direttamente legato alla variazione del rapporto di Poisson all'interfaccia, mentre il valore a angoli pari a zero è chiamato l'attributo intercetta, indicato anche con R_0 . L'equazione (2.17) può essere approssimata dalla seguente relazione:

$$R(\theta) = R_0 + G \sin^2 \theta \quad (2.20)$$

Un'ulteriore manipolazione delle equazioni di Zoeppritz, tenendo conto dell'approssimazione di Shuey, è stata fatta da Wiggins et al. (1984) e Spratt et al. (1984) per ottenere la riflettività delle onde S, indicata con R_s . Dati gli attributi AVO intercetta e gradiente, manipolando l'equazione di Shuey si ottiene:

$$G = R_p - 2 R_s \quad (2.21)$$

da cui si stima facilmente R_s :

$$R_s = \frac{1}{2} (R_p - G). \quad (2.22)$$

In definitiva, considerando le approssimazioni Aki-Richards e Shuey si ottengono le stesse informazioni che possono quindi essere confrontate per testare i risultati ottenuti. Le informazioni riguardano il contrasto dei parametri elastici ai diversi riflettori. Oltre a ottenere informazioni quantitative sul contrasto dei parametri è possibile ottenere informazioni quantitative all'interfaccia come descritto nel seguito.

2.6 IL METODO DEI MINIMI QUADRATI

Un altro metodo per effettuare l'analisi AVO si basa su un approccio teorico. Supponiamo, infatti, di poter estrarre dai dati sismici non solo le informazioni sull'ampiezza in funzione dell'offset, ma anche del coefficiente di riflessione in funzione dell'offset, grazie alla taratura delle ampiezze. In questo caso, si può determinare la curva teorica che meglio approssima l'andamento dei dati reali, ottenendo le variazioni assolute dei parametri elastici all'interfaccia, e cioè le velocità delle onde compressionali e di taglio, la densità, e i fattori di qualità delle onde P e S. Il metodo numerico più utilizzato per effettuare la minimizzazione è il metodo dei minimi quadrati:

$$X = \frac{\sum_{i=1}^n [A_i^d - A_i^t(V_{P12}, V_{S12}, \rho_{12}, Q_{P12}, Q_{S12})]^2}{n}, \quad (2.23)$$

dove A_i^d è l'ampiezza estratta dai dati all'offset indicato con l'indice i e A_i^t è l'ampiezza teorica, funzione dei parametri elastici incogniti all'interfaccia, cioè del mezzo superiore indicato con l'indice 1 e del mezzo inferiore indicato con l'indice 2.

Il metodo dei minimi quadrati consiste nel determinare i parametri incogniti (nel nostro caso i parametri elastici) che minimizzano la funzione X .

Bisogna notare che non esiste univocità tra i parametri elastici e il coefficiente di riflessione. Per questo motivo l'AVO fornisce informazioni sul contrasto dei parametri all'interfaccia, generalmente espressi in termini di riflettività, come abbiamo visto nei paragrafi precedenti nel caso dell'approssimazione delle equazioni di Zoeppritz.

Il calcolo numerico dei coefficienti di riflessione teorici può essere effettuato considerando, per esempio, un mezzo viscoelastico isotropo con un modello a fase

singola che includa gli effetti dell'attenuazione (Carcione, 1997). In questo modo si ottiene una equazione matriciale in cui le incognite sono i coefficienti di riflessione PP (cioè onde P incidenti e riflesse), PS (cioè onda P incidente e S riflessa) e i coefficienti di trasmissione PP e PS.

I coefficienti di riflessione estratti dai dati possono essere determinati principalmente in due modi: (i) calibrando i dati reali con le informazioni di misure in pozzo, se disponibili e (ii) calibrando i dati secondo un approccio *layer stripping*, partendo da un riflettore noto. Quest'ultimo metodo è generalmente il più utilizzato.

Per dati marini, per esempio, il coefficiente di riflessione del fondo mare può essere estratto o dalle informazioni sulle ampiezze dell'onda generata dalla sorgente (*far field*) o considerando il rapporto tra il massimo valore assoluto dell'ampiezza della multipla del fondo mare e della primaria (Katzman et al., 1994). Conoscendo i parametri elastici al fondo mare, si può minimizzare rispetto ai parametri dello strato inferiore, determinando così i valori dei parametri elastici. Se l'offset dei dati è sufficiente, in questo modo è possibile estrarre anche informazioni sulla variazione della densità all'interfaccia. A questo punto, conoscendo i parametri elastici del primo strato, è possibile calibrare le ampiezze del secondo strato e determinare così i parametri elastici dello strato successivo. Per dati a terra, questo approccio è più complesso se non sono disponibili informazioni aggiuntive, derivate, per esempio, da misure dirette.

Per rendere più stabile l'inversione dei dati AVO, è possibile determinare i parametri (V_P, V_S, ρ, Q_P, Q_S) che fittano simultaneamente R_{PP}, R_{PS} e, se disponibile, R_{SS} . In questo modo i parametri elastici individuati risultano più affidabili, in quanto l'inversione e la ricerca del minimo è maggiormente vincolata.

Consideriamo ora i fattori di qualità Q_P e Q_S . I coefficienti di riflessione teorici mostrano che gli effetti più importanti della variazione del fattore di qualità sono riscontrate a grandi angoli, in particolare in prossimità dell'angolo critico. D'altra parte, le ampiezze dovrebbero essere corrette per l'attenuazione prima o simultaneamente all'analisi AVO. Per questo motivo, sarebbe opportuno stimare il fattore di qualità con metodi alternativi, per esempio con il metodo *spectral ratio*, che misura la variazione relativa dell'ampiezza nel dominio della frequenza. Inoltre, nel caso non-omogeneo viscoelastico (cioè quando i piani a uguale fase non coincidono con i piani a uguale ampiezza) esiste una relazione molto complessa tra Q e l'attenuazione α . Nel caso anelastico, inoltre, molta energia può essere persa a causa dell'interferenza tra le onde, effetto corretto considerando un modello teorico a *single phase*. Da queste considerazioni si deduce che è estremamente difficile estrarre informazioni sui fattori di qualità da un'analisi AVO.

2.7 L'AVO E L'ELABORAZIONE DEI DATI SISMICI

Il problema principale dell'estrazione dell'ampiezza in funzione degli offset dai dati sismici consiste nel fatto che i dati presentano rumori che distorcono l'ampiezza dell'ondina. Per cercare di rimuovere gli effetti del rumore e per estrarre la cosiddetta *true amplitude* è necessario procedere con una sequenza di elaborazione molto

particolare, che deve essere valutata di volta in volta in base alla qualità dei dati a disposizione.

Di seguito elenchiamo i più comuni effetti che possono distorcere l'ampiezza. In Figura 2.6 sono schematizzati i principali effetti, come riportato da Sheriff (1975).

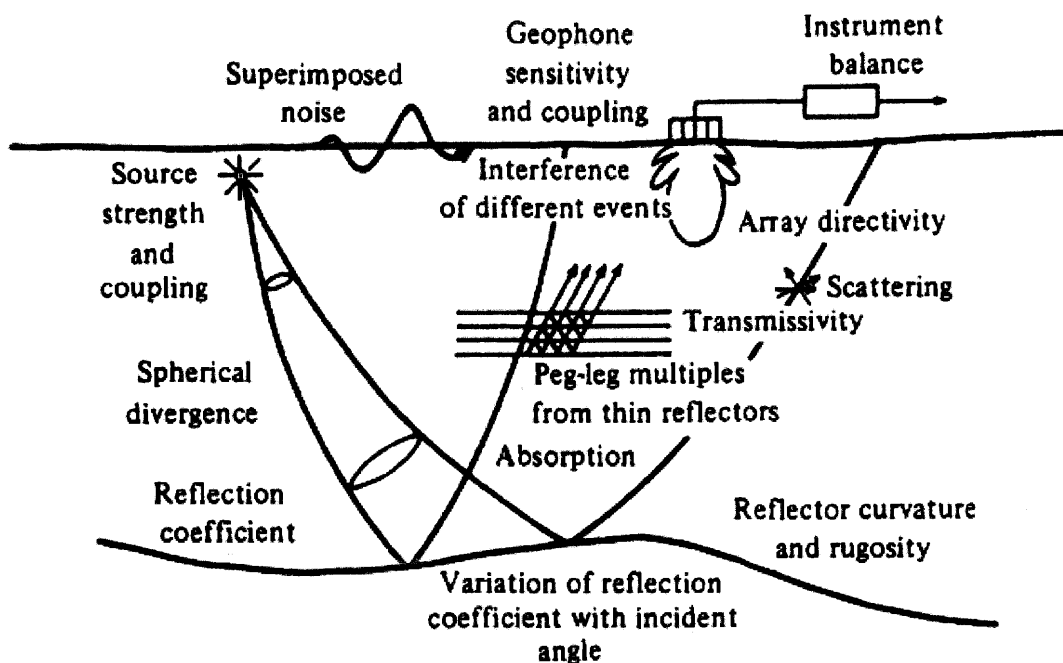


FIG. 2.6 Principali fattori che influenzano l'ampiezza (Sheriff, 1975).

1. La divergenza sferica causata dalla diminuzione della densità di energia man mano che l'onda sferica si propaga, è sicuramente l'effetto predominante. Le ampiezze devono essere corrette in funzione dell'offset e in funzione del percorso dell'onda. Per determinare tale percorso è necessario conoscere con buona precisione la velocità di stack per ogni riflettore. Un'analisi accurata di velocità, tramite per esempio inversione tomografica, sarebbe auspicabile. Conoscendo quindi con accuratezza il percorso del raggio utilizzando un modello di velocità determinato dai dati sismici è possibile ottenere anche la relazione tra offset e angolo di incidenza, necessario per estrarre i coefficienti di riflessione. In mancanza di un'analisi di velocità accurata, è possibile anche utilizzare la velocità di stack per correggere l'ampiezza in funzione dell'offset, secondo l'approssimazione riportata da Ursin (1990), che considera il quarto ordine dell'offset.
2. Generalmente un'ondina è il risultato di riflessioni composte da più interfacce riflettenti, cioè per interferenza. Questo problema diventa importante se sono presenti strati sottili. In questo caso, la variazione dell'ampiezza in funzione dell'offset può essere molto complessa e dipende dallo spessore dello strato sottile (si veda paragrafo 2.11 in cui è riportato un esempio).

3. Gli effetti di superficie, come variazione di accoppiamento dei ricevitori (proprietà geomeccaniche dei suoli, variazioni delle caratteristiche della sorgente e così via, possono modificare gli effetti AVO. Per ovviare a questo problema, generalmente si utilizza un approccio *surface consistent* per elaborare i dati mediante equalizzazione statistica della risposta dei ricevitori e della sorgente.
4. Se la sorgente non è puntuale (composta cioè da un gruppo di sorgenti o *array*), oppure non è simmetrica, essa presenta energia irradiata in modo non uniforme nello spazio. Conoscendo l'esatta geometria e le caratteristiche dei singoli punti sorgente è possibile correggere questo effetto calcolando la distribuzione di energia nello spazio.
5. I ricevitori, traccia, sono generalmente costituiti da un gruppo di ricevitori distribuiti secondo una certa distanza. Ciascuno di essi registra il treno d'onde in funzione della sua distanza relativa. Conoscendo esattamente la geometria è possibile correggere questo effetto. In Figura 2.7 è riportato un esempio per questa correzione sui dati reali. Come previsto, l'effetto maggiore è per grandi offset.

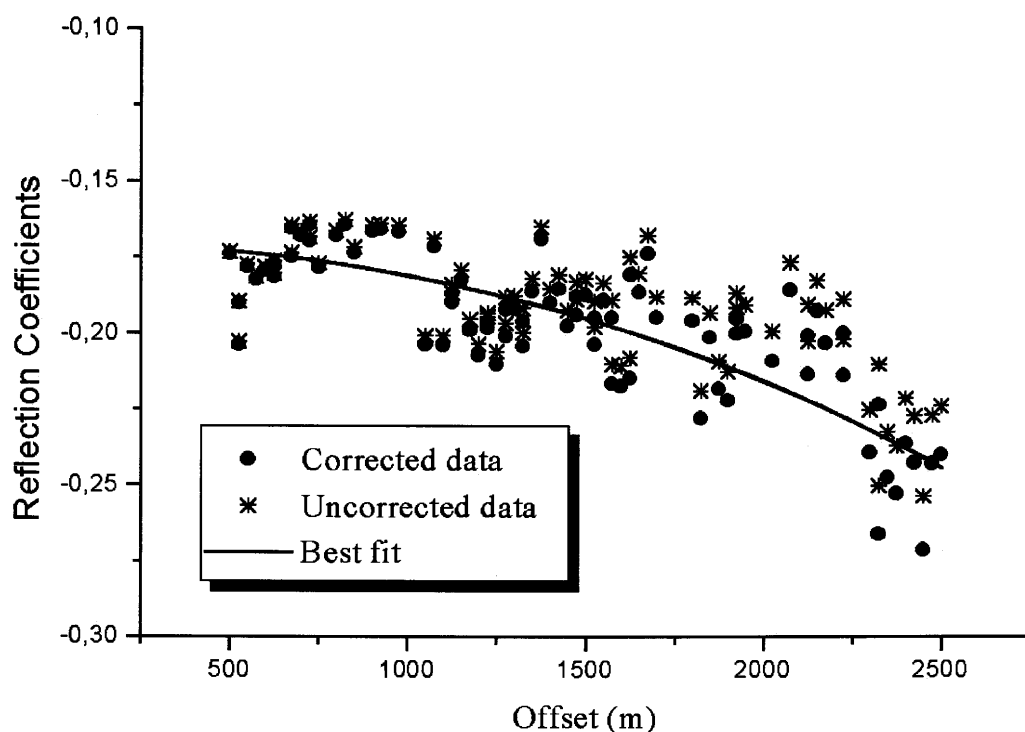


FIG. 2.7 Coefficienti di riflessione delle onde P in funzione dell'offset (dati marini). La linea continua corrisponde alla curva teorica che meglio fitta i dati sperimentali secondo il metodo dei minimo quadrati. Gli asterischi corrispondono alle ampiezze non corrette per la direttività degli idrofoni, mentre i punti rappresentano le ampiezze corrette. Si noti come la correzione aumenta con l'offset (Tinivella e Accaino, 2000).

6. La correzione di *Normal Move Out* (NMO) deve essere accurata; generalmente si ritiene necessario applicare correzioni residue di NMO. Il modo migliore per ovviare a questo problema è considerare l'energia in una finestra.
7. Effetti geometrici sono molto importanti. Interfacce non piane producono errori nell'angolo di incidenza, interferenze maggiori tra le interfacce e NMO scorretto. Una sinclinale, per esempio, focalizza l'energia, mentre un'anticlinale la defocalizza. Alcuni di questi effetti possono essere minimizzati applicando ai dati migrazioni parziali (DMO) o complete, per esempio *pre-stack*, con algoritmi che conservano l'ampiezza (come per esempio la migrazione *phase-shift*).
8. Altri effetti, legati principalmente alle caratteristiche elastiche delle strutture possono influenzare l'AVO, quali per esempio l'anisotropia, l'attenuazione, la dispersione e la permeabilità. Quest'ultimo effetto è di minore importanza alle frequenze sismiche. Effetti dell'anisotropia e dell'attenuazione (che possono focalizzare l'energia) possono essere in parte rimosse considerando l'ampiezza in una finestra.

In generale, per applicare un'analisi AVO il rapporto segnale/rumore deve essere elevato. Quindi è necessario rimuovere con accuratezza multiple, diffrazioni, e così via. Per quanto riguarda le multiple, esse possono essere rimosse nel dominio (τ, p) . Inoltre, la trasformazione (τ, p) può essere utilizzata per convertire l'offset in angolo di incidenza (Yilmaz, 2001).

2.8 L'AVO E LA SOVRAPPRESSIONE

Il riconoscimento di condizione di pressione anomala dei pori è basata generalmente su analisi di velocità convenzionale (vedi per esempio Bilgeri and Ademenio, 1982) e su modelli empirici che relazionano la pressione dei pori alle proprietà sismiche. I modelli empirici più usati esprimono la velocità delle onde compressionali (ottenute dalle informazioni dirette di pozzo o da inversione di dati sismici) in funzione della pressione effettiva. Essi differiscono nella scelta della relazione tra la velocità e la pressione effettiva. Recentemente, Louis and Asad (1994) hanno usato una tecnica basata su un modello che analizza l'analisi AVO, e Pigott and Tadepalli (1996) hanno stimato le porosità e la pressione dei pori usando la tecnica AVO, utilizzando il fatto che gas in sovrappressione presenta un rapporto di Poisson anomalo, che si traduce in termini di ampiezze anomale in funzione dell'angolo di incidenza.

Consideriamo gas libero all'interno dello spazio poroso in condizioni di sovrappressione. In questo caso si ha una diminuzione della velocità delle onde P causata sia dalla presenza del gas che dalla presenza di una pressione anomala nei pori. Da semplici analisi di velocità delle onde P nulla si può dire sulla pressione dei pori se non è conosciuta a priori la concentrazione del gas. L'effetto della presenza di gas sulla

velocità delle onde S è un aumento causato dalla diminuzione della densità, mentre la presenza di sovrappressione è riscontrabile con una diminuzione della velocità delle onde S (vedi Capitolo 3). Nel caso in cui l'acquisizione preveda solo la registrazione di arrivi compressionali, affiancando ad analisi dettagliate di velocità delle onde P analisi di AVO è possibile riconoscere un andamento anomalo causato dalla decrescita della velocità delle onde S, che può essere associata solo a pressione anomala nei pori.

Consideriamo ora il caso di un'interfaccia alla transizione tra una zona con sedimenti marini contenenti gas idrato e una zona sottostante contenente gas libero all'interno dello spazio poroso. I gas idrati sono dei clatrati costituiti da acqua e gas naturale, generalmente metano. Essi sono presenti lungo quasi tutti i margini continentali, e a terra sono stati rilevati in Siberia e in Canada. Si formano in condizioni di basse temperature, alte pressioni e adeguata concentrazione di gas (Sloan, 2003). Al di sotto della zona contenente gas idrato, resta generalmente intrappolato il gas libero e il passaggio è segnato da un forte contrasto di entrambe le velocità delle onde P e S. Infatti, i sedimenti con idrati sono caratterizzati da alta velocità delle onde P e S, mentre i sedimenti con gas libero presentano solo un lieve aumento della velocità delle onde S rispetto ai sedimenti con acqua e una diminuzione della velocità delle onde P.

In particolare, se il gas è distribuito uniformemente all'interno dello spazio poroso si ha una forte diminuzione della velocità anche per piccole concentrazioni di gas, mentre nel caso di distribuzione di tipo *patchy*, la velocità delle onde P diminuiscono quasi linearmente con l'aumento della concentrazione del gas all'interno dello spazio poroso (vedi per esempio, Tinivella, 1999). I sedimenti con gas idrato presentano una riduzione della porosità, che possono fungere da trappola per il gas libero al di sotto di esso. Il gas libero, quindi, può essere in regime di pressione anomala.

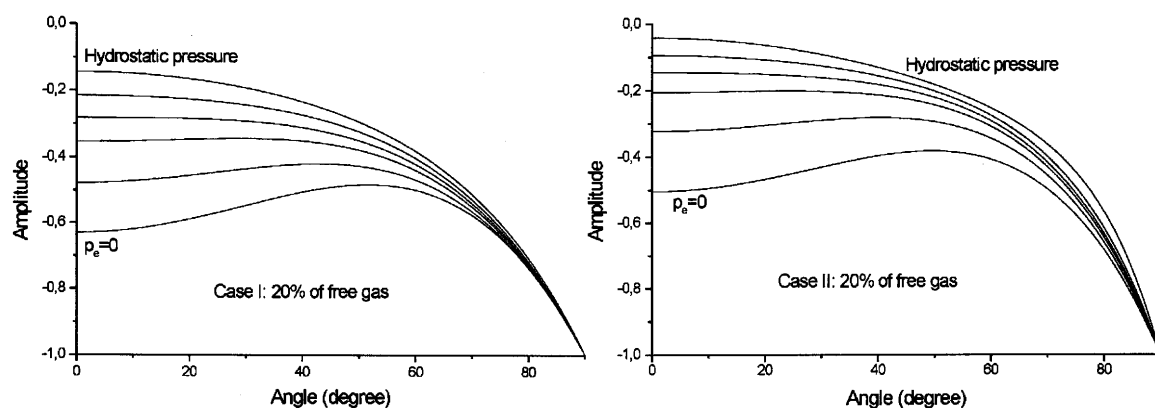


FIG. 2.8 Coefficienti di riflessione delle onde P in funzione dell'angolo di incidenza all'interfaccia tra sedimenti contenenti gas idrato e gas libero, distribuito uniformemente (a sinistra) e a macchia (*patchy*, a destra) all'interno dello spazio poroso, per diverse pressioni dei pori (Tinivella, 2002). La pressione di confinamento e idrostatica sono pari rispettivamente a 28.2 e 25.5 MPa.

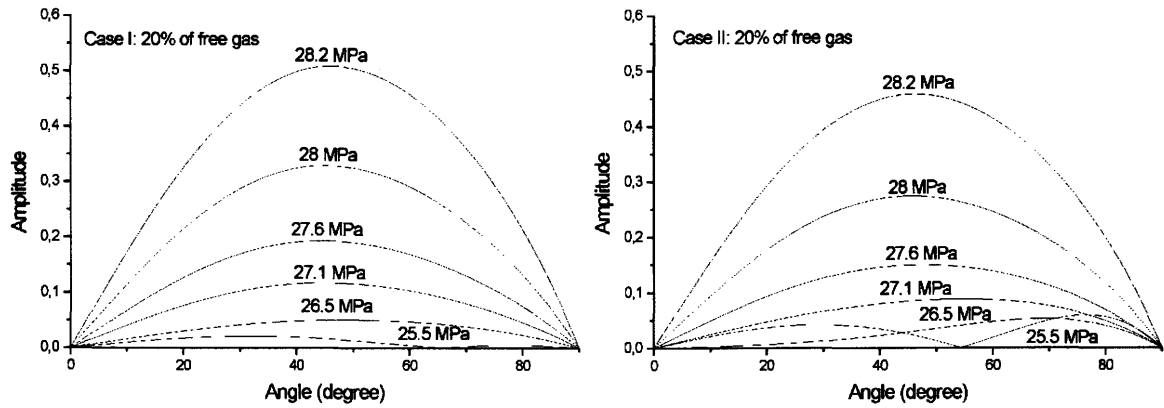


FIG. 2.9 Coefficienti di riflessione delle onde P in funzione dell'angolo di incidenza all'interfaccia tra sedimenti contenenti gas idrato e gas libero, distribuito uniformemente (a sinistra) e a macchia (patchy, a destra) all'interno dello spazio poroso, a diverse pressioni dei pori (Tinivella, 2002). Le pressioni di confinamento e idrostatica sono pari rispettivamente a 28.2 e 25.5 MPa.

Nelle Figure 2.8 e 2.9 vengono riportati rispettivamente i coefficienti di riflessione sia delle onde P (R_{PP}) che delle onde convertite (R_{PS}) in funzione della pressione dei pori nel caso nello strato superiore sono presenti sedimenti contenenti gas idrati con alta concentrazione, che producono una matrice con alta rigidità e bassa porosità, mentre nello strato inferiore è presente gas libero all'interno dello spazio poroso con una concentrazione pari a 20%, supponendo due tipi di distribuzione del gas all'interno dei pori: uniforme e *patchy*.

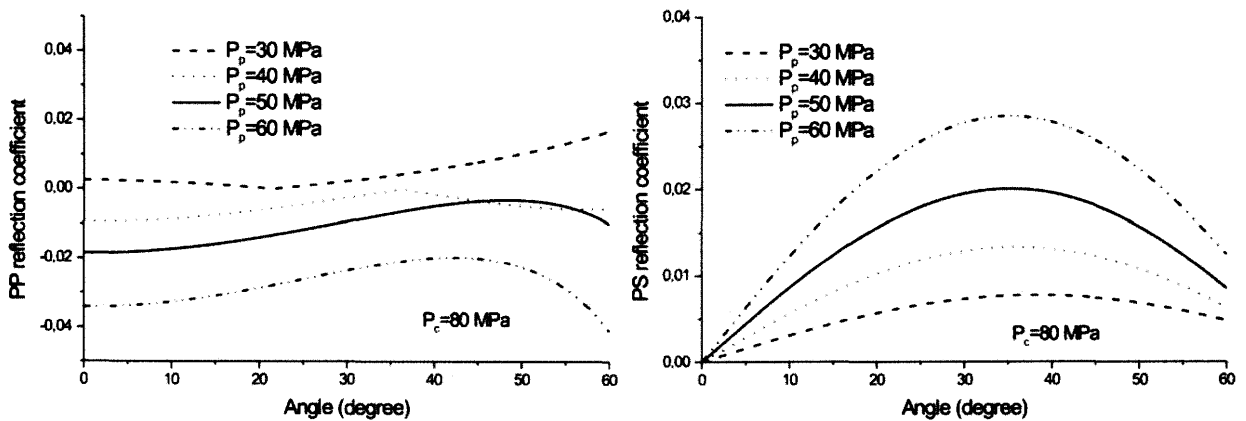


FIG. 2.10 Coefficienti di riflessione PP (a sinistra) e PS (a sinistra) a diverse pressioni dei pori all'orizzonte K (paragrafo 3.6.3), supponendo che esista all'interfaccia solo una variazione di fase del fluido intrappolato all'interno dello spazio poroso da fluido a gassoso. La pressione di confinamento e idrostatica sono rispettivamente pari a 80 MPa e 30 MPa.

Sono state considerate le seguenti pressioni dei pori: 25.5 MPa, 26.5 MPa, 27.1 MPa, 27.6 MPa e 28 MPa (idrostatica) e una pressione di confinamento pari a 28.2 MPa.

Come si può notare, alte sovrappressioni producono anomalie di ampiezza riscontrabili a angoli medi di incidenza, sia per R_{PP} che per R_{PS} . In particolare, se R_{PS} presenta valori grandi, allora siamo in presenza di sovrappressione.

Un altro esempio dell'effetto della sovrappressione sull'ampiezza è evidenziato in Figura 2.10, in cui sono riportati i coefficienti di riflessione R_{PP} e R_{PS} , assumendo i parametri elastici all'interfaccia per l'orizzonte K (paragrafo 3.6.3 e Allegati 2-3.) nel punto in cui è più superficiale lungo il profilo CROP 18A. Come si può osservare, gli effetti AVO sono importanti e quindi è giustificata un'analisi AVO dei dati crostali disponibili nell'area del campo geotermico della Toscana Meridionale per studiare la presenza di fluidi in sovrappressione. I dettagli dei parametri elastici considerati per calcolare le curve teoriche AVO sono riportate nel paragrafo 3.6.3.

2.9 L'AVO E L'ANISOTROPIA

Consideriamo ora rocce anisotrope, in cui la velocità delle onde dipende dalla direzione. In questo caso le equazioni che esprimono la ripartizione dell'energia all'interfaccia devono tener conto dell'anisotropia.

Se l'anisotropia è debole, i parametri indipendenti nelle equazioni costitutive sono cinque e l'ampiezza in funzione dell'offset dipenderà da un numero maggiore di variabili. Nel caso di anisotropia debole e di mezzi isotropi verticalmente (*vertically transverse isotropy*, VTI), l'anisotropia è espressa da tre parametri denominati parametri di Thomsen (dopo l'articolo di Thomsen del 1986), due dei quali (ϵ, δ) influenzano la velocità delle onde P e SV, mentre il terzo (γ) influenza solo SH (per maggiori dettagli si veda il Capitolo 4).

Riportiamo come esempio l'effetto dell'anisotropia sull'approssimazione Aki-Richards delle equazioni AVO, secondo la formulazione di Tsvankin (1996) e Rueger (1997):

$$\begin{aligned}
 R(\theta) = & \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} + \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right) \right] \\
 & + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} - 4 \frac{\bar{V}_S^2}{\bar{V}_P^2} \frac{\Delta V_S}{\bar{V}_S} - 2 \frac{\bar{V}_S^2}{\bar{V}_P^2} \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} + \frac{1}{2} \Delta \delta \right] \sin^2 \theta. \\
 & + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} + \frac{1}{2} \Delta \epsilon \right] (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)
 \end{aligned} \tag{2.24}$$

Poichè questa equazione è basata sull'approssimazione Aki-Richards, anche per questa formula si assume che la variazione dei parametri di anisotropia sia piccola all'interfaccia. In questo caso il coefficiente di riflessione R_{PP} può essere scritto come la somma di una parte isotropa $R_i(\theta)$ e una parte che dipende dall'anisotropia $R_a(\theta)$, che influenza maggiormente i grandi offset (Rueger, 1997; Haase, 1998):

$$R(\theta) = R_i(\theta) + R_a(\theta), \tag{2.25}$$

dove $R_i(\theta)$ è dato dalla formula (2.10) e

$$R_a(\theta) = \frac{1}{2} \Delta\delta \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \Delta\varepsilon (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta). \quad (2.26)$$

La Figura 2.11 mostra i coefficienti di riflessione R_{PP} in funzione dell'angolo di incidenza tra due diverse interfacce associate con mezzi VTI. Le curve indicate con R_i corrispondono alla componente isotropa dell'equazione per diversi valori del rapporto tra le velocità delle onde di taglio e compressionali indicate come β/α . Le curve indicate con R_a , invece, corrispondono alla parte anisotropa dei coefficienti di riflessione per combinazioni diverse di $\Delta\varepsilon$ e $\Delta\delta$. Poichè la parte anisotropa non dipende direttamente dal rapporto delle velocità, la curva R_a è in comune alle tre curve R_i .

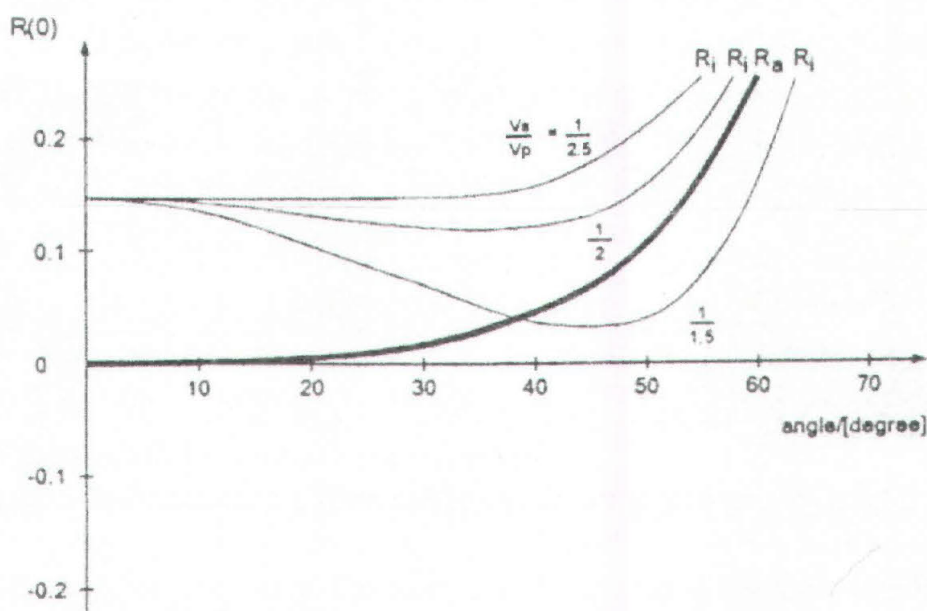


FIG. 2.11 Coefficiente di riflessione PP in funzione dell'angolo di incidenza a un'interfaccia associate a strati orizzontali con anisotropia VTI (Haase, 1998). R_i si riferisce al contributo isotropico del coefficiente di riflessione, mentre R_a al contributo anisotropico. Il coefficiente di riflessione totale all'interfaccia è la somma dei due contributi.

Ci sono due importanti effetti dell'anisotropia nell'AVO:

1. la polarità dei coefficienti di riflessioni R_{PP} può invertirsi a causa di particolari combinazioni dei parametri di anisotropia;
2. gli effetti dell'anisotropia sono molto più importanti a grandi angoli di incidenza.

Un metodo per valutare l'anisotropia dalle analisi AVO è quello di estrarre dapprima il coefficiente di riflessione isotropo dall'andamento dell'ampiezza per offset medio-bassi, e successivamente di estrarre informazioni sulla variazione dei parametri di anisotropia all'interfaccia considerando l'andamento AVO a grandi angoli.

2.10 L'INTERPRETAZIONE DEI RISULTATI AVO

Nel corso del presente lavoro di tesi sono state effettuate analisi AVO. I risultati sono stati associati a variazioni di litologia, alla presenza di fluidi, confrontati in particolare con situazioni in cui si è osservata l'esistenza di gas libero, e alla presenza di pressione anomala dei pori. Di seguito riportiamo le principali interpretazioni.

2.10.1 LE SEZIONI DI RIFLETTIVITÀ AVO

Effettuando un'analisi AVO e considerando l'approssimazione delle equazioni di Zoeppritz, otteniamo delle sezioni AVO: le sezioni di riflettività delle onde P e S (se si considera l'approssimazione di Aki-Richards) e le sezioni dell'attributo intercetta e dell'attributo gradiente (se si considera l'approssimazione di Shuey). Nel primo caso è necessario confrontare direttamente le sezioni AVO e identificare le aree in cui sono presenti in entrambe le sezioni forti riflettività (vedi per esempio le Figure 2.12 e 2.13 che riporta i risultati AVO lungo il profilo CROP 18B, Allegato 2). Queste zone, possono essere associate a variazioni litologiche. Le aree invece con forti variazioni solo nella sezione di riflettività delle onde P, sono associabili a variazioni nel contenuto di fluido all'interno dello spazio poroso.

Un modo obiettivo per valutare la correlazione tra le due sezioni consiste nel calcolo del cross-plot. Come indicato in Figura 2.14, lungo il profilo CROP 18B si individuano tre principali caratteristiche: un'immagine associabile alle strutture più superficiali, un'immagine caratterizzante le aree più profonde e infine le aree con mancanza di correlazione o di energia.

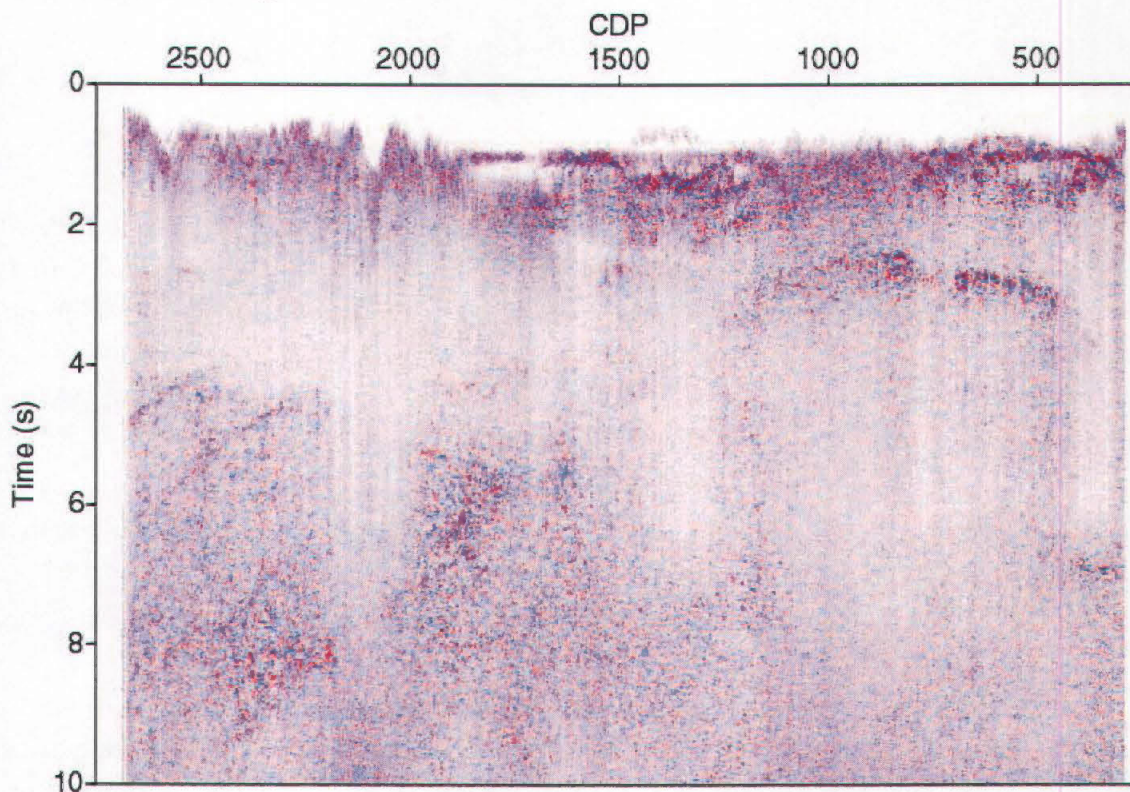


FIG. 2.12 Sezione di riflettività della velocità dell'onda P lungo il profilo CROP 18B (Allegato 2).

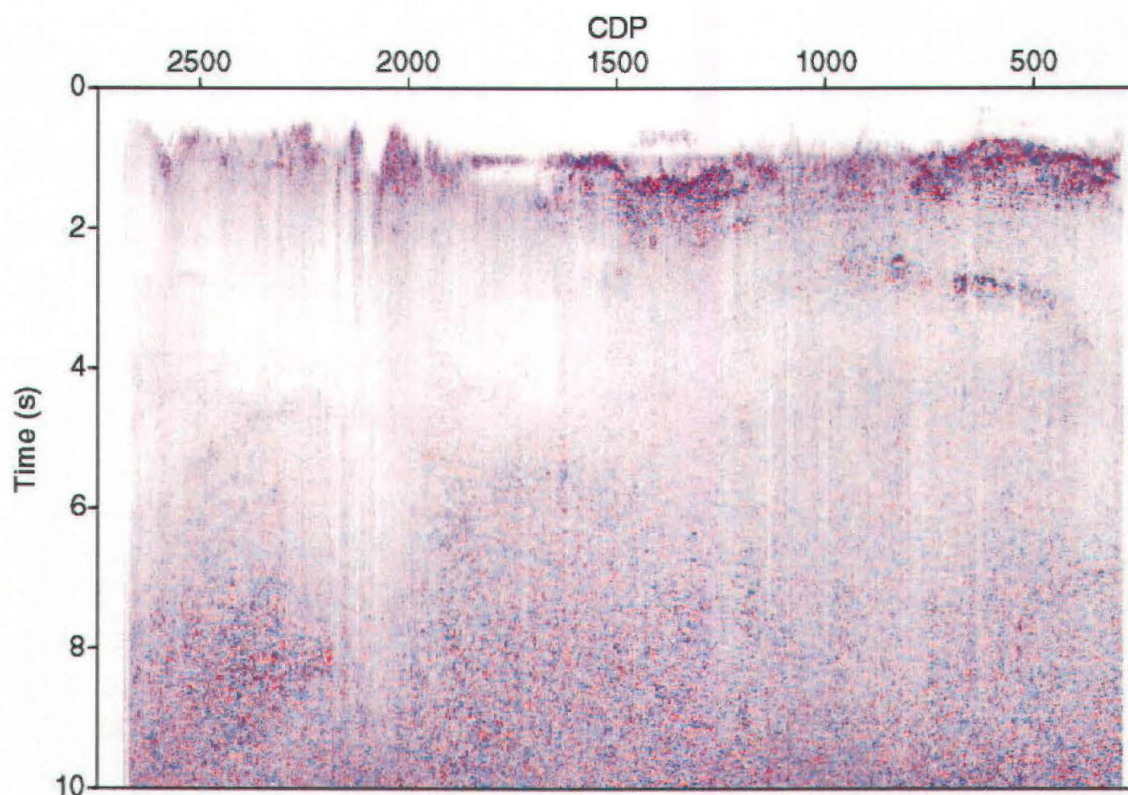


FIG. 2.13 Sezione di riflettività della velocità dell'onda S lungo il profilo CROP 18B (Allegato 2).

Dalla Figura 2.14 si identificano tre canali di risalita di magma che si muove dalla crosta inferiore fino alla superficie (Allegati 1-4).

Un altro modo per interpretare i risultati AVO è quello di calcolare i rapporti tra le sezioni sismiche e le riflettività che forniscono informazioni sulle variazioni del rapporto di Poisson. Come indicato in Figura 2.15, tali valori possono essere utilizzati per aiutare e l'interpretazione dei dati sismici associando variazioni del rapporto tra le riflettività corrispondenti alle velocità delle onde P e S a riflettori individuati nelle immagini sismiche.

Consideriamo ora l'approssimazione di Shuey; anche in questo caso i *cross-plots* sono di grande aiuto per interpretare i risultati AVO. Come esempio di applicazione del *cross-plot*, consideriamo dati sismici acquisiti in corrispondenza di un *reservoir* (Yilmaz, 2001), a cui è stata applicata l'analisi AVO. La Figura 2.16 mostra la sezione intercetta e la sezione gradiente, in cui sono stati evidenziate tre differenti zone: sopra il *reservoir* (rettangoli blu); dentro il *reservoir* (rettangolo rosso); sotto il *reservoir* (rettangolo verde). I *cross-plots* dell'intercetta e del gradiente all'interno di ciascuna zona sono riportate in Figura 2.17. La pendenza delle rette che interpolano i valori nelle zone sopra e sotto *reservoir* sono confrontabili. Al contrario, la pendenza della retta che fitta i valori nella zona del *reservoir* è completamente diversa, e in particolare assume un valore più alto, legato a un valore più alto del gradiente, che suggerisce una crescita nel valore del contrasto del rapporto di Poisson, associabile alla presenza di gas all'interno del *reservoir*, caratterizzato da un valore basso del rapporto di Poisson.

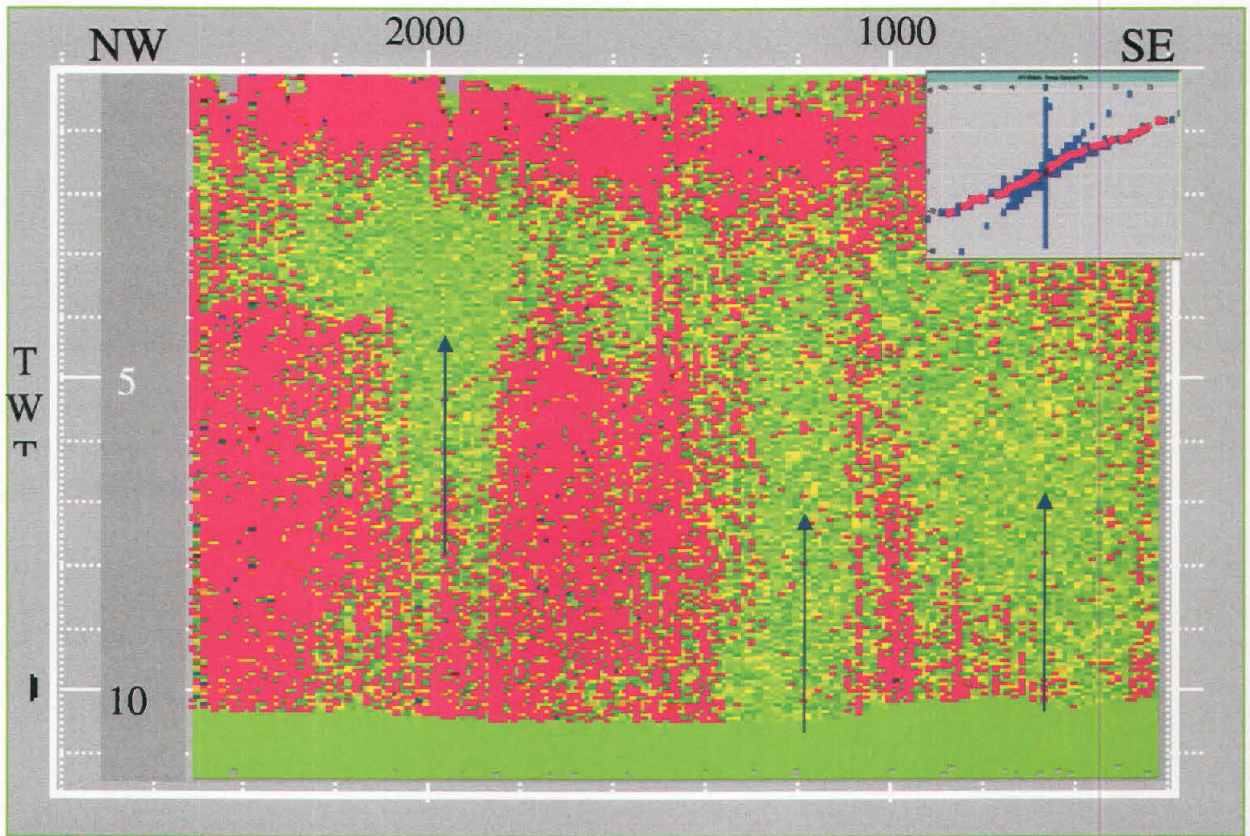


FIG. 2.14 L'inserto indica il cross-plot delle sezioni di riflettività lungo il profilo CROP 18B. I punti rosa indicano le aree con la correlazione definita dal cross-plot. Le frecce indicano i tre canali di risalita individuati anche dai dati sismici (si vedano gli Allegati 1-4).

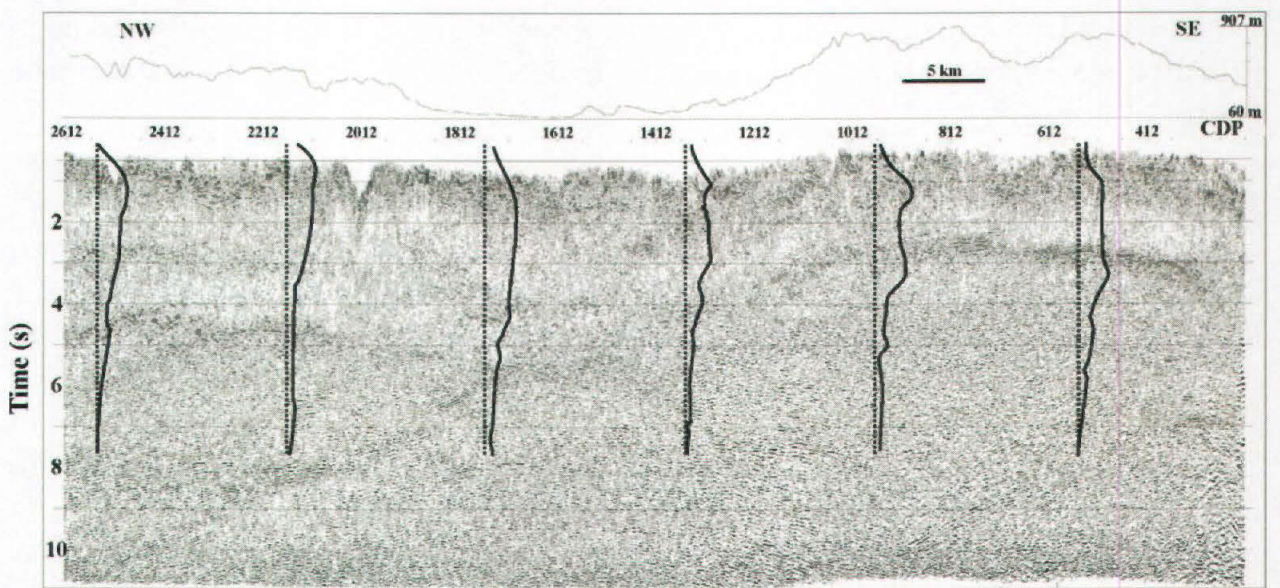


FIG. 2.15 Sezione stack del profilo CROP 18B, in cui sono stati sovrapposti alcuni rapporti delle riflettività delle onde P e S (Allegato 3).

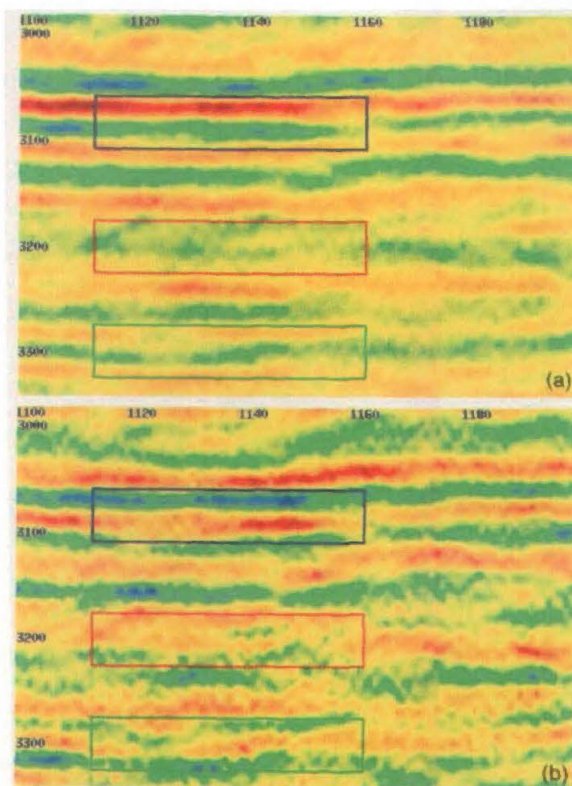


FIG. 2.16 Esempio delle sezioni dell'intercetta (a) e del gradiente (b) in corrispondenza di un reservoir. La zona post-reservoir è indicata dal rettangolo blu, la zona pre-reservoir da un rettangolo verde, mentre il reservoir è indicato da un rettangolo rosso (Yilmaz, 2001).

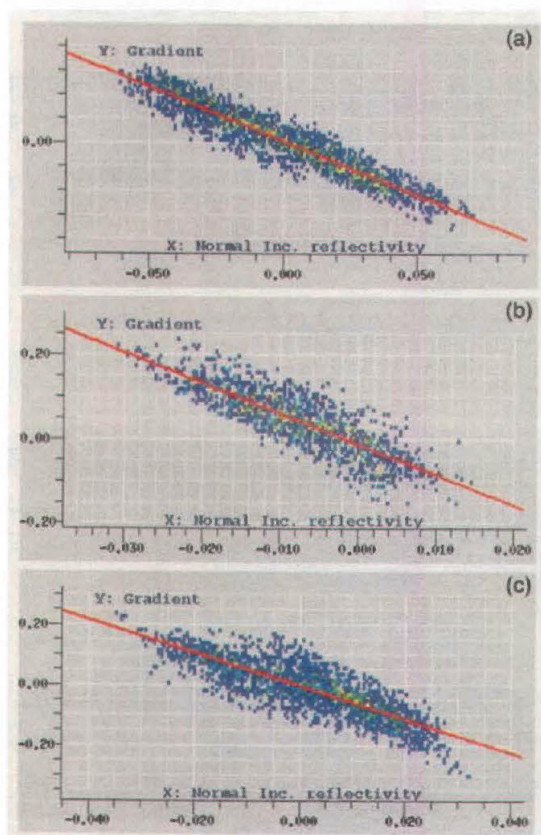


FIG. 2.17 Cross-plots degli attributi dentro la zona post-reservoir (a), nel reservoir (b), e nel pre-reservoir (c), calcolati all'interno dei rettangoli indicati in Figura 2.16 (Yilmaz, 2001).

2.10.2 LA DETERMINAZIONE DELLA PRESENZA DEL GAS

La determinazione della presenza del gas, applicando le analisi AVO, è uno dei campi in cui questa analisi è maggiormente impiegata e questo perchè il tipico basso rapporto di Poisson causato dalla presenza del gas può essere distinto dal rapporto di Poisson per altre litologie. Rutherford e Williams (1989) definirono tre distinte classi di anomalie AVO causate dalla presenza di gas, di seguito elencate e schematicamente rappresentate in Figura 2.18.

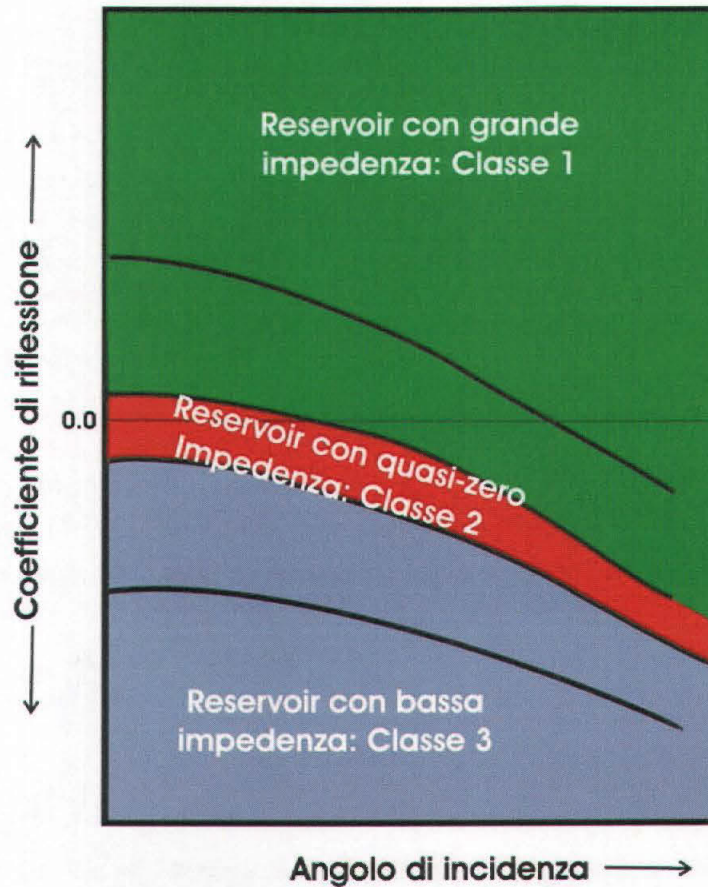


FIG. 2.18 Rappresentazione delle tre classi di anomalie AVO e del coefficiente di riflessione.

Classe I. La classe I è caratterizzata da una decrescita, che si ha per esempio nel caso di una riflessione a grande profondità causata da gas intrappolato all'interno di sedimenti torbiditici (Hilterman, 2001). Le principali caratteristiche sono le seguenti:

- un coefficiente di riflessione delle onde P positivo ed ampio a piccoli angoli;
- l'ampiezza decresce con l'aumentare dell'angolo di incidenza, ed è possibile una rotazione di fase a grandi offset;
- l'ampiezza per le sezioni stack comprendente tutti gli offsets è più piccola nella zona con presenza di idrocarburi che per una zona equivalente insatura;
- l'ondina è caratterizzata da un massimo seguito da un minimo per piccoli offset;
- l'ondina può o no presentare un massimo seguito da un minimo per grandi offset.

Come si può capire dalle caratteristiche precedenti, l'interpretazione della classe I richiede un'adeguata qualità dei dati e dell'elaborazione.

Classe II. Le anomalie della classe II sono le più studiate tramite le analisi AVO, in quanto presentano il caso d'inversione di fase. La classe II è caratterizzata dalle seguenti caratteristiche:

- i coefficienti di riflessione sono contenuti a piccoli angoli e quindi c'è una piccola indicazione di presenza di gas nello *stack near-offset*;
- i livelli in cui i pori sono riempiti con gas presentano una crescita dell'ampiezza di riflessione con l'aumentare dell'offset;
- il gas può o no essere rilevato da una sezione stack costruita con tutti gli offset, a causa del diverso contributo delle ampiezze per grandi offset allo stack;
- l'ondina può o no avere un massimo seguito da un minimo nello stack;
- lo *stack far-offset* è caratterizzato da ondine con un minimo seguito da un massimo;
- le correlazioni con la litologia sono limitate alle variazioni d'ampiezza con l'angolo di incidenza;
- la sola analisi AVO non può distinguere tra intervalli con grani saturi e non di gas, in quanto hanno andamenti simili.

Da tutto ciò si deduce che lo stack convenzionale normalmente fornisce una buona definizione dell'anomalia AVO della classe II, ma è spesso difficile riconoscere la concentrazione di idrocarburi usando l'ampiezza. Considerando lo stack per offset diversificati, invece, la presenza di idrocarburi è maggiormente evidente.

Classe III. La classe III descrive le anomalie che sono definite come *bright spots*, in cui è presente un importante *reservoir* di gas. Questa anomalia è caratterizzata da:

- un coefficiente di riflessione decisamente negativo per piccoli angoli;
- le zone con idrocarburi sono ben evidenti nello *stack* e in tutti gli *stack* con offset parziali. Questa caratteristica è particolarmente utile nel caso di dati con evidenti multiple che contaminano solo i piccoli offset;
- le ampiezze in presenza di idrocarburi, rispetto alle ampiezze di riflessioni delle aree limitrofe, sono costanti o decrescono poco con l'angolo di incidenza; nel caso in cui le ampiezze decrescano considerevolmente con l'offset, l'anomalia si definisce di classe IV;
- l'ondina del segnale riflesso ha un minimo seguito da un massimo per tutti gli offset. Questo significa che la fase dominante dell'ondina è prossima allo zero, e il *reservoir* è al di sotto dello spessore di *tuning*;
- gli idrocarburi possono essere rilevati già dalla sezione *stack*.

Da osservare che le anomalie superficiali possono essere associate anche con zone con bassa concentrazione di gas, che producono un forte contrasto di velocità. Infatti, come già riportato nel paragrafo 2.8, se il gas è distribuito uniformemente all'interno dello spazio poroso si ha una forte diminuzione delle ampiezze per piccole

concentrazioni di gas che producono forti contrasti di velocità delle onde P. In questo caso, quindi, non è possibile stimare l'accumulo del gas dal campo di velocità delle onde sismiche con buona precisione. Solo se la distribuzione è *patchy*, e quindi il rapporto di Poisson resta elevato, è possibile stimare l'accumulo del gas in modo affidabile.

In letteratura ci sono numerosi esempi di rilevamento del gas attraverso l'analisi AVO dei dati sismici in diversi contesti, sia a mare (per esempio nel mare del Nord - Wrolstad, 1986; Snyder et al., 1989; Strudley, 1990 - e nel golfo del Messico - Ostrander, 1984; Rutherford and Williams, 1989; Zimmerman and Fahmy, 1990) sia a terra (per esempio in Alaska - Zimmerman and Fahmy, 1990 - e anche in Italia nella pianura Padana - Mazzotti, 1990).

2.10.3 STRATI SOTTILI

La risoluzione è la capacità di distinguere due punti. La risoluzione verticale è legata alla lunghezza d'onda λ dell'onda sismica, che è funzione della frequenza dominante f dell'ondina e della velocità V di propagazione dell'onda (Yilmaz, 2001):

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (2.27)$$

Supponiamo di avere uno strato di uno spessore Δz . Due arrivi distinti dal tetto e dalla base di uno stato sono distinguibili se è verificata la seguente relazione:

$$\Delta z > \frac{\lambda}{4} \quad (2.28)$$

Questo criterio, detto di Ricker, è accettabile se il rapporto segnale/rumore è sufficientemente alto. Per esempio, per strati superficiali con velocità di 2000 m/s e frequenza dominante di 50 Hz, la risoluzione è pari a 10 m. In profondità, invece, se la velocità di propagazione è pari a 5000 m/s e la frequenza dominante è di 25 Hz, allora la risoluzione possibile sarà di 50 m. Nel caso di spessori inferiori alla risoluzione, in cui si ha interferenza tra gli arrivi dal tetto e dalla base dello strato con forti anomalie d'ampiezza, cioè per strati sottili, bisogna distinguere tra spessori pari (il cosiddetto caso di *tuning*) o inferiori a $\lambda/4$.

Queste osservazioni sono molto importanti nell'esplorazione degli idrocarburi.

Possiamo considerare due situazioni generiche: nella prima lo strato sottile è posto tra due intervalli in modo che la velocità sia crescente con la profondità, e nella seconda lo strato sottile è intrappolato all'interno di una formazione. Nella prima, come indicato in Figura 2.19, l'interferenza degli arrivi delle riflessioni dal tetto e base dello strato sottile produce una diminuzione dell'ampiezza fino a raggiungere il suo minimo al *tuning*. Nel secondo caso, invece, l'ampiezza aumenta in funzione dello spessore dello strato sottile fino a raggiungere il suo massimo al *tuning*. Modellando l'ampiezza in funzione dell'offset e dello spessore dello strato è possibile dedurre informazioni sugli strati sottili che sono al di sotto della risoluzione.

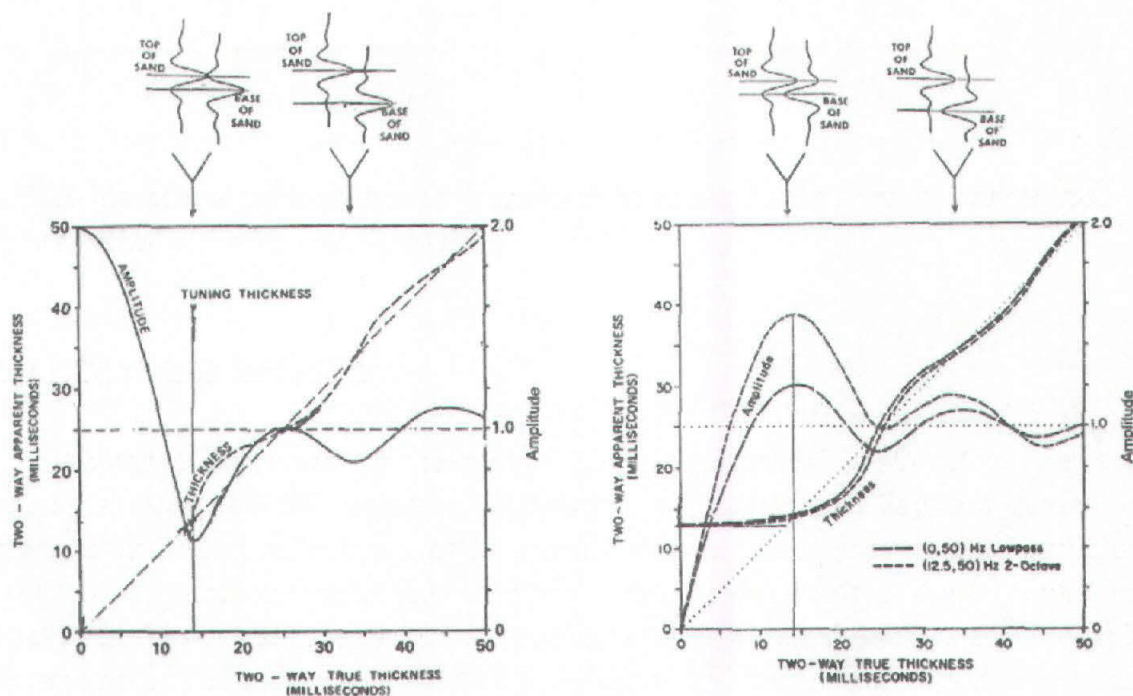


FIG. 2.19 Variazione dell'ampiezza in funzione dello spessore dello strato sottile nel caso $V_3 > V_2 > V_1$ (a sinistra) e $V_1 = V_3 \neq V_2$ (a destra).

2.11 ALCUNI ESEMPI AVO

Abbiamo osservato nel paragrafo 2.2 come l'analisi AVO sia particolarmente sensibile ai contrasti del rapporto di Poisson, principalmente legati a variazioni del contenuto di fluido all'interno dello spazio poroso. L'andamento del coefficiente di riflessione in funzione dell'*offset* fornisce quindi informazioni sulla variazione del rapporto di Poisson all'interfaccia. Un coefficiente positivo che cresce con l'*offset* indica un rapporto di Poisson in aumento all'interfaccia, un coefficiente negativo che decresce con l'*offset* indica un rapporto di Poisson in diminuzione. Un coefficiente positivo e decrescente con l'*offset* indica un rapporto di Poisson decrescente, mentre un coefficiente negativo, crescente con l'*offset*, indica un aumento del rapporto all'interfaccia (Figure 2.2-2.4).

Una particolare attenzione deve essere rivolta al caso in cui un'interfaccia sia causata da una variazione litologica con piccola variazione della velocità delle onde P, ma una forte variazione della velocità delle onde S e/o della densità.

In questo particolare caso, un'analisi AVO risulta indispensabile per delimitare la struttura. Infatti, solo analizzando i grandi *offset* (i cosiddetti *wide-angle*), sensibili alla variazione del rapporto di Poisson, è possibile riconoscere la presenza di tale discontinuità litologica. In Figura 2.20 è riportato il grafico dei coefficienti di riflessione e di trasmissione delle onde P (R_{PP} e T_{PP} rispettivamente) e convertite (R_{Ps} e T_{Ps} rispettivamente) in funzione dell'angolo di incidenza, in cui è evidente come l'AVO sia indispensabile in questa situazione.

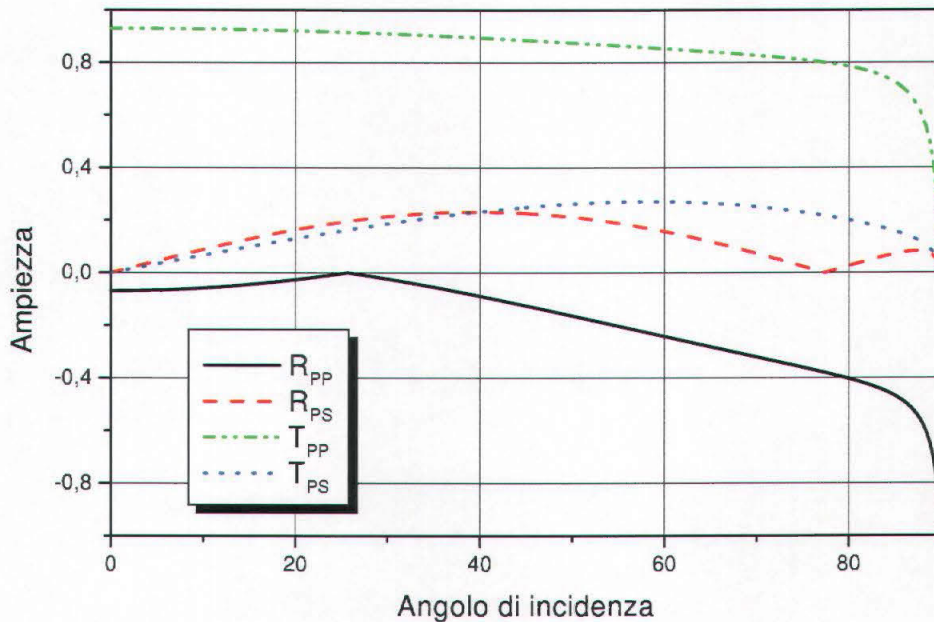


FIG. 2.20 Coefficienti di riflessione (R) e di trasmissione (T) delle onde P e convertite a un'interfaccia caratterizzata dal contrasto della velocità dell'onda S e della densità.

Consideriamo ora il caso di sedimenti marini con gas idrati. Nella Figura 2.21 sono indicati i coefficienti di riflessione delle onde P all'interfaccia tra sedimenti contenenti di gas idrato e gas libero con diverse concentrazioni (Carcione e Tinivella, 2000), in cui nei pannelli di destra non si è considerata l'interazione tra grani (matrice sabbiosa) e gas idrati, mentre nei pannelli di sinistra il modello di velocità teorico prevede l'interazione tra le parti solide e la cementazione dei grani a causa della presenza di gas idrato. Infatti, due sono i modelli principali per descrivere i gas idrati all'interno dello spazio poroso: interazione tra grani e gas idrati, e gas idrati distribuiti all'interno dei pori senza modificare la rigidità della matrice (vedi anche Carcione e Tinivella, 2000). Da osservare l'anomalia di ampiezza che è causata dall'aumento della concentrazione di idrato. Confrontando i due gruppi di pannelli, è chiaro come l'AVO riesca a discriminare la presenza di elevate cementazioni, che causano forti anomalie AVO. L'aumento della concentrazione del gas quando considerato distribuito uniformemente nello spazio poroso, invece, non modifica l'andamento delle curve AVO ma solo l'ampiezza.

In Figura 2.22 sono riportati i coefficienti di riflessione delle onde convertite nel caso di 10% di gas idrato (sopra) e 10% di gas libero (sotto), considerando l'interazione tra grani e idrato. Da notare come nel caso di alte concentrazioni di gas idrato, molta energia è convertita in onde S riflesse, permettendo di rilevare una riduzione della porosità e un aumento della rigidità della matrice.

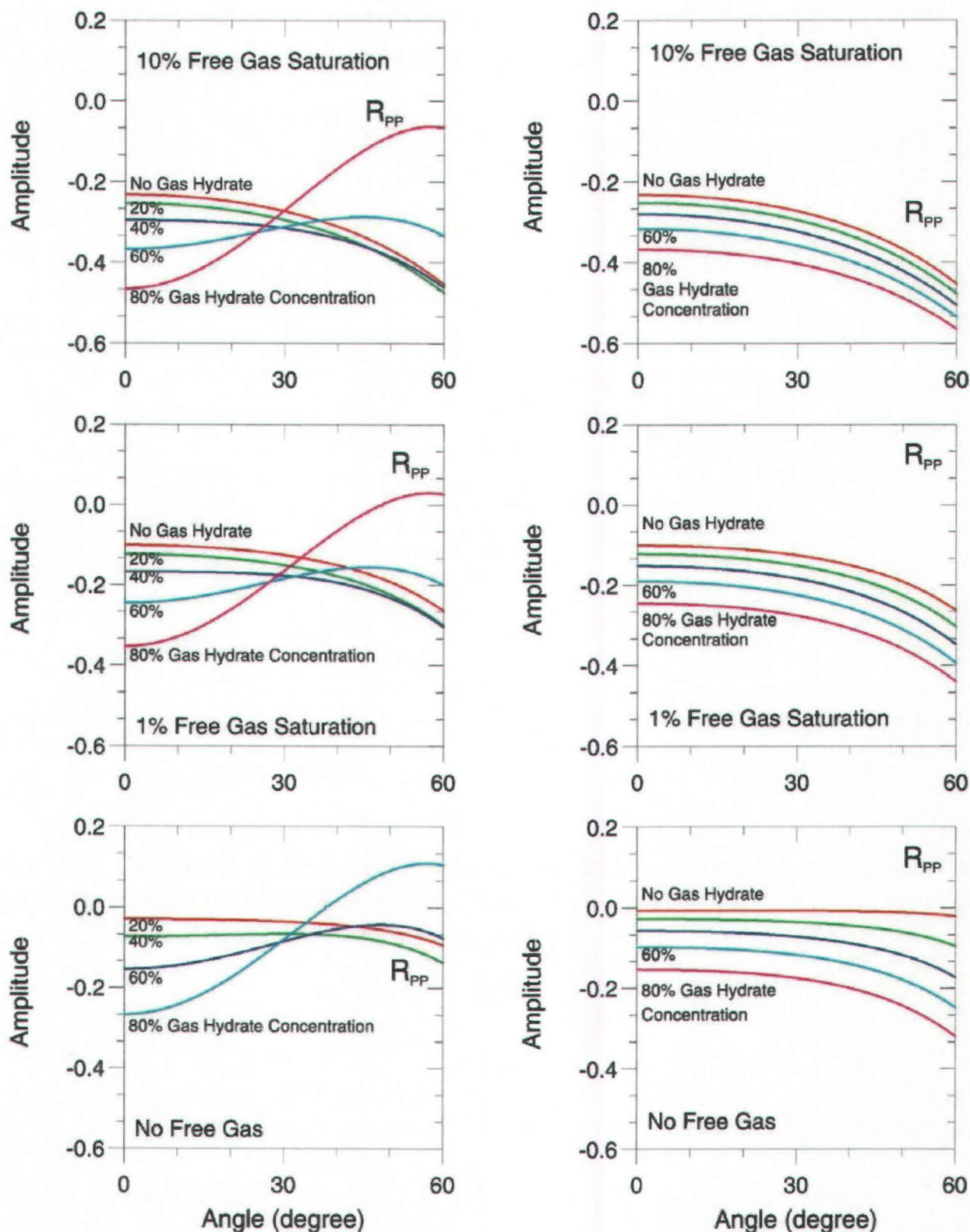


FIG. 2.21 Coefficienti di riflessione PP tra un'interfaccia causata da una variazione del contenuto di fluido all'interno dello spazio poroso: acqua e gas libero. Nei pannelli di sinistra è stata considerata l'interazione tra i grani e i gas idrati (Carcione e Tinivella, 2000).

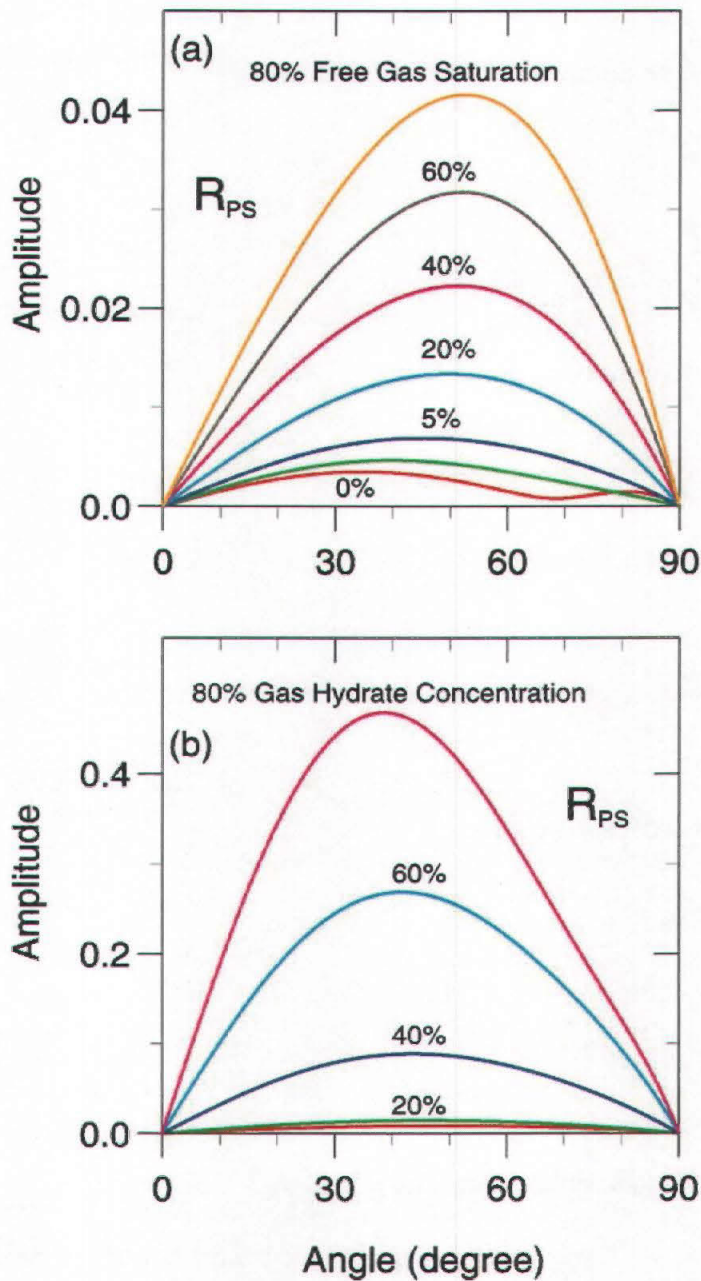


FIG. 2.22 Coefficienti di riflessione PS tra un'interfaccia tra sedimenti contenenti 10 % di idrato (pannello sopra) e 10 % di gas libero (pannello sotto; Carcione e Tinivella, 2000).

In Figura 2.23 è riportato un esempio di analisi di dati AVO acquisiti in un'area caratterizzata da un *reservoir* di gas idrato (Tinivella e Accaino, 2000). La curva AVO mostra che i sedimenti non sono cementati dalla presenza di gas idrato, confermando l'analisi di velocità che indica bassa concentrazione di gas idrato in prossimità del CDP analizzato (Tinivella, 2002).

Nella stessa area è stato effettuato un'analisi AVO con metodo *layer stripping*, in modo da determinare i contrasti di velocità (Figura 2.24) e di densità (Figura 2.25) alle diverse interfacce. Le curve AVO così determinate sono indicate in Figura 2.26.

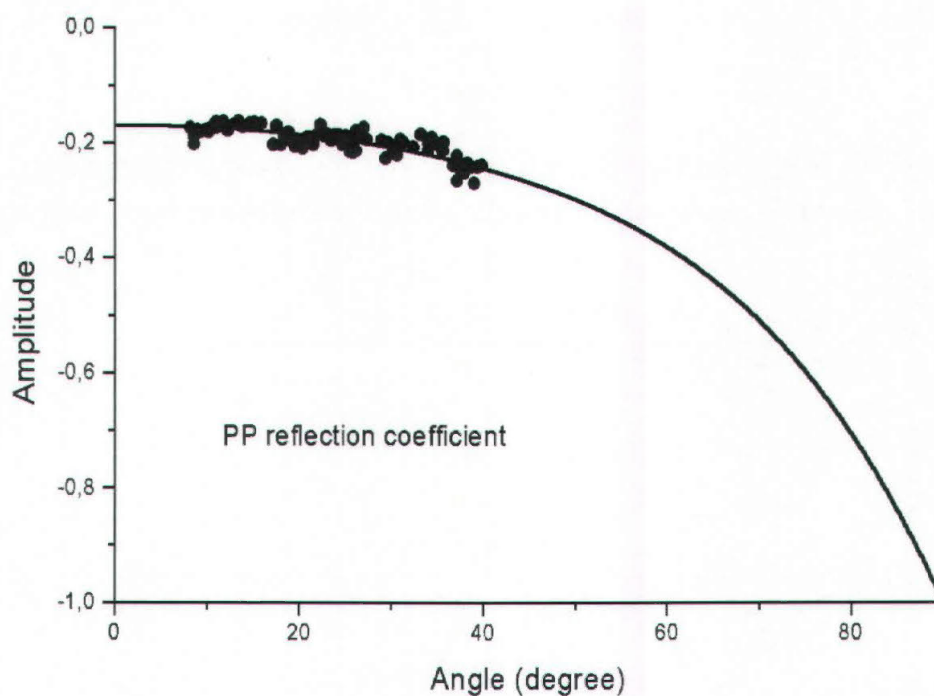


FIG. 2.23 Coefficienti di riflessione estratti dai dati marini all'interfaccia gas idrato e gas libero, che indicano che i grani non sono cementati dalla presenza di idrato (Tinivella, 2002).

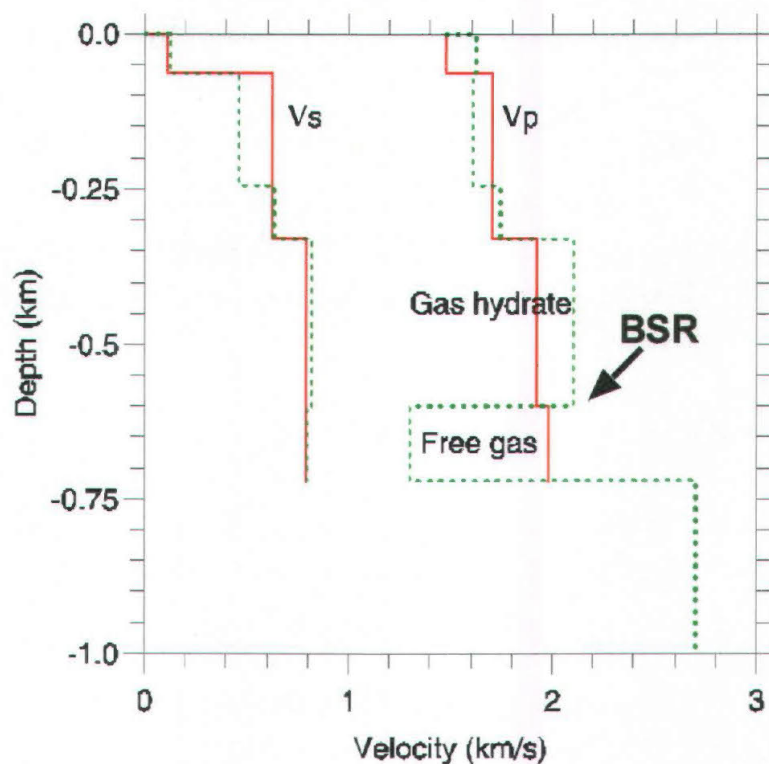


FIG. 2.24 Contrasti di velocità delle onde P e S. Il Bottom Simulating Reflector (BSR) indica la transizione tra sedimenti con idrato e con gas libero (Tinivella e Accaino, 2000).

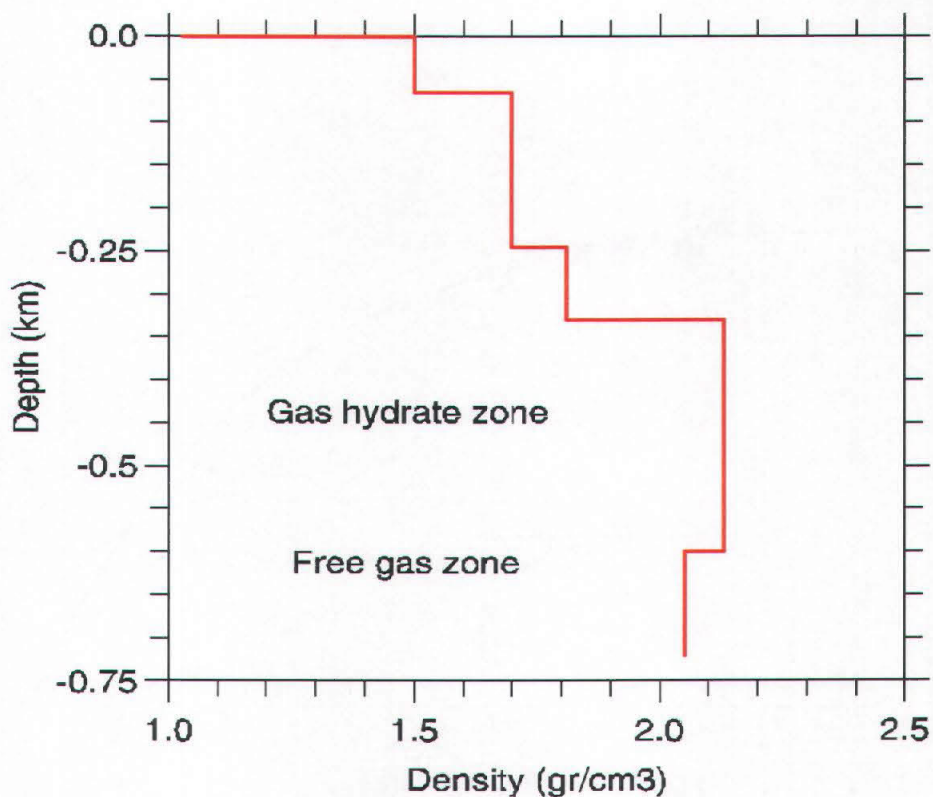


FIG. 2.25 Contrasti di densità ottenuto dall'analisi AVO (Tinivella e Accaino, 2000).

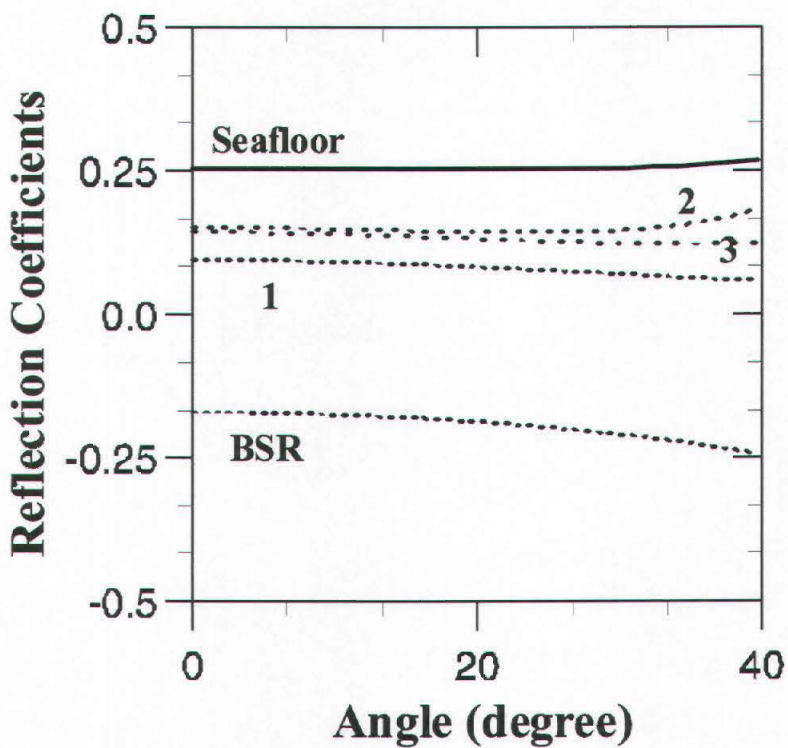


FIG. 2.26 Curve AVO ottenute con il metodo layer stripping (Tinivella e Accaino, 2000).

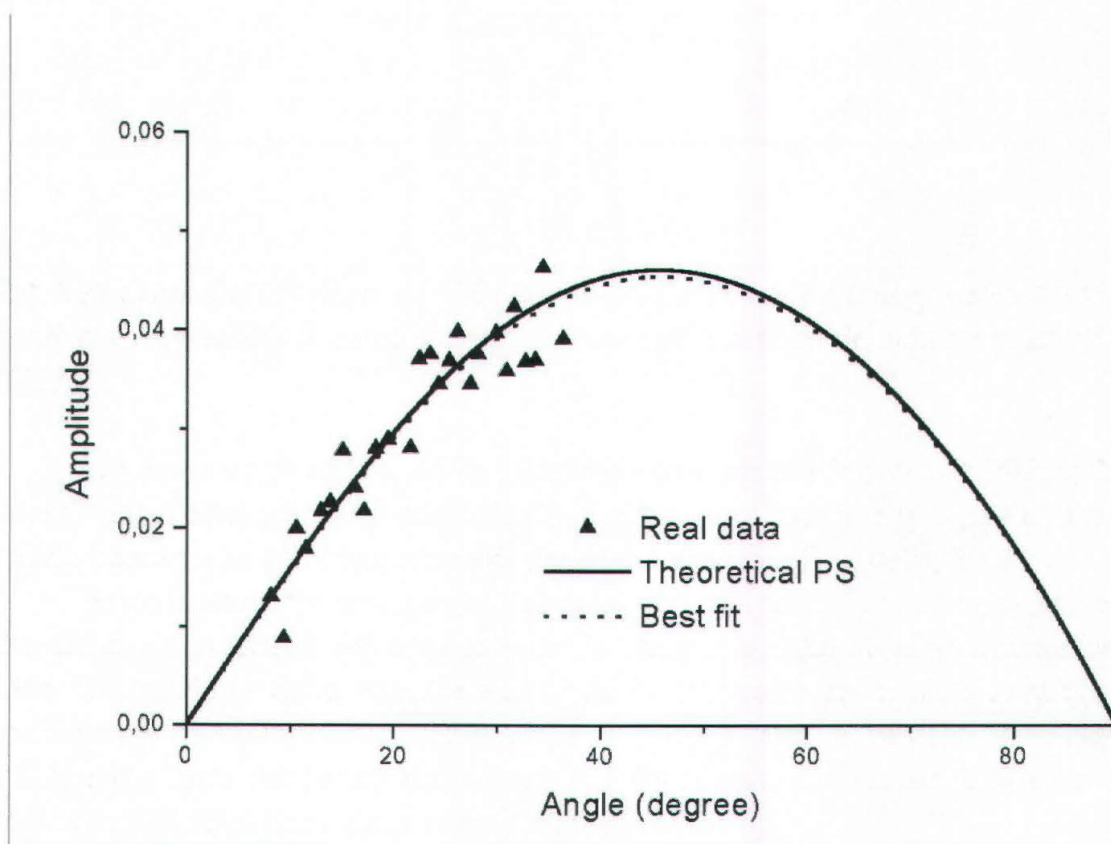


FIG. 2.27 Coefficienti di riflessione PS ottenuti dai Ocean Bottom Seismometers (OBS). La curva puntinata rappresenta la curva teorica ottenuta con il metodo dei minimi quadrati (Tinivella, 2002).

Un esempio di analisi AVO delle onde convertite è indicato in Figura 2.27, in cui i bassi valori ottenuti per il coefficiente di riflessione indica che il gas all'interno dello spazio poroso non è in condizione di pressione anomala (Tinivella, 2002).

Sotto la zona contenente gas libero i sedimenti sono naturalmente saturi d'acqua, che causa un aumento della velocità delle onde P e della densità all'interfaccia e una lieve diminuzione delle velocità dell'onda S. In questo caso, oltre l'angolo critico, il coefficiente di trasmissione delle onde P (T_{PP}) è pari a zero, e la maggior parte dell'energia resta contenuta nelle onde P e SV riflesse. In Figura 2.28 sono riportati i coefficienti di riflessione delle onde P all'interfaccia.

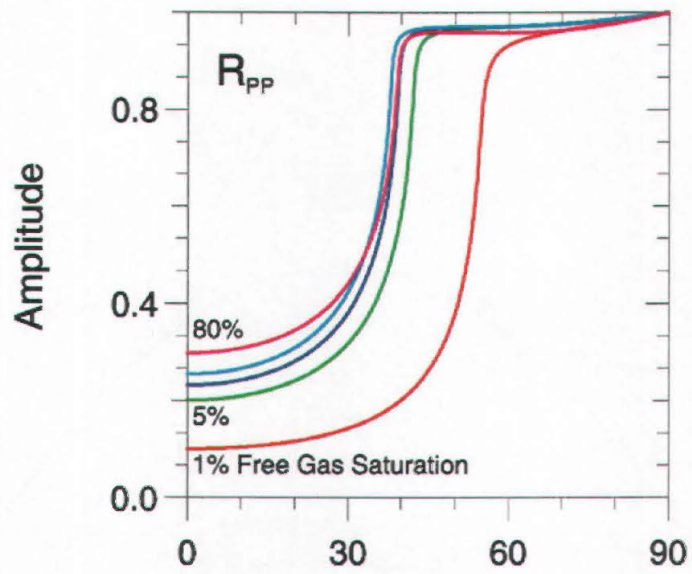


FIG. 2.28 Coefficienti di riflessione dell'onda P all'interfaccia tra sedimenti contenenti gas libero e substrato con diverse concentrazioni e acqua (Carcione e Tinivella, 2000).

2.12 BIBLIOGRAFIA

- Aki, K., and Richards, P.G., 1980. *Quantitative seismology: Theory and methods*. San Francisco: W.H. Freeman.
- Bilgeri, D., and Ademenio, E. B., 1982. Predicting abnormally pressured sedimentary rocks. *Geophysical Prospecting* 30, 608-621.
- Cagnard, L., 1962. *Reflection and refraction of progressive seismic waves*. E.A. Flynn and C.H. Dix, trans. New York: McGraw-Hill.
- Carcione, J.M., 1997. Reflection and transmission of q-P-aS plane waves at a plane boundary between viscoelastic transversely isotropic media. *Geophys. J. Int.*, 129: 669-680.
- Carcione, J.M., and Tinivella, U., 2000. Bottom Simulating reflectors: seismic velocities and AVO effects. *Geophysics*, 65: 54-67.
- Castagna, J.P., Bazle, M.L., and Eastwood, R.L., 1985. Relationship between compressional-wave and shear-wave velocities in elastic silicate rocks. *Geophysics*, 50: 571-581.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., 1974. Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39: 770-80.
- Haase, A.B., 1998. Nonhyperbolic moveout in Plains data and the anisotropy question: the recorder. *Can. Soc. Expl. Geophys.*: 20-34.
- Hilterman, F.J., 2001. *Seismic amplitude interpretation*. Distinguished instructor series, no. 4.
- Jeffreys, H., 1926. On compressional waves in two superposed layers. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 22: 472-81.
- Joos, G., and Teltow, J., 1939. Zur deutung der knallwellenausbreitung an der trennschicht zweier medien. *Physik. Z.*, 40: 289-93.
- Katzman, R., Holbrook, W.S., and Paull, C.K., 1994. Combined vertical-incidence and wide-angle seismic study of a gas hydrate zone. *J. Geophys. Res.*, 99: 17975-17995.
- Knott, C.G., 1899. Reflexion and refraction of elastic waves with seismological applications. *Phil Mag.*, 48: 64-97.
- Koefoed, O., 1955. On the effect of the Poisson's ratio of rock strata on the reflection coefficients of plane waves. *Geophys. Prosp.*, 3: 381-387.
- Kofoed, O., 1962. Reflection and transmission coefficients for plane longitudinal incident waves. *Geophys. Prosp.*, 10: 304-51.
- Louis, J. N., and Asad, A. M., 1994. Seismic amplitude versus offset (AVO) character of geopressured transition zones. *AAPG Memoir* 61: 131-137.
- Mazzotti, A., 1990. Prestack amplitude analysis methodology and application to seismic bright spots in the Po Valley, Italy. *Geophysics*, 55: 157-166.
- Muskat, M. and Meres, M.W., 1940. Reflection and transmission coefficients for plane waves in elastic media. *Geophysics*, 5: 149-155.
- Ostrander, W., 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, 49: 1637-48.
- Pigott, J. D., and Tadepalli, S. V., 1996. Direct determination of clastic reservoir porosity and pressure from AVO inversion. 66th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1759-1762.
- Richards, T.C., 1961. Motion of the ground on arrival of refracted longitudinal and transverse waves at wide-angle reflection distances. *Geophysics*, 27: 277-297.
- Rueger, A., 1997. P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axis of symmetry. *Geophysics*, 62: 713-722.

- Rutherford, S.R., and Williams, R. H., 1989. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, 54: 680-688.
- Sheriff, R.E., 1975. Factors affecting seismic amplitudes. *Geoph. Prosp.*, 23: 125-38.
- Sheriff, R.E., and Geldart, L.P., 1995. *Exploration seismology*. Cambridge University Press.
- Shuey, R.T., 1985. A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50: 609-14.
- Sloan, E.D. Jr., 1998. *Clathrates of Natural Gases*. Marcel Dekker, Inc. New York, 705 pp.
- Snyder, A.G., Kelsey, D.J., and Wrolstad, K.H., 1989. Direct detection using AVO, Central Graben North Sea. 59th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract: 700-701.
- Sommerfeld, A., 1909. Über die ausbreitung der wellen in der dratlosen. *Telegraphie. Ann. Phys.*, 28: 665-736.
- Spratt, R.S., Goins, N.R., and Fitch, T.J., 1984. Pseudo-Shear – The analysis of AVO. In Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts: 24-27.
- Strudley, A., 1990. Amplitude versus offset: Methodology and application to pore fill prediction in the Danish Central Graben. 60th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract: 1523-1525.
- Thomsen, L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51: 1954-1966.
- Tinivella, U., 1999. A method for estimating gas hydrate and free gas concentrations in marine sediments. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 40: 19-30.
- Tinivella, U., 2002. The seismic response to overpressure versus gas hydrate and free gas concentration. *J. Seismic Exploration*, 11: 283-305.
- Tinivella, U., and Accaino, F., 2000. Compressional velocity structure and Poisson's ratio in marine sediments with gas hydrate and free gas by inversion of reflected and refracted seismic data (South Shetland Islands, Antarctica). *Marine Geology*, 164: 13-27
- Tooley, R.D., Spencer, T.W., and Sagoci, H.F., 1965. Reflection and transmission of plane wave compressional waves. *Geophysics*, 30: 552-70.
- Tsvankin, I., 1996. P-wave signatures and notation from transversely isotropic media: An overview. *Geophysics*, 61: 467-483.
- Ursin, B., 1990. Offset-dependent geometrical spreading in a layered medium. *Geophysics*, 55: 492-496.
- Wiggins, R., Kenny, G.S., and McClue, C.D., 1984. A method for determining and displaying the shear-wave reflectivities of a geologic formation. European patent application (Mobil Oil Corporation).
- Wrolstad, K.H., 1986. Offset-dependent amplitude analysis by visco-elastic lithological modeling. 56th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract: 1355.
- Yilmaz, O., 2001. *Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data*. Series: Investigation in Geophysics, vol. 10. Society of Exploration Geophysicists-SEG, Tulsa, OK, 2077 pp.
- Zimmerman, C.J., and Fahmy, B.A., 1990. An effective new method of amplitude-versus-offset analysis for marine data. 60th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract: 1499-1502.
- Zoeppritz, K., 1919. Über reflexion und durchgang seismischer wellen durch un stetiger flaschen. Über Erdbebenwellen VII B, Nachrichten der Koniglichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Gottingen, Math. Phys., K1: 57-84.

CAPITOLO 3

LA PRESSIONE DEI PORI

3.1 INTRODUZIONE

Vari processi fisici possono causare una pressione anomala nel fluido. Le più comuni cause di sovrappressioni sono le espansioni termiche dell'acqua, il disequilibrio durante la compattazione, gli effetti di rottura, cioè la conversione dell'olio in gas e gli effetti tettonici.

Riconoscere la presenza di pressione anomala dall'analisi dei dati sismici, eventualmente integrata dall'analisi dei dati di laboratorio e di pozzo, può essere utile per pianificare una perforazione senza rischiare la perdita del pozzo o per conoscere la reale quantità di gas che si può estrarre da un *reservoir*. La previsione delle sovrappressioni è quindi una delle richieste più importanti delle attività di perforazione e, in genere, dell'esplorazione.

Per prevedere con successo situazioni di pressione anomala nei pori è necessario conoscere l'andamento delle principali proprietà elastiche in funzione della profondità in condizione di pressione normale. Come già anticipato nel paragrafo 2.8, le velocità delle onde P ed S e la densità diminuiscono in presenza di sovrappressione, mentre la porosità aumenta. Quindi, analizzando i dati sismici è possibile riscontrare, oltre a un'anomalia di ampiezza ed effetti AVO, anche un'anomalia nelle velocità. Questa può essere tradotta in termini di sovrappressione se si conosce l'effetto della pressione anomala dei pori sulle proprietà petrofisiche delle rocce.

Il modello teorico maggiormente utilizzato per determinare la velocità in funzione della pressione è basato sulla teoria di Biot (1962).

3.2 I MECCANISMI CHE GENERANO PRESSIONE ANOMALA NEI PORI

La sovrappressione è definita come la pressione che eccede la pressione idrostatica. In termini di dinamica del fluido essa viene definita come l'incapacità del fluido di fuoriuscire dai pori per equilibrare la pressione idrostatica. In Figura 3.1 è presentata la pressione in funzione della profondità. Rocce con pressioni al di sotto della pressione idrostatica sono definite in condizioni di sottopressione, mentre per pressioni comprese tra la pressione idrostatica e quella litostatica le rocce si dicono in sovrappressione.

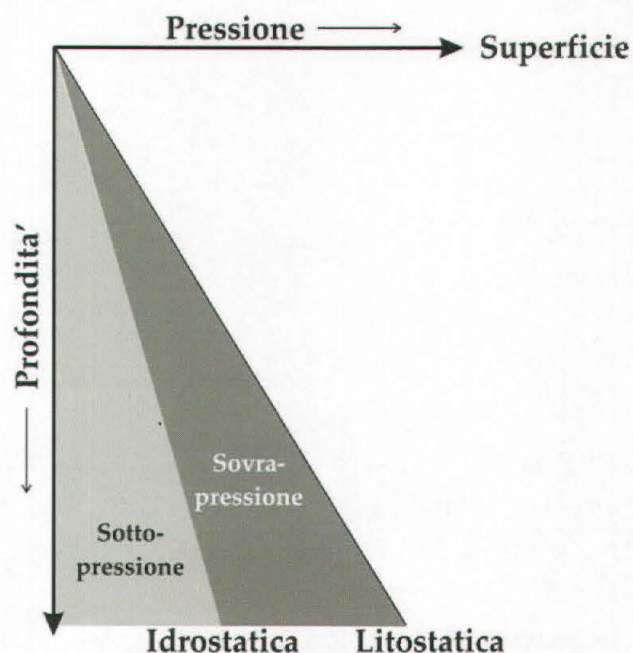


FIG. 3.1 Pressione in funzione della profondità.

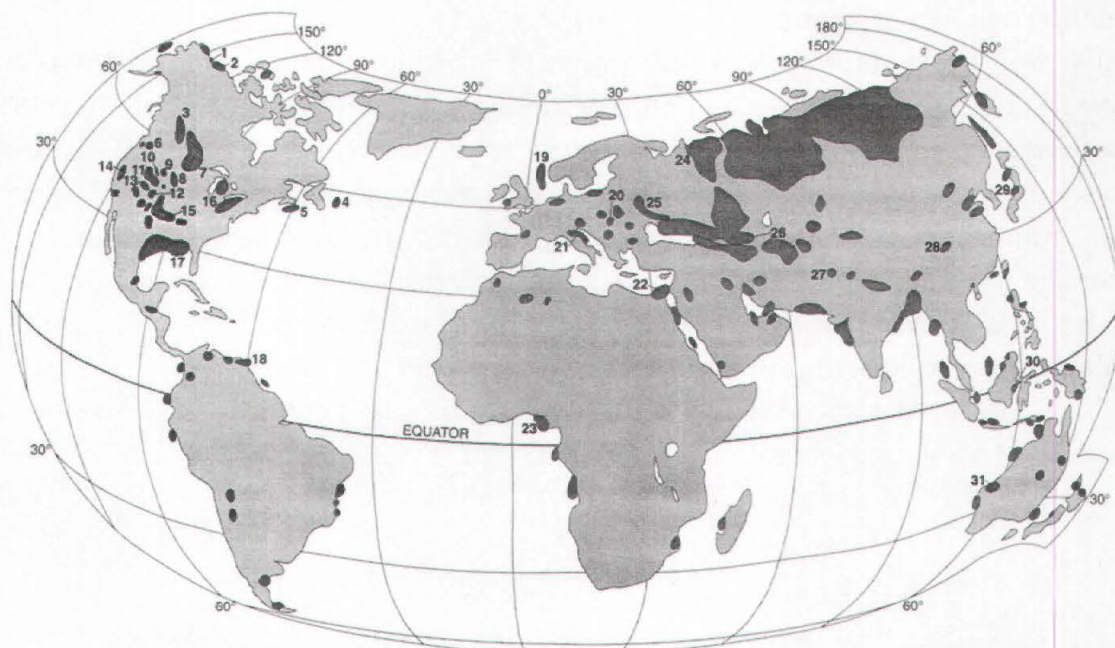


FIG. 3.2 Mappa con la distribuzione della pressione anomala (Law e Spencer, 1998).

Molti bacini contengono *reservoirs* in sovrappressione; Hunt nel 1990 cita 180 bacini, mentre Law e Spencer (1998) riportano i principali siti con fluidi in sovrappressione (Figura 3.2).

Per capire la sovrappressione in termini di ritenzione dei fluidi, è importante conoscere i meccanismi che causano le condizioni di pressione anomala: i fattori causali, la permeabilità delle rocce, il tempo e il tipo di fluido (Figura 3.3).

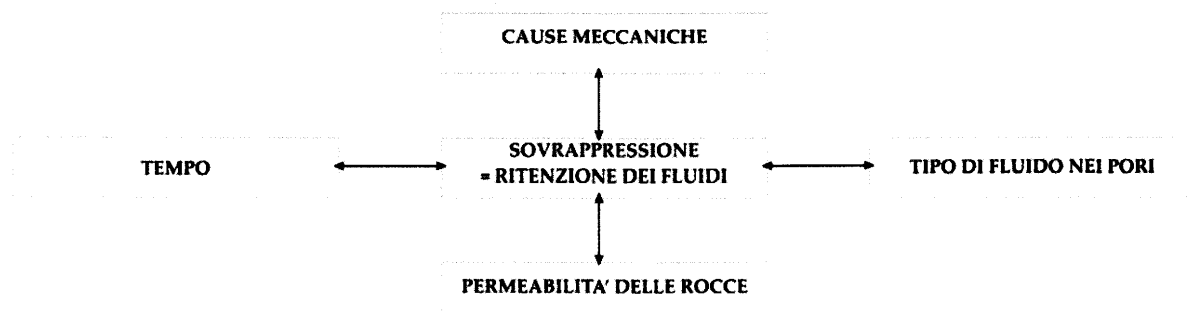


FIG. 3.3 Fattori che controllano la sovrappressione e l'incapacità delle rocce a essere in equilibrio con la pressione idrostatica.

3.2.1 LE CAUSE MECCANICHE

L'ammontare della sovrappressione è direttamente legata al meccanismo che l'ha generata. Questi processi possono essere raggruppati nelle seguenti categorie:

1. i processi legati allo sforzo;
2. la crescita del volume del fluido;
3. il movimento dei fluidi;
4. il trasferimento della sovrappressione.

1. meccanismi in questa categoria legati agli sforzi di carico verticale e compressivi laterali, cioè agli sforzi tettonici. Ad esempio, aumentando lo sforzo effettivo, dovuto al carico dei sedimenti, si ottiene la compattazione delle rocce, riducendo il volume dei pori e forzando l'espulsione dei fluidi (vedi anche Plumley, 1980). Il grado di diminuzione di porosità varia da roccia a roccia. Infatti, ciascun tipo di roccia ha un limite oltre al quale non è possibile una ulteriore compattazione. In caso di aumento lento del carico è mantenuto più facilmente l'equilibrio tra lo sforzo di carico e la riduzione del volume dei pori dovuto alla compattazione. Al contrario, quando si ha una sedimentazione rapida e un aumento veloce dello sforzo verticale, i fluidi sono raramente espulsi altrettanto rapidamente; nella maggior parte dei casi, quindi, la pressione dei fluidi aumenta e si produce un disequilibrio dovuto alla compattazione. In questo caso, si ha una porosità molto più alta di quella attesa alla stessa profondità. Le condizioni che favoriscono questo disequilibrio sono la rapida sedimentazione e le rocce con bassa permeabilità (vedi ancora England et al., 1987).

Gli stessi concetti si applicano anche nel secondo meccanismo, quando la riduzione del volume dei pori è causata dalla compressione tettonica. Questo tipo di sovrappressione è stata riscontrata nelle aree con faglie (Byerlee, 1993). Talvolta, si è

trovata la sovrappressione associata a terremoti (Byerlee, 1990) e a prismi di accrezione, dove la compressione laterale è associata alla subduzione (Davis et al., 1983; Neuzil, 1995).

2. I meccanismi di origine della sovrappressione legati alla crescita del volume dei fluidi includono l'aumento della temperatura, la trasformazione minerale, la generazione di idrocarburi e la conversione petrolio-gas.

L'espansione termica dell'acqua causa sovrappressione nel caso in cui il sistema si possa considerare chiuso, cioè completamente isolato. Questa condizione è difficile che si verifichi (Daines, 1982; Lou e Vasseur, 1992). Da notare che quando l'acqua si riscalda, la sua viscosità si riduce e l'espulsione dei fluidi è facilitata, anche per basse permeabilità, riducendo la probabilità di sovrappressione.

Diverse trasformazioni nei sedimenti facilitano l'espulsione dei fluidi. Ad esempio la de-idratazione per trasformazione di gesso in anidridi nei sedimenti evaporitici e di smectite in illite. La trasformazione del gesso avviene a temperatura di 40°-60° C, a pressione standard, e può potenzialmente generare una sovrappressione a 1 km di profondità (Jowett et al., 1993). Per quanto riguarda la smectite, essa può assorbire grandi quantità di acqua, al contrario dell'illite. La trasformazione da smectite a illite si presume sia controllata cinematicamente e sia dipendente dagli effetti combinati del tempo, della temperatura e della permeabilità (Hall, 1993). La transizione avviene nell'intervallo di temperature tra 70° a 150° C e sembra essere indipendente dalla profondità. Boles e Franks (1979) determinano che a causa della trasformazione c'è un rilascio del 56% del volume d'acqua, che crea una crescita di volume di circa 25%. Quindi, se le rocce hanno bassa permeabilità, il fluido resta intrappolato e si ha sovrappressione. Un'altra conseguenza della trasformazione smectite-illite è il rilascio di silice. Foster e Custard (1980) propongono che la silice diagenica riduca la permeabilità, favorendo ulteriormente la formazione della sovrappressione.

Le due principali reazioni legate alla generazione di petrolio e gas sono (1) la maturazione del kerogene che produce petrolio e/o gas e (2) la formazione del gas da petrolio e bitume. Queste reazioni avvengono tipicamente alle profondità di circa 4 km in un intervallo di temperature tra 70° e 120° C, per la maturazione del kerogene (Tissot et al., 1987), e alle profondità di 3-5.5 km e temperature di 90°-150° C nell'altro caso (Barker, 1990). Queste reazioni implicano un aumento del volume, e quindi possono essere associate a sovrappressioni.

3. Grandi contrasti nella concentrazione di sale nei fluidi di una formazione attorno a una membrana permeabile può produrre un trasferimento di fluido attraverso di essa. Marine e Fritz (1981) suggeriscono che la pressione osmotica può essere una spiegazione di alcune sovrappressioni, per esempio in formazioni di argilliti nel Mare del Nord. In questo caso, l'acqua interstiziale nel reservoir presenta una salinità minore rispetto all'area circostante che si trova in condizioni normali di pressione.

La sovrappressione può formarsi anche in acquiferi, che se perforati, si chiamano pozzi artesiani. In questo caso la sovrappressione è causata dal carico idraulico e dall'impossibilità del fluido di fuoriuscire da un acquifero confinato.

Infine, ci possono essere movimenti di fluidi dovuti al contrasto di densità tra il *reservoir* contenente gas e petrolio (con bassa densità) e le formazioni circostanti contenenti acqua (con densità superiori). Quindi, il *reservoir* presenta un gradiente di pressione più basso, rispetto a un gradiente di pressione causato dal fluido acqua, che è causa di piccole sovrappressioni a scala locale. Per esempio, nel Mare del Nord il massimo di sovrappressione attribuito a questo meccanismo è di soli 6 MPa (Swarbrick e Osborne, 1998).

4. L'eccesso di pressione dei pori può essere trasferita nel sottosuolo ove il movimento dei fluidi è guidato dalla differenza di pressione e controllato dalla permeabilità delle rocce. I *reservoirs* con alta permeabilità distribuiscono più facilmente la sovrappressione rispetto a un *reservoir* con bassa permeabilità. Questi trasferimenti possono avvenire sia lateralmente che verticalmente (se associati a faglie attive come spiegato da Burley et al., 1989). In questo modo, può avvenire un trasferimento di sovrappressione da bacini profondi a livelli superiori. Diversi gli esempi documentati in letteratura dove idrofratture permettono la risalita di fluidi caldi fino a *reservoirs* superficiali (Grauls e Cassagnol, 1993).

3.2.2 LA PERMEABILITÀ

La permeabilità di una roccia è una costante definita all'interno della legge di Darcy; in particolare, la permeabilità è una proprietà che controlla la capacità della roccia di lasciare fluire o trattenere i fluidi, e quindi è intrinsecamente legata alla sovrappressione. In particolare, la permeabilità è controllata sia dalla parte solida (dimensione e forma dei grani, tortuosità) che dalla parte fluida (viscosità e densità), accanto agli effetti di capillarità. Nelle rocce con grande permeabilità, come nelle rocce associate agli acquiferi e ai *reservoirs* di idrocarburi, la permeabilità è facile da misurare, anche ripetutamente nel tempo. Al contrario, questo parametro è difficile da misurare in rocce con bassa permeabilità, come argilliti, evaporiti e carbonati ben cementati.

Si osservi che la dissipazione della sovrappressione può avvenire non solo grazie all'espulsione dei fluidi, legata alla permeabilità, ma anche con la formazione di fratture. In aree tettonicamente attive, ci può essere una riattivazione delle faglie associate alla presenza di sovrappressione (Byerlee, 1993).

3.2.3 IL TEMPO

La legge di Darcy definisce il flusso, dipendente dal tempo. La sovrappressione, stato di disequilibrio, è dipendente dall'evoluzione temporale del sistema (Deming, 1994). La distribuzione e l'ammontare della sovrappressione varia mentre si sta formando l'eccesso di pressione sia mentre si sta dissipando. Bredehoeft et al. (1994) hanno modellato dinamicamente un *reservoir*, ottenendo una descrizione della sua evoluzione.

3.2.4 IL TIPO DI FLUIDO

L'ultimo fattore che è legato alle condizioni di sovrappressione è il tipo di fluido presente nello spazio poroso. Il fluido più comune è l'acqua, che può avere diversi tipi

di salinità. Quando sono presenti petrolio e gas, il fluido e le proprietà del flusso dipendono dalla composizione degli idrocarburi e dalla loro saturazione relativa, dalla temperatura e dalla proprietà delle rocce, comprese le relative permeabilità. Le proprietà dei fluidi, in particolare, producono contrasti di densità, diversi effetti di capillarità che controllano le relative permeabilità e quindi agiscono sulla capacità della roccia di trattenere o lasciar fluire i fluidi e sulla capacità di favorire o no la sovrappressione.

3.3 I MODELLI EMPIRICI E LA STIMA DELLA PRESSIONE DEI PORI

Come anticipato nel paragrafo 2.8, i modelli empirici che relazionano la pressione dei pori alle proprietà elastiche devono essere calibrati con informazioni da pozzi posizionati in aree limitrofe. Essi non si prestano a predire le condizioni di pressione in aree di nuova esplorazione o in zone con strutture complesse.

La letteratura sulla stima della sovrappressione è cresciuta enormemente a partire dal primo lavoro di Hottman e Johnson (1965). Tutti i metodi di stima della sovrappressione sono basati sul fatto che la pressione dei pori modifica le proprietà petrofisiche, come la porosità, la densità, le velocità sismiche e la resistività. Ogni elemento che sia legato alla pressione dei pori viene denominato come indicatore e ci sono due principali approcci per convertire gli indicatori in termini di stima della pressione dei pori:

- i metodi diretti;
- i metodi basati sullo sforzo effettivo.

I metodi diretti relazionano l'anomalia dell'indicatore, rispetto all'andamento normale, al gradiente della pressione dei pori. Due i metodi diretti principali, basati rispettivamente sui primi lavori di Hottman e Johnson (1965) e Pennebaker (1968).

I metodi basati sullo sforzo effettivo sono basati sulla legge di Terzaghi dello sforzo (Terzaghi, 1943), che definisce la relazione tra la compattazione dei materiali e la differenza tra la pressione di confinamento e la pressione dei fluidi nei pori. Questa differenza, chiamata sforzo effettivo, rappresenta la porzione dello sforzo totale che subisce la roccia o i sedimenti (maggiori dettagli nel paragrafo 3.4). I metodi dello sforzo effettivo per determinare la pressione dei pori si basano sui seguenti passi:

1. lo sforzo effettivo verticale (σ), stimato dalla misura dell'indicatore della pressione dei pori;
2. lo sforzo di carico (SC), determinato dalle misure o stimato dai dati di densità di volume;
3. la pressione dei pori (p), ottenuta dalla differenza:

$$p = SC - \sigma \quad (3.1)$$

Tutti i metodi basati sullo sforzo effettivo differiscono solo sul metodo di calcolo di questo sforzo: metodi verticali, metodi orizzontali e altri metodi.

I metodi verticali, come per esempio il metodo della profondità equivalente di Foster e Whalen (1966), calcolano lo sforzo effettivo dall'andamento normale dei dati alla profondità in cui l'indicatore della pressione dei pori ha lo stesso valore a questa profondità equivalente (Figura 3.4).

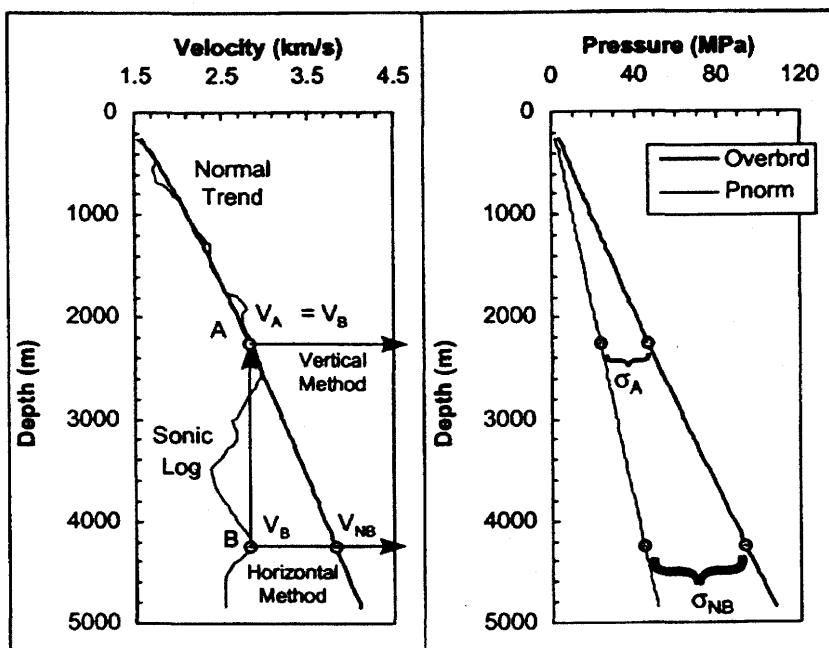


FIG. 3.4 Metodi verticali e orizzontali per la stima della pressione dei pori. I metodi verticali usano la profondità equivalente (punto A), mentre i metodi orizzontali usano i valori alla stessa profondità (punto B; Bowers, 1999).

I metodi orizzontali, come per esempio il metodo di Eaton (1975), calcolano lo sforzo effettivo dall'andamento normale dei dati alla stessa profondità di interesse. Questo metodo è uno dei più usati nell'industria (Yoshida et al., 1996).

Gli altri metodi si basano su principi diversi, come riassunti da Lane e Macpherson (1976) che per primi utilizzarono una schematizzazione dei metodi empirici. Nei paragrafi successivi sono presentati i principali metodi che utilizzano le velocità soniche.

3.3.1 I METODI DIRETTI

Il metodo di Hottman e Johnson (1965) usa il cross-plot per correlare la variazione dell'indicatore della pressione al gradiente della pressione dei pori a determinate profondità. Essi considerarono il *cross-plot* tra il gradiente della pressione dei pori (nell'asse Y) e (i) il rapporto tra la resistività in condizioni normali e la resistività misurata e (ii) la differenza tra il tempo di transito (il cosiddetto *transit time* definito come $10^{-6}/V$, dove V è la velocità della formazione) misurato e calcolato in condizioni di pressione dei pori normale (nell'asse X). Nelle Figure 3.5 e 3.6 sono riportati alcuni esempi di *cross-plot*, come presentati da Owolabi et al. (1990).

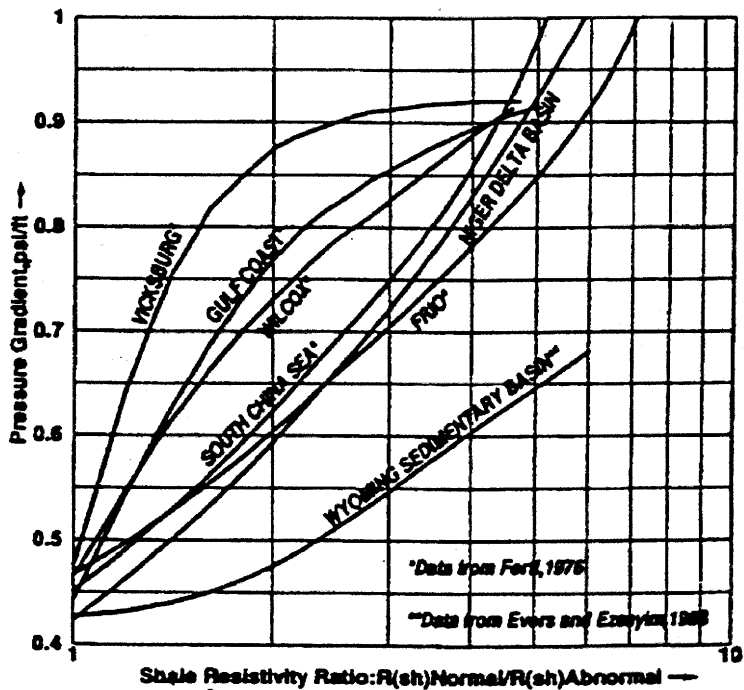


FIG. 3.5 Cross-plot tra la resistività e il gradiente della pressione dei pori (Owolabi et al., 1990).

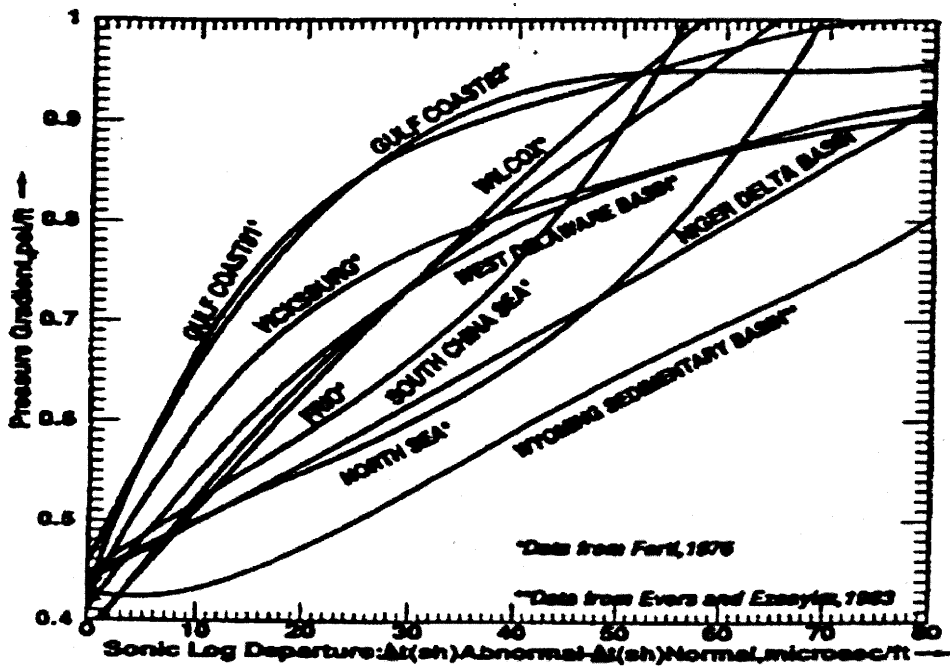


FIG. 3.6 Cross-plot tra il tempo di transito sonico e il gradiente della pressione dei pori (Owolabi et al., 1990).

Alcuni autori (Eaton, 1972; Lane e Macpherson, 1976) propongono che l'accuratezza di questo metodo possa essere migliorata includendo gli effetti dello sforzo di carico, considerando quindi un *cross-plot* tridimensionale. Allora bisogna eseguire tre passi: (1) calcolare il gradiente di carico per ciascuna coppia X-Y; (2)

dividere i dati X-Y in diversi intervalli di gradiente di carico; (3) interpolare analiticamente le curve X-Y in ciascun intervallo di gradiente di carico.

Si noti che, come osservato da Mathews e Kelly (1967), le relazioni determinate in un'area possono essere applicate in altre aree geologiche anche se con molta attenzione.

Un altro metodo diretto, presentato nell'articolo di Pennebaker (1968), si basa sulla stima della pressione dei pori dall'intervallo del tempo di transito sonico (Δt). Similmente a Hottman e Johnson (1965), Pennebaker ha presentato un cross-plot X-Y, in cui

$$X = \frac{\Delta t}{\Delta t_n}, \quad (3.2)$$

e Y è il gradiente della pressione dei pori. Dal fit del *cross-plot*, egli ha ottenuto:

$$Y = 1.017 - 0.531 X^{-5.486} \quad (3.3)$$

Questa equazione può essere utilizzata per costruire Δt in funzione della profondità per una serie di diversi gradienti della pressione dei pori. Pennebaker ha utilizzato il suo metodo, dapprima utilizzando i dati di pozzo acquisiti in Texas e nel golfo della Luisiana, successivamente egli ha assunto che l'andamento di Δt per tutte le rocce hanno lo stesso coefficiente angolare dell'equazione (3.3). Suppose, quindi che una variazione di litologia ed età geologica causa solo una variazione dell'intercetta.

Questo metodo è stato applicato anche per la conducibilità e la densità di volume. Negli ultimi anni, sono state determinati nuovi coefficienti angolari per diversi tipi di litologie; il metodo dello *shift* delle curve è stato mantenuto all'interno di ciascuna categoria (si veda per esempio Gill, 1986).

3.3.2 I METODI VERTICALI BASATI SULLO SFORZO EFFETTIVO

I metodi verticali assumono che le formazioni in regime di pressione normale e in regime di pressione anomala verifichino la stessa relazione per la compattazione in funzione dello sforzo effettivo. In altre parole, si assume che le formazioni in diverse condizioni di pressione, ma con identiche velocità sismiche, subiscano lo stesso sforzo effettivo (Figura 3.7). Il metodo della profondità equivalente risolve graficamente o analiticamente la stima della pressione. In Figura 3.8 è riportato un esempio di come possa essere ottenuto, dai dati in condizioni normali, la relazione tra velocità e sforzo effettivo.

Si noti che le formazioni in diversi regimi di pressione non verificano sempre la stessa relazione in funzione dello sforzo effettivo; in questa situazione, questo metodo può sottostimare la pressione dei pori.

Consideriamo la risoluzione grafica per la stima della pressione dei pori. Per i dati sonici riportati in Figura 3.7a, lo sforzo effettivo al punto B può essere relazionata allo sforzo effettivo calcolato dallo sforzo di carico e dalla pressione dei pori normale in A (Figura 3.7b), cioè:

$$p_B = SC_B - \sigma_A = SC_B - (SC_A - p_{An}) \quad (3.4)$$

dove l'indice n è riferito alla condizione normale, cioè idrostatica. Il punto in cui la proiezione verticale dell'indicatore della pressione dei pori interseca la linea dell'andamento normale (punto A in Figura 3.7) è denominata profondità equivalente. Questo metodo è stato utilizzato per stimare la pressione dei pori dal fattore di formazione (Foster e Whalen, 1966) e dalle velocità soniche, densità e resistività (per esempio, Ham, 1966).

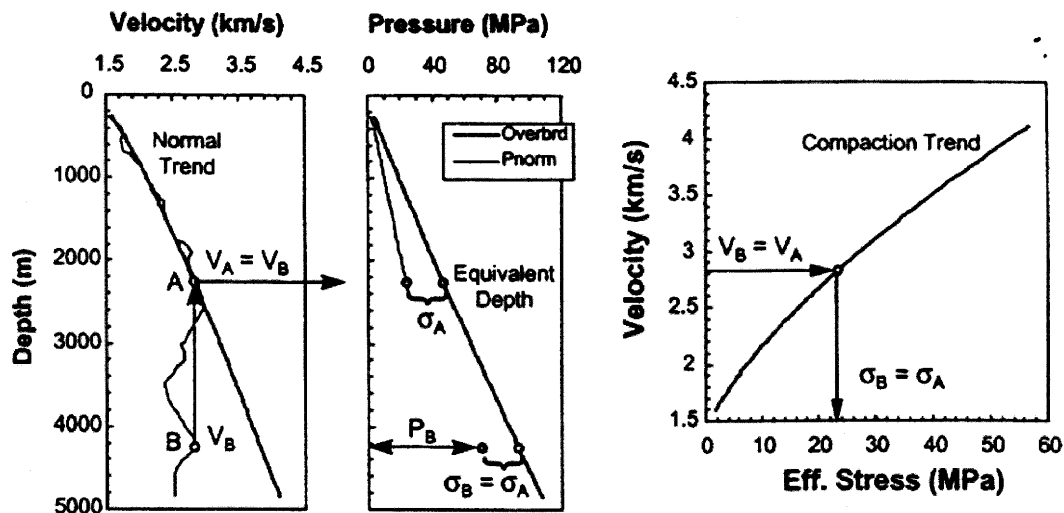


FIG. 3.7 Schematizzazione dei metodi verticali basati sullo sforzo effettivo (Bowers, 1999).

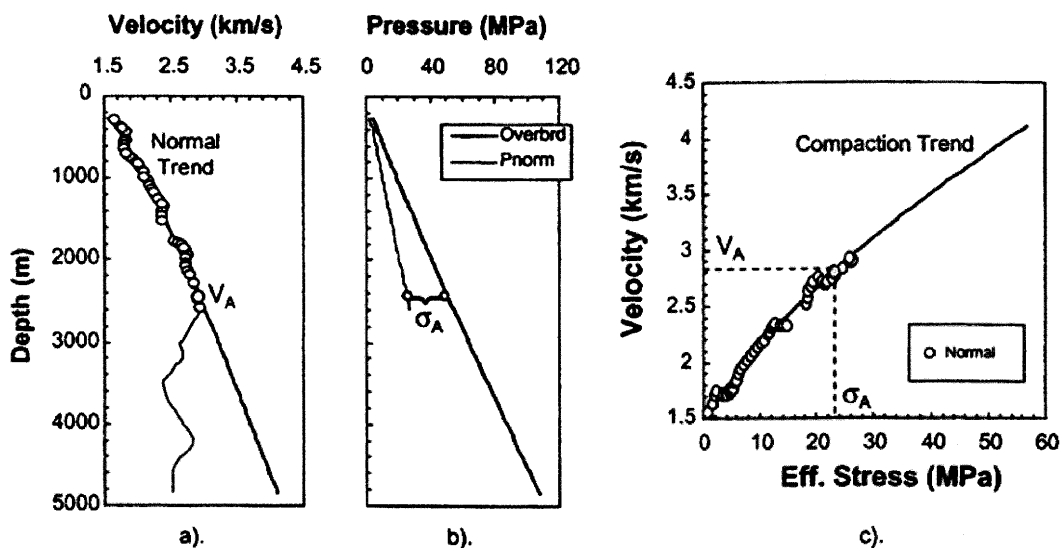


FIG. 3.8 Calibrazione dei metodi verticali basati sullo sforzo effettivo dai dati con andamento normale (Bowers, 1999).

Traugott (1997) ha proposto una modifica del metodo della profondità equivalente, basata sullo sforzo effettivo medio (σ_m):

$$\sigma_m = \frac{\sigma + \sigma_h + \sigma_H}{3} \quad (3.5)$$

dove σ è lo sforzo effettivo verticale e σ_h e σ_H sono rispettivamente lo sforzo effettivo minimo e massimo orizzontale. Questo approccio è difficile da applicare nelle aree in cui i due sforzi orizzontali non sono identici, in quanto non sono facilmente determinabili. In aree in cui gli sforzi orizzontali sono identici in tutte le direzioni, gli sforzi effettivi orizzontali possono essere definiti in termini dello sforzo verticale, come di seguito indicato:

$$\sigma_h = \sigma_H = k\sigma \quad (3.6)$$

dove k è il rapporto dello sforzo effettivo. In questo caso l'equazione (3.5) diventa:

$$\sigma_m = \frac{1+2k}{3}\sigma = \frac{1+2k}{3}(SC - p) \quad (3.7)$$

Nell'esempio indicato in Figura 3.7, applicando l'approccio di Traugott si ottiene:

$$\sigma_{mB} = \frac{1+2k_B}{3}(SC_B - p_B) = \sigma_{mA} = \frac{1+2k_A}{3}(SC_A - p_{An}) \quad (3.8)$$

e quindi,

$$p_B = SC_B - \left(\frac{1+2k_A}{1+2k_B} \right) (SC_A - p_{An}) \quad (3.9)$$

Se il rapporto dello sforzo effettivo non cambia con la profondità, allora il metodo della profondità equivalente e il metodo modificato danno lo stesso risultato. Se questo rapporto cresce con la profondità, la versione modificata predice una pressione dei pori maggiore rispetto al metodo originale e viceversa.

Bellotti e Giacca (1978a) hanno introdotto la seguente relazione tra velocità sismica e sforzo effettivo:

$$V = V_{\min} + \frac{V_{mx}\sigma}{A\sigma + B} \quad (3.10)$$

dove gli indici *min* e *mx* si riferiscono rispettivamente alla velocità minima e alla velocità delle matrice, e A e B sono parametri empirici, legati al tipo di formazione. La corrispondente equazione per lo sforzo effettivo diventa:

$$\sigma = \frac{(V - V_{\min})B}{V_{mx} - A(V - V_{\min})} \quad (3.11)$$

In un articolo successivo, gli stessi autori (Bellotti e Giacca, 1978b) hanno proposto una relazione per stimare la densità (ρ) dal tempo di transito (Δt):

$$\rho = \rho_{mx} - 1.228(\rho_{mx} - \rho_f) \frac{\Delta t - \Delta t_{mx}}{\Delta t + \Delta t_f} \quad (3.12)$$

dove l'indice *f* si riferisce al fluido dello spazio poroso.

Un altro metodo ampiamente utilizzato per calcolare lo sforzo effettivo è quello proposto da Hart et al. (1995), che utilizza due passi per il calcolo dello sforzo effettivo.

Dapprima gli autori traducono la velocità in termini di porosità utilizzando le relazioni proposte da Issler (1992):

$$\phi = 1 - \left(\frac{V}{V_{mx}} \right)^{1/x} \quad (3.13)$$

dove x è un parametro empirico da determinare attraverso il fit; Hart et al. (1995) usano un valore pari a 2.19.

Le porosità risultanti sono sostituite nella relazione di Athy (1930) tra la porosità e lo stress effettivo:

$$\phi = \phi_0 e^{-\eta\sigma} \quad (3.14)$$

dove ϕ_0 e η sono parametri di fit. Combinando le equazioni (3.13) e (3.14) si ottengono le seguenti relazioni tra velocità e sforzo effettivo:

$$\begin{aligned} V &= V_{mx} \left(1 - \phi_0 e^{-\eta\sigma} \right)^x \\ \sigma &= \frac{1}{\eta} \ln \left[\frac{\phi_0}{1 - (V/V_{mx})^{1/x}} \right] \end{aligned} \quad (3.15)$$

3.3.3 I METODI ORIZZONTALI BASATI SULLO SFORZO EFFETTIVO

Il più famoso metodo orizzontale è quello formulato da Eaton (1975) che, per quanto riguarda i parametri sismici, si basa sulle seguenti due equazioni: l'equazione della velocità sonica e l'equazione dell'intervallo del tempo di transito.

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma_n \left(\frac{V}{V_n} \right)^3 \\ \sigma &= \sigma_n \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta t} \right)^3 \end{aligned} \quad (3.16)$$

dove l'indice n indica il valore nel caso di pressione idrostatica alla profondità esaminata.

La Figura 3.9 schematizza il metodo di Eaton. La velocità V_{nB} e lo sforzo effettivo σ_{nB} indicate nella figura sono utilizzate per fissare un punto nell'andamento della compattazione in condizioni di pressione idrostatica nei pori. Si noti che se l'andamento in condizione idrostatica è verificata dall'equazione di Eaton, gli sforzi effettivi calcolati nel caso di sovrappressione con il metodo di Eaton sarà vicino all'andamento reale. Questo significa che il metodo di Eaton e il metodo verticale producono risultati confrontabili.

Un'altra relazione ampiamente utilizzata dalle industrie petrolifere è la relazione di Hottman e Johnson (1965):

$$V = A 10^{B\sigma} \quad (3.17)$$

Bowers nel 1995, propone la seguente relazione tra velocità e sforzo con tre parametri empirici:

$$V = V_0 + A\sigma^B \tag{3.18}$$

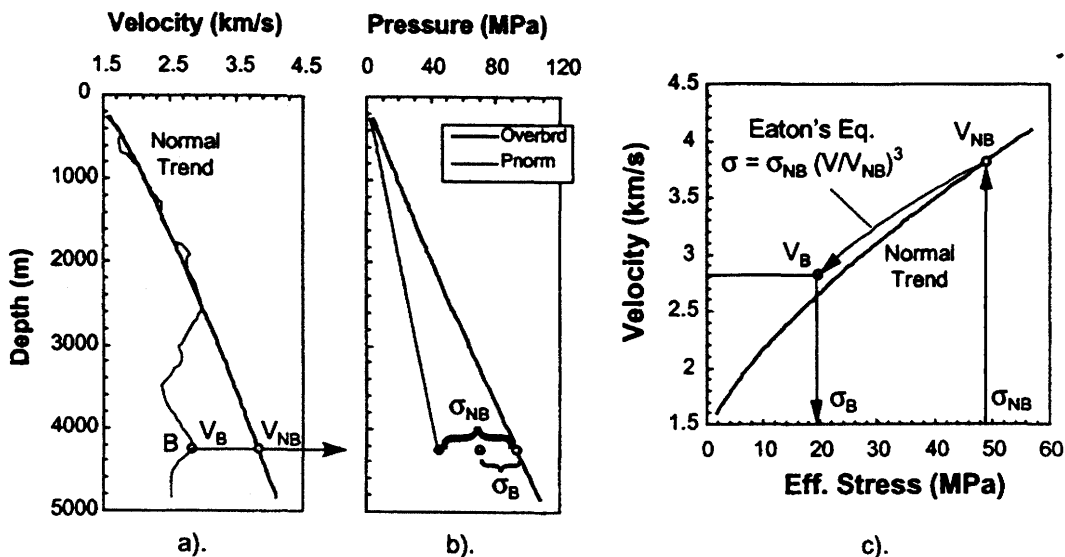


FIG. 3.9 I metodi orizzontali basati sullo sforzo effettivo. Il metodo di Eaton (1975).

Infine, Hamouz e Mueller (1984) propongono la seguente relazione tra l'intervallo del tempo di transito e lo sforzo effettivo:

$$\Delta t - \Delta t_{mx} = A 10^{-B\sigma} \tag{3.19}$$

In Figura 3.10 è riportato un confronto tra le diverse relazioni tra la velocità e lo sforzo effettivo. Per sforzi superiori a 5000 psi, i diversi metodi proposti divergono, mentre per valori minori sono in accordo tra di loro, eccetto che per il metodo semi-logaritmico (basato sull'equazione (3.17)) che è affidabile solo nell'intervallo tra 1000 e 3000 psi.

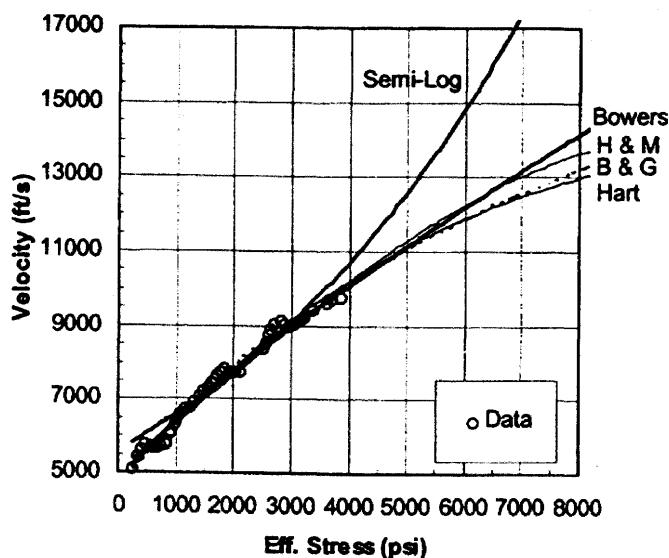


FIG. 3.10 Confronto tra le equazioni della compattazione (Bowers, 1999). Semi-log: equ. (3.17); Bowers: equ. (3.18); H&M: equ.(3.19), B&G: equ. (3.10). Hart: equ. (3.15).

3.3.4 ALTRI METODI BASATI SULLO SFORZO EFFETTIVO

Altri metodi basati sullo sforzo effettivo sono generalmente utilizzati quando la formazione in regime di pressione dei pori normale e in regime di pressione anomala non verifica la stessa relazione per la compattazione in funzione dello sforzo effettivo.

Come esempio di un metodo che utilizza le velocità soniche, si consideri il metodo di Wilhelm (Wilhelm et al., 1998) che si basa sull'idea che le variazioni diagenetiche siano una parte importante del processo di compattazione: la compattazione varia man mano che la diagenesi evolve. In questo caso la calibrazione del modello richiede informazioni sulla temperatura (ottenuta dai dati di pozzo) e sul CEC (*cation exchange capacity*), stimato con metodi empirici conoscendo la temperatura e la storia dei sedimenti).

Dutta (1987, 2002) ha pubblicato lavori sulla stima della sovrappressione dai dati sismici. Il suo modello è applicabile in bacini deposizionali e in ambienti deltaici e turbiditici e non richiede la conoscenza dell'andamento di normale compattazione. La relazione costitutiva di Dutta per calcolare lo sforzo effettivo (in psi/ft) è ottenuta dall'equazione di Arrhenius:

$$\sigma = \sigma_0 \exp[-\phi A(T)/B(t)] \quad (3.20)$$

dove σ è una costante, $A(T)$ è un polinomio rispetto alla temperatura T e $B(t)$ è legato all'integrale diagenetico rispetto al tempo e alla temperatura e descrive la conversione della smectite in illite. La porosità può essere stimata dalle velocità sismiche. L'uso del metodo di Dutta è semplice; i dati di input consistono nelle velocità sismiche, informazioni sul gradiente di temperatura e il CEC, che risulta qui un parametro di fit. Questo metodo è stato ampiamente utilizzato durante le perforazioni nel golfo del Messico (per esempio, Wilhelm et al., 1998).

Gli altri metodi si basano sulle misure della resistività, come per esempio il metodo di Holbrook (Holbrook e Hauck, 1987; Hollbrook et al., 1995).

3.4 IL MODELLO DI PRESSIONE

La pressione dei pori è la pressione del fluido nei pori. Essa è uguale alla pressione idrostatica, quando i fluidi sopportano solo il peso dei fluidi contenuti nei pori sovrastanti.

La pressione di confinamento o litostatica è dovuta al peso dei sedimenti sovrastanti. In assenza di uno stato di stress nella roccia, la pressione dei pori raggiunge la pressione litostatica e il fluido sopporta tutto il peso. Inoltre, possono apparire fratture perpendicolari alla direzione dello stress compressivo minimo per una data pressione dei pori, tipicamente 70-90% della pressione di confinamento. In questo caso, i fluidi scappano dai pori e la pressione in essi decresce.

Una roccia è detta essere in situazione di sovrappressione quando la sua pressione nei pori è sensibilmente più grande della pressione idrostatica. La differenza tra pressione dei pori e pressione idrostatica è detta differenza della pressione dei pori.

Le proprietà acustiche e di trasporto delle rocce dipendono dalla pressione effettiva (p_e), una combinazione lineare della pressione dei pori (p_p) e di confinamento (p_c):

$$p_e = p_c - n p_p \quad (3.21)$$

dove n , che è minore dell'unità, è il coefficiente di stress effettivo. Come riportato nel paragrafo 3.3, i metodi empirici si basano proprio su questa relazione fisica, in cui n è supposto pari all'unità. Si trova che n approssima l'unità per misure statiche della compressibilità (Zimmerman et al., 1986). L'importanza di questa relazione e della pressione effettiva nella stima della pressione dei pori è stato rimarcato anche recentemente da Hofmann et al. (2005).

Nella teoria che utilizziamo per il calcolo delle velocità sismiche, la pressione dei pori è la variabile indipendente. Il problema principale consiste nel calcolo delle variazioni del volume dei pori e del fluido, cioè della porosità e delle saturazioni in funzione della pressione dei pori. Queste variazioni possono avere luogo in condizioni di pressione di confinamento costante (cioè a profondità costante) e di temperatura costante. I cambiamenti sono causati, quindi, dai soli effetti della compressibilità. Lo stato di riferimento o stato iniziale, per il quale tutte le proprietà sono conosciute, è lo stato idrostatico. Supponiamo la composizione costante dentro ciascuna fase, poichè lo scopo è quello di studiare le variazioni dovute alla pressione dei pori, e non ai cambiamenti dovuti dalle variazioni nella composizione dei materiali. Un modello di pressione per composizione variabile è descritto da Berg and Gangi (1999), che calcolano l'eccesso della pressione dei pori in funzione della frazione di kerogene convertito in petrolio e della frazione di petrolio convertita in gas.

Assumiamo una unità di roccia chiusa a una profondità prefissata, denominata z , e alla temperatura T , che rappresenta un compartimento a una data pressione, caratterizzato da un tappo che permette alla pressione del fluido di trovarsi in equilibrio con la pressione idrostatica normale (Bradley and Powley, 1994). La pressione litostatica per una densità media dei sedimenti $\bar{\rho}$ è uguale a

$$p_c = \bar{\rho} g z, \quad (3.22)$$

dove g è l'accelerazione di gravità. D'altra parte, la pressione dei pori è pari a circa la pressione idrostatica p_h

$$p_h = \rho_w g z, \quad (3.23)$$

dove ρ_w è la densità dell'acqua.

Conoscendo la porosità e la saturazione dei fluidi alla pressione idrostatica, vogliamo calcolare queste medesime quantità in caso di sovrappressione. Assumendo il caso generale, in cui la parte fluida è costituita da acqua, gas e petrolio, il bilanciamento del volume del fluido è il seguente:

$$v_{pori} = v_o + v_g + v_a \quad (3.24)$$

dove v_{pori} è il volume dei pori, e v_o , v_g , e v_a sono rispettivamente i volumi del petrolio, gas e acqua. Se nessuna massa può lasciare lo spazio poroso e la profondità rimane costante, il cambiamento di volume non dipende dalla massa e dalla temperatura, e quindi

$$dv_{pori} = \left(\frac{\partial v_{pori}}{\partial p_e} \right) dp_e = \left(\frac{\partial v_o}{\partial p} + \frac{\partial v_g}{\partial p} + \frac{\partial v_a}{\partial p} \right) dp_e. \quad (3.25)$$

dove le compressibilità dello spazio poroso (c_p), del petrolio (c_o), del gas (c_g) e dell'acqua (c_a) sono definite da:

$$\begin{aligned} c_p &= - \frac{1}{v_{pori}} \frac{dv_{pori}}{dp_e} \\ c_o &= - \frac{1}{v_o} \frac{dv_o}{dp} \\ c_g &= - \frac{1}{v_g} \frac{dv_g}{dp} \\ c_a &= - \frac{1}{v_a} \frac{dv_a}{dp} \end{aligned} \quad (3.26)$$

Da notare che il poro risente dell'influenza della pressione effettiva, mentre il fluido sente la pressione del poro.

Assumiamo che la compressibilità del petrolio e dell'acqua siano indipendenti dalla pressione e quelle del gas e della roccia dipendano, invece, dalla pressione. Inoltre, consideriamo la seguente relazione tra c_p e p_e :

$$c_p = c_p^\infty + \alpha p_e + \beta \exp(-p_e/p^*) \quad (3.27)$$

dove c_p^∞ , α , β , p^* e sono coefficienti ottenuti fittando i dati sperimentali che legano la compressibilità dei pori in funzione della pressione (Zimmerman et al., 1986; Prasad and Manghnani, 1997). Nel caso di mancanza di misure di laboratorio, si possono considerare i parametri sperimentali ottenuti per diversi tipi di campione pubblicati in letteratura.

L'integrazione delle equazioni (3.26) rispetto alla pressione idrostatica a una data pressione dei pori p , porta alle seguenti relazioni:

$$\begin{aligned} v_{pori}(p) &= v_{pori} \exp(E \Delta p) \\ v_o(p) &= v_{oi} \exp(-c_o \Delta p) \\ v_g(p) &= v_{gi} \exp\left(-c_g \int_{p_i}^p c_g(p) dp\right) \\ v_a(p) &= v_{ai} \exp(-c_a \Delta p) \end{aligned} \quad (3.28)$$

dove Δp è la differenza tra la pressione dei pori e la pressione idrostatica, e

$$E \Delta p = -c_p^\infty \Delta p_e + \frac{1}{2} \alpha (p_e^2 - p_{ei}^2) + \beta p^* \left[\exp\left(-\frac{p_e}{p^*}\right) - \exp\left(-\frac{p_{ei}}{p^*}\right) \right] \quad (3.29)$$

e Δp_e è la differenza tra la pressione effettiva alla pressione dei pori p e la pressione effettiva alle condizioni idrostatiche iniziali (p_{ei}).

Dalle (3.28) e sapendo che le saturazioni nel caso idrostatico iniziale sono:

$$S_{ai} = \frac{v_{ai}}{v_{pori i}}, S_{oi} = \frac{v_{oi}}{v_{pori i}}, S_{gi} = \frac{v_{gi}}{v_{pori i}} \quad (3.30)$$

le equazioni di bilancio pori-volume diventano:

$$\exp(E\Delta p) = S_{ai} \exp(-c_a \Delta p) + S_{oi} \exp(-c_o \Delta p) + S_{gi} \exp\left(-c_g \int_{p_i}^p c_g(p) dp\right) \quad (3.31)$$

Quando la pressione dei pori cambia da p_i (stato iniziale in cui la pressione dei pori è uguale alla pressione idrostatica) a p (stato di sovrappressione), il volume dei pori varia da $v_{pori i}$ a $v_{pori i} \exp(E\Delta p)$, e quindi si può calcolare la porosità in funzione della pressione dei pori.

Le saturazioni sono uguali ai corrispondenti volumi divisi per il volume dei pori. Usando le equazioni (3.28), la condizione che la somma delle tre saturazioni del petrolio, gas e acqua sia pari all'unità, comporta le seguenti relazioni:

$$\begin{aligned} S_o &= S_{oi} \exp(-c_o \Delta p - E\Delta p) \\ S_a &= S_{ai} \exp(-c_a \Delta p - E\Delta p) \\ S_g &= 1 - S_o - S_a \end{aligned} \quad (3.32)$$

D'altra parte, le frazioni relative dei fluidi sono:

$$\phi_o = \phi S_o, \quad \phi_a = \phi S_a, \quad \phi_g = \phi S_g \quad (3.33)$$

dove ϕ è la porosità totale:

$$\phi = \frac{v_{pori}}{v_{pori} + v_s} \quad (3.34)$$

e v_s è il volume della parte solida. La porosità può essere calcolata dalla porosità idrostatica ϕ_i , poichè la relazione (3.34) è valida anche nel caso idrostatico. Quindi si ottiene la porosità in funzione della pressione dei pori:

$$\phi(p) = \frac{\phi_i \exp(E\Delta p)}{1 - \phi_i [1 - \exp(E\Delta p)]} \quad (3.35)$$

assumendo la parte solida incompressibile ($v_s \approx$ costante). Poichè la porosità è definita da:

$$\phi = \frac{v_{pori}}{v_{pori} + v_s} \quad (3.36)$$

v_s può essere calcolata dalla porosità iniziale ϕ . Quindi si ottiene:

$$v_s = v_{pori} \left(\frac{1}{\phi_i} - 1 \right), \quad (3.37)$$

Il modello di pressione può essere rifinito considerando la dipendenza rispetto alla pressione e alla temperatura della compressibilità del petrolio, dell'acqua e l'effetto della salinità sulle proprietà dell'acqua. Se si considera, per esempio, le formule empiriche di Batzle e Wang (1992), la soluzione è ottenuta da una integrazione numerica della compressibilità, come nel caso del gas.

3.5 LE VELOCITÀ SISMICHE

Determinate le relazioni tra porosità e pressione, siamo in grado di calcolare le velocità delle onde compressionali e di taglio in funzione della pressione dei pori. I principali parametri fisici che intervengono sono:

1. densità dei grani (della matrice) e dei diversi fluidi (acqua, gas e petrolio) e relative saturazioni iniziali (cioè in condizioni di pressione idrostatica);
2. compressibilità o moduli del volume dei componenti (grani, matrice -ottenuta dalla conoscenza delle velocità compressionali delle rocce a secco-, acqua, gas e petrolio);
3. rigidità della matrice -ottenuta dalla conoscenza delle velocità di taglio delle rocce a secco;
4. porosità iniziale.

3.5.1 IL MODULO DI VOLUME DEL GAS

Le relazioni che possiamo ottenere da un modello per il gas presente nei pori sono utilizzate per il calcolo delle saturazioni in funzione della pressione dei pori, e quindi per il calcolo delle velocità delle onde P e S in funzione della pressione.

Il modulo di volume del gas in condizione isoterma K_g e la compressibilità del gas ($c_g = K_g^{-1}$) dipendono dalla pressione. Quest'ultima può essere calcolata dall'equazione di Van der Waals:

$$(p + a\rho_g^2)(1 - b\rho_g) = \rho_g RT \quad (3.38)$$

dove ρ_g è la densità del gas, T è la temperatura e R è la costante dei gas.

Una buona approssimazione del gas reale può essere ottenuta usando a pari a $0.225 \text{ Pa (m}^3/\text{mole)}^2 = 879.9 \text{ MPa (cm}^3/\text{g)}^2$ e b pari a $4.28 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{mole} = 2.675 \text{ cm}^3/\text{g}$ (una mole di metano CH_4 corrisponde a 16 g). Applicando la definizione di compressibilità, si ottiene:

$$c_g = \frac{1}{\rho_g} \frac{d\rho_g}{dp} = \left[\frac{\rho_g RT}{(1 - b\rho_g)^2} - 2a\rho_g^2 \right]^{-1} \quad (3.39)$$

Nelle arenarie, la compressibilità dei pori c_p è strettamente correlata al modulo di volume della matrice K_m . Si noti che la compressibilità c_p è indicata C_{pp} in Zimmerman et al. (1996), e da K_{ϕ}^{-1} in Mavko e Mukerji (1995), mentre K_m corrisponde nei due riferimenti rispettivamente a C_{bc}^{-1} e K_{dry}^{-1} . Usando la presente notazione, c_p può essere espressa come:

$$c_p = \left(\frac{1}{K_m} - \frac{1}{K_s} \right) \frac{1}{\phi} - \frac{1}{K_s} \quad (3.40)$$

dove K_m è il modulo di volume della matrice, K_s indica la compressibilità dei grani e ϕ dipende dalla pressione dei pori, come riportato nell'equazione (3.35).

Poichè le velocità nelle rocce secche sono in prima approssimazione indipendenti dalla frequenza, i moduli di volume sismico K_m e μ_m , in funzione della pressione di confinamento, possono essere ottenuti da misure di laboratorio su campioni secchi. Se V_{P0} e V_{S0} sono le velocità d'onda compressionali e di taglio delle rocce secche, i moduli sono dati, in prima approssimazione, dalle seguenti relazioni:

$$K_m = (1 - \phi)\rho_s \left(V_{P0}^2 - \frac{4}{3}V_{S0}^2 \right), \quad \mu_m = (1 - \phi)\rho_s V_{S0}^2 \quad (3.41)$$

dove ρ_s è la densità dei grani.

Si ricordi che K_m è il modulo di volume della roccia a pressione costante, cioè nel caso in cui il modulo di volume del fluido dei pori è trascurabile rispetto al modulo di volume dello scheletro, come per esempio l'aria in condizione standard (Mavko e Mukerji, 1995).

L'equazione (3.41) può quindi essere utilizzata per calcolare la compressibilità dei pori e quindi ottenere i coefficienti empirici che compaiono nell'equazione (3.27), e, implicitamente, la porosità e le saturazioni dei diversi fluidi in funzione della pressione dei pori, come descritto rispettivamente nelle equazione (3.35) e (3.32).

Una volta ottenute le relazioni fondamentali tra i diversi parametri e la pressione, possiamo calcolare la velocità delle onde sismiche in funzione della pressione dei pori. Le velocità possono essere calcolate usando la teoria di Biot della poroelasticità dinamica (Biot, 1962), come descritto nel paragrafo seguente.

3.5.2 LA TEORIA DI BIOT PER UN MEZZO POROSO

Le relazioni diversi parametri e la pressione possono essere utilizzate per calcolare le velocità delle onde sismiche attraverso un mezzo poroso in funzione della pressione dei pori. Per questo scopo è possibile utilizzare la teoria di Biot (1962) nel caso della poroelasticità dinamica, in cui il fluido dei pori è una miscela di idrocarburi e acqua. Le velocità complesse delle onde P e S veloci (indicate con il segno +) e lente (indicate con il segno -) sono le seguenti:

$$V_{P\pm}^* = \frac{A \pm \sqrt{A^2 - 4ME\rho_c\rho'}}{2\rho_c\rho'} \quad (3.42)$$

e

$$V_{s\pm}^{*2} = \frac{\mu}{\rho_c} \quad (3.43)$$

dove

$$\begin{aligned} A &= M(\rho - 2\alpha\rho_f) + \rho'(E + \alpha^2 M) \\ \rho_c &= \rho - \rho_f^2 / \rho' \\ \rho' &= \frac{T}{\phi} \rho_f - i \frac{\eta}{2\pi f k} \end{aligned} \quad (3.44)$$

e f è la frequenza caratteristica, i il numero complesso, T la tortuosità, η la viscosità del fluido e k la permeabilità del mezzo e ρ la densità di volume, data da:

$$\rho = (1 - \phi)\rho_s + \phi \rho_f \quad (3.45)$$

dove gli indici s e f si riferiscono rispettivamente alla parte solida e fluida.

I coefficienti elastici sono dati dalle seguenti relazioni:

$$\begin{aligned} E &= K_m + \frac{4}{3}\mu \\ M &= \frac{K_s^2}{D - K_m} \\ D &= K_s \left[1 + \phi \left(\frac{K_s}{K_f} - 1 \right) \right] \\ \alpha &= 1 - \frac{K_m}{K_s} \end{aligned} \quad (3.46)$$

con K_s il modulo di volume dei grani solidi e K_f il modulo di volume del fluido. E è il modulo di velocità dell'onda compressionale dello scheletro a secco, M è il modulo di accoppiamento elastico tra solido e fluido, e α è il coefficiente di poroelasticità dello stress effettivo.

La miscela idrocarburi/acqua viene trattata come un fluido composto con proprietà dipendenti dalle costanti dei costituenti e dalla loro concentrazione relativa. Questo problema è stato analizzato da Berryman et al. (1988) e i risultati sono dati dalle seguenti formule:

$$\begin{aligned} K_f &= (S_o c_o + S_g c_g + S_a c_a)^{-1} \\ \rho_f &= S_o \rho_o + S_g \rho_g + S_a \rho_a \\ \eta_f &= S_o \eta_o + S_g \eta_g + S_a \eta_a \end{aligned} \quad (3.47)$$

dove ρ_o è la densità del petrolio e η_o , η_g e η_a sono rispettivamente le viscosità del petrolio, del gas e dell'acqua.

Questa ultima equazione è una buona approssimazione per la maggior parte dei valori delle saturazioni.

La velocità di fase delle onde P e S che possono essere ottenute da un'analisi dei dati sismici sono dati dalle seguenti equazioni:

$$V_p = \left[\operatorname{Re} \left(\frac{1}{V_{p+}^*} \right) \right]^{-1} \quad (3.48)$$

e

$$V_s = \left[\operatorname{Re} \left(\frac{1}{V_{s+}^*} \right) \right]^{-1}, \quad (3.49)$$

dove Re indica la parte reale.

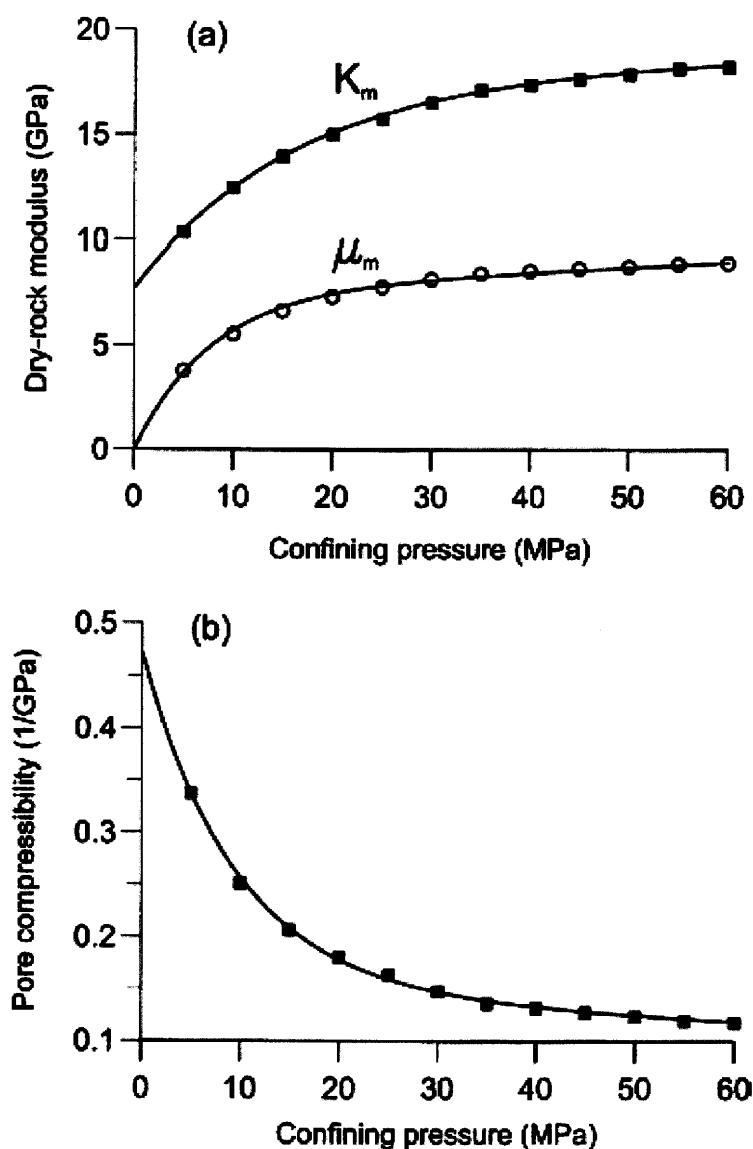


FIG. 3.11 Moduli per rocce secche K_m e μ_m (a) e compressibilità dei pori c_p (b) in funzione della pressione di confinamento. I simboli si riferiscono alle misure sperimentali, mentre le linee continue sono le curve analitiche di fit utilizzate per il calcolo delle velocità sismiche (Carcione e Tinivella, 2001).

Come esempio di calcolo delle velocità sismiche in funzione della pressione dei pori, riportiamo valori ottenuti in laboratorio su campioni reali (Carcione e Tinivella, 2001). In Figura 3.11 sono riportati i moduli delle rocce secche K_m e μ_m e la compressibilità dei pori c_p in funzione della pressione di confinamento. La Figura 3.12 riporta le velocità delle onde P e S in funzione della pressione dei pori nell'ipotesi di presenza di sola acqua nei pori (a) e nell'ipotesi di saturazione parziale di acqua (b). In questo caso le saturazioni iniziali di gas e acqua sono rispettivamente 0.85 e 0.15. La pressione di confinamento è pari a 70 MPa. Le velocità, nel caso di rocce a secco, sono indicate con linee tratteggiate. In questo caso, l'asse delle ascisse corrisponde alla pressione di confinamento con pressione dei pori pari a zero.

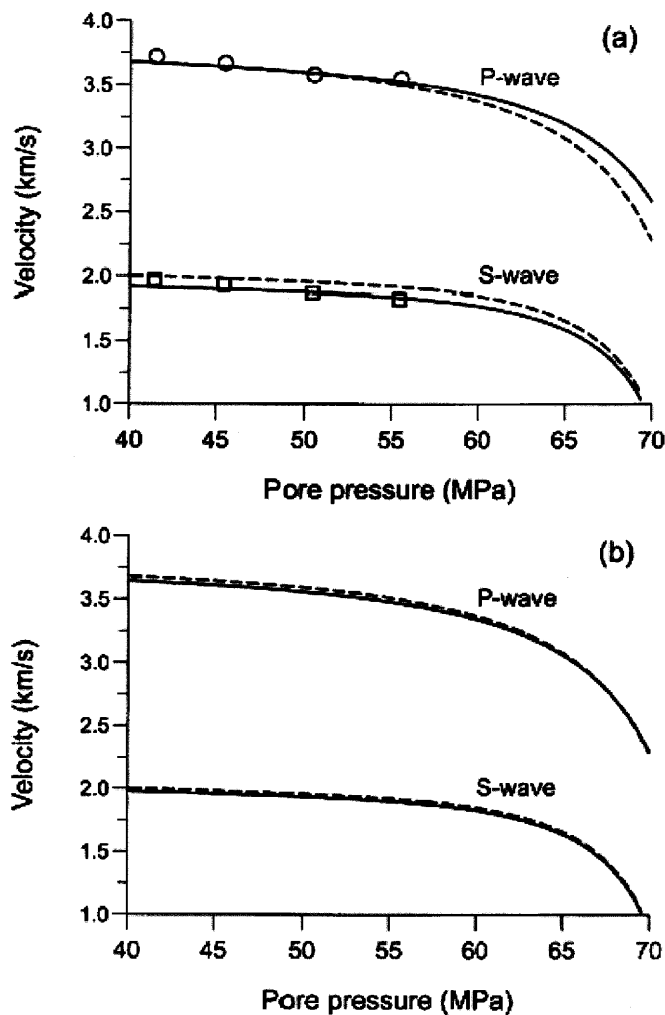


FIG. 3.12 Velocità delle onde P e S in funzione della pressione dei pori in presenza di sola acqua (a) e di saturazione parziale (b), in cui la saturazione iniziale del gas e dell'acqua sono pari, rispettivamente, a 0.85 e 0.15. La pressione di confinamento è di 70 MPa. Le velocità delle rocce secche sono indicate con linee tratteggiate; in questo caso l'asse orizzontale corrisponde alla pressione di confinamento con pressione dei pori pari a zero. I simboli si riferiscono alle misure di laboratorio; si osservi il buon accordo tra i valori teorici e quelli sperimentali (Carcione e Tinivella, 2001).

Come è possibile notare è osservabile una variazione rilevante di velocità (circa 150 m/s) per piccoli aumenti della pressione dei pori (10 MPa). Al di sotto di questo valore, la velocità si può considerare costante entro i limiti di errore della determinazione delle velocità sismiche dai dati reali, mentre per valori superiori la velocità varia rapidamente all'aumentare della pressione dei pori. Bisogna ricordare che gli errori sulla stima dei singoli parametri si propagano nel calcolo teorico delle velocità.

3.6 ESEMPI

Nel paragrafo 2.11 è stato riportato un caso reale, in cui dall'analisi dell'ampiezza delle riflessioni delle onde convertite si è stimato qualitativamente un regime normale della pressione dei pori. Qui sono riportati esempi quantitativi, riguardanti sedimenti marini contenenti gas libero in regime di pressione anomala (nel caso in cui non sono disponibili dati di pozzo – i gas idrati al largo della Penisola Antartica - e nel caso in cui è disponibile un data set completo di dati sismici – i gas idrati al largo della Norvegia) e un esempio di applicazione del modello teorico a dati sismici acquisiti a terra in cui sono disponibili dati di pozzo (campi geotermici della Toscana Meridionale).

3.6.1 LA DISTRIBUZIONE DEL GAS E LA PRESSIONE DEI PORI

Consideriamo l'effetto della pressione dei pori sulle velocità sismiche nei due casi di distribuzione uniforme (caso I) e patchy (caso II) del gas libero all'interno dello spazio poroso, al di sotto di un'intervallo contenente gas idrato. Nel caso in cui non sono disponibili dati di pozzo, è possibile stimare la variazione di porosità in funzione della pressione effettiva utilizzando valori di letteratura. Consideriamo sedimenti terrigeni che possono essere associati ai sedimenti marini al largo delle isole Shetland Meridionali (Penisola Antartica), in cui è presente un esteso reservoir di gas idrati (Tinivella et al., 2002). I valori necessari per il calcolo delle velocità teoriche si possono trovare in Hamilton (1976) e Hamilton e Bachman (1982). Consideriamo una profondità dell'acqua di 2000 m e sedimenti a una profondità al di sotto del fondo del mare di 500 m. Le velocità teoriche delle onde P e S per diverse concentrazioni di gas sono riportate nelle Figure 3.13 e 3.14; ovviamente le velocità delle onde S non sono dipendenti dal tipo di distribuzione del gas e quindi sono identiche nei due casi.

In Figura 3.15 sono riportati i rapporti di Poisson nei due casi, in cui si vede come esso sia indispensabile per conoscere il tipo di distribuzione del gas (paragrafo 2.8). Inoltre, l'andamento del rapporto di Poisson in funzione della pressione dei pori è opposto nei due casi considerati: nel caso uniforme decresce, mentre nel caso patchy cresce quasi linearmente. Nel I° caso, la diminuzione del rapporto di Poisson in funzione della pressione dei pori è maggiormente accentuata per piccole concentrazioni di gas.

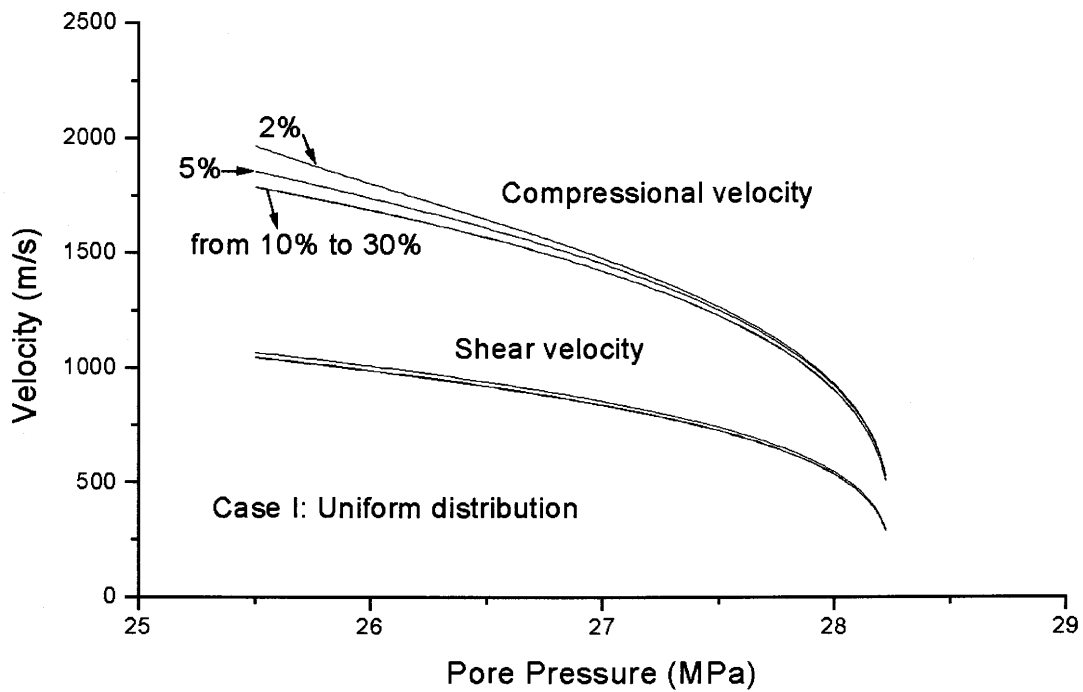


FIG. 3.13 Velocità sismiche delle onde P e S in funzione della pressione dei pori con distribuzione uniforme e concentrazioni pari a 2%, 5%, 10%, 15%, 20% e 30% del volume (Tinivella, 2002).

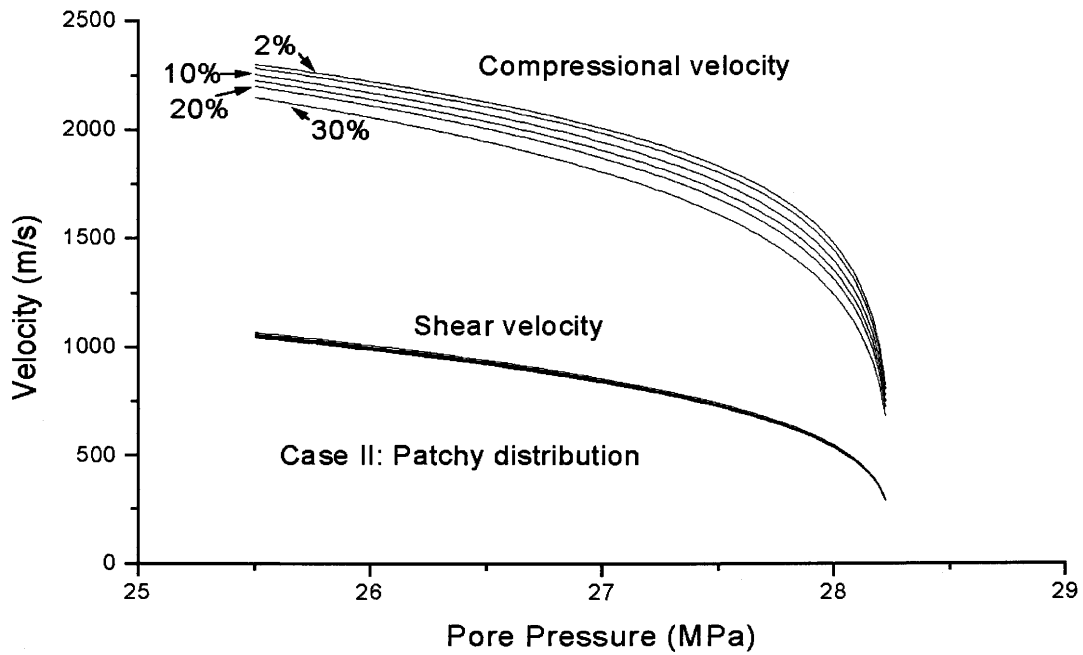


FIG. 3.14 Velocità sismiche delle onde P e S in funzione della pressione dei pori nel caso di distribuzione a macchie per concentrazioni del gas pari a 2%, 5%, 10%, 15%, 20% e 30% del volume (Tinivella, 2002).

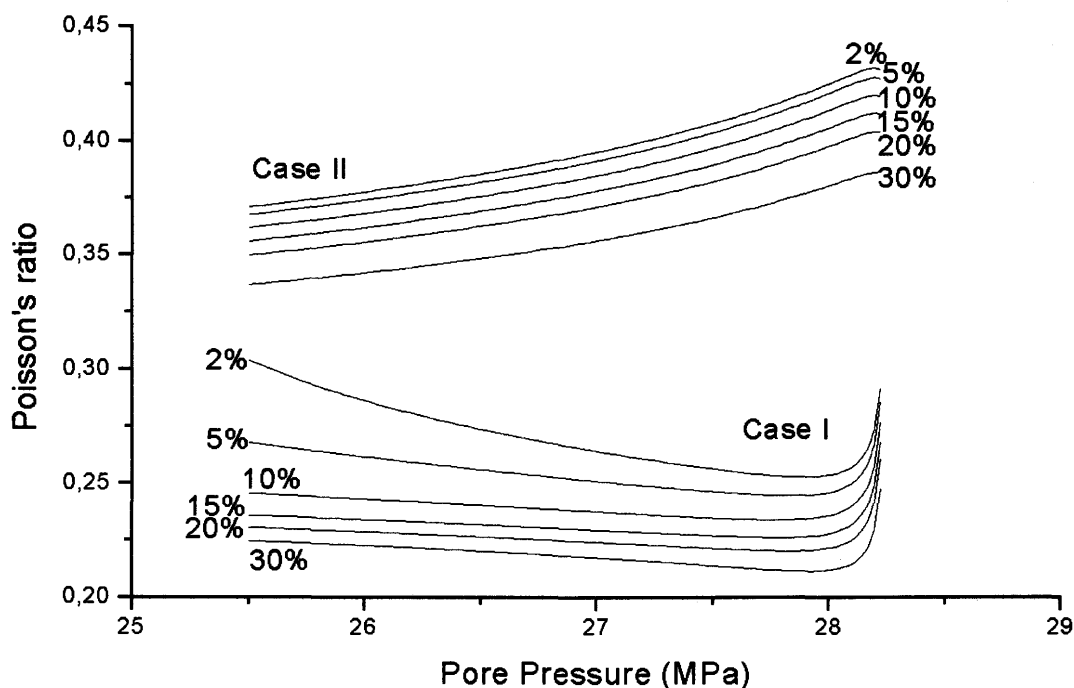


FIG. 3.15 Rapporto di Poisson nei due casi di distribuzione del gas libero in funzione della pressione dei pori per concentrazioni pari a 2%, 5%, 10%, 15%, 20% e 30% del volume (Tinivella, 2002).

Nelle Figure 3.16 e 3.17 sono riportate rispettivamente la porosità e la saturazione relativa in acqua e in gas libero (considerando una saturazione di 10% nel caso idrostatico) in funzione della pressione dei pori. La saturazione del gas cresce rapidamente per alte pressioni dei pori.

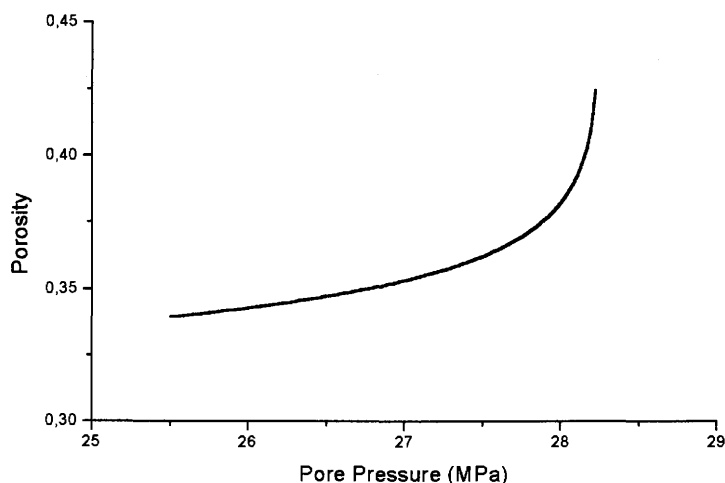


FIG. 3.16 Porosità in funzione della pressione dei pori. La pressione dei pori varia dalla pressione idrostatica (25.5 MPa) alla pressione di confinamento (28.2 MPa), per sedimenti marini a 500 m al di sotto i 2000 m d'acqua (Tinivella, 2002).

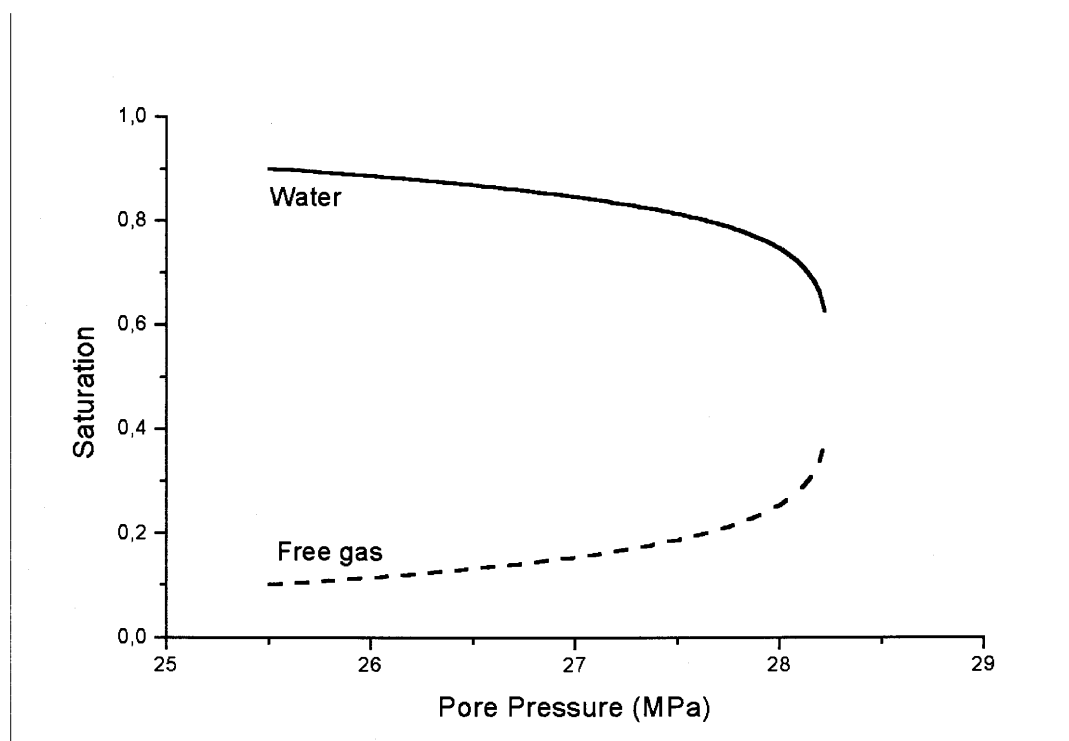


FIG 3.17 Saturazione in acqua (linea continua) e in gas libero (linea tratteggiata) in funzione della pressione dei pori. La pressione dei pori varia dalla pressione idrostatica (25.5 MPa) alla pressione di confinamento (28.2 MPa), per sedimenti marini a 500 m al di sotto di 2000 m d'acqua (Tinivella, 2002).

3.6.2 I DATI MULTICOMPONENTI E LA STIMA DELLA PRESSIONE DEI PORI

Riportiamo un caso in cui sono disponibili dati sismici marini a tre componenti, ove l'anomalia di velocità sia delle onde P che delle onde S indica la presenza di gas libero in condizioni di sovrappressione al di sotto di un intervallo con sedimenti contenenti gas idrato. L'area analizzata è in prossimità della frana sottomarina di Storegga al largo del margine continentale norvegese, dove è stata identificata la presenza di gas idrato su un'area di circa 4000 km² (Bünz et al., 2003). Questa frana è avvenuta circa 7000 anni fa a causa dello scioglimento di gas idrati, che hanno causato un'instabilità del versante.

L'area interessata dalla frana è stata studiata da varie istituzioni (università e compagnie petrolifere). In particolare, la PGS ha acquisito dati sismici utilizzando un cavo multicomponente (OBC), posizionato sul fondo del mare per registrare gli arrivi delle onde P e delle onde convertite. Nelle Figure 3.18 e 3.19 la mappa di posizione e la distribuzione del bottom simulating reflector (BSR, che indica la transizione dai sedimenti contenenti gas idrato a gas libero; si veda paragrafo 2.11) e le sezioni stack P e PS. I dati sismici sono stati utilizzati per caratterizzare la distribuzione e la concentrazione a micro-scala dei gas idrati.

La tecnologia multicomponente è particolarmente utile nel caso si voglia mappare e stimare la pressione dei pori, in quanto, come evidenziato nel Capitolo 2 e nei paragrafi precedenti, per estrarre informazioni sulla variazione del fluido è necessario misurare (con geofoni con componenti orizzontali) o stimare (attraverso l'analisi AVO) la velocità di propagazione delle onde S. Per questo motivo, la tecnologia

dell'OBC è spesso utilizzata dall'industria petrolifera prima delle perforazioni (Huffman e Castagna, 2001; Sayes et al., 2001).

Il modello di velocità delle onde P e S può essere stimato correlando gli eventi sismici della componente verticale e orizzontale. In particolare, gli intervalli in tempo delle onde P (Δt_P) e convertite (Δt_S) sono misurate tra i riflettori correlati e sono convertiti nel rapporto V_P/V_S utilizzando la formula di DeAngelo (DeAngelo et al., 2003):

$$\frac{V_P}{V_S} = 2 \left(\frac{\Delta t_S}{\Delta t_P} \right) - 1 \quad (3.50)$$

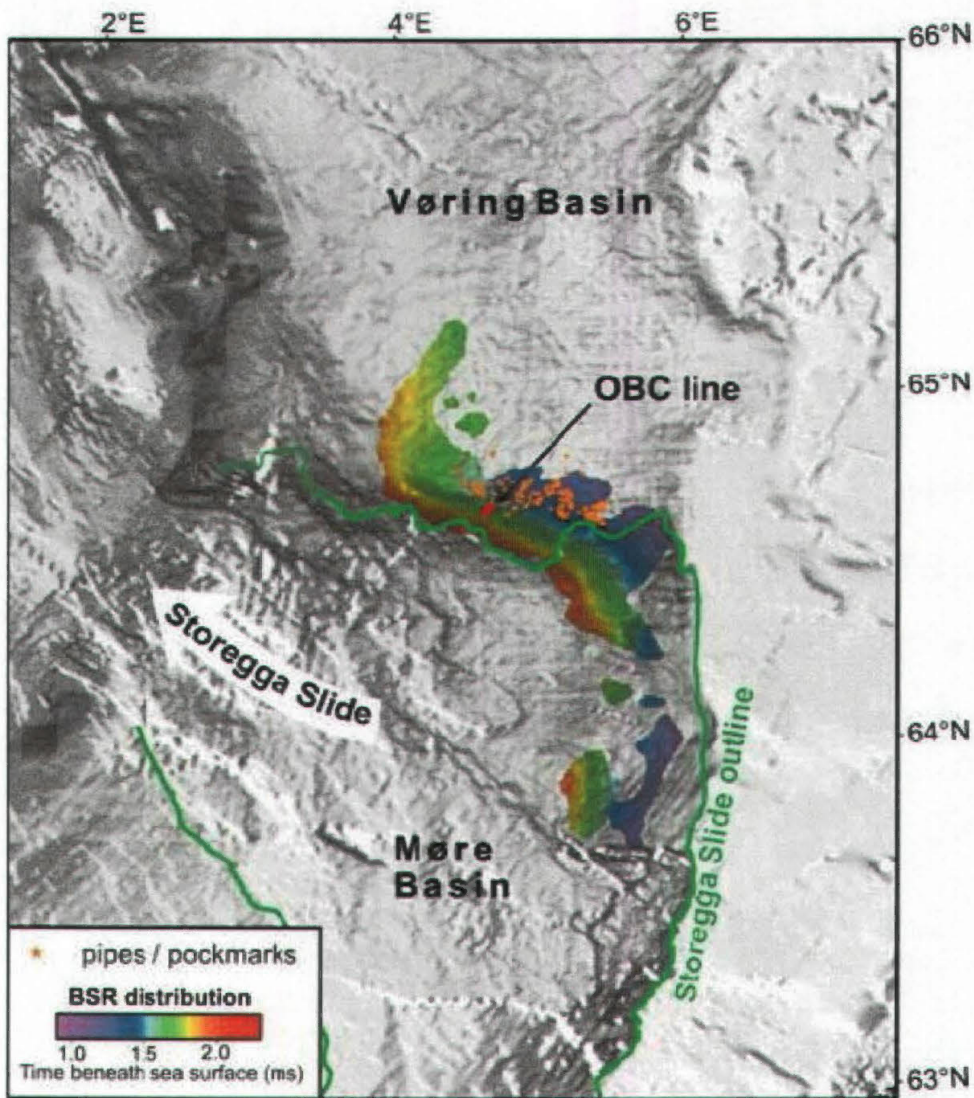


FIG. 3.18 Distribuzione del BSR e dei pockmarks nel margine norvegese (Bünz et al., 2003). La freccia indica la posizione della linea OBC analizzata.

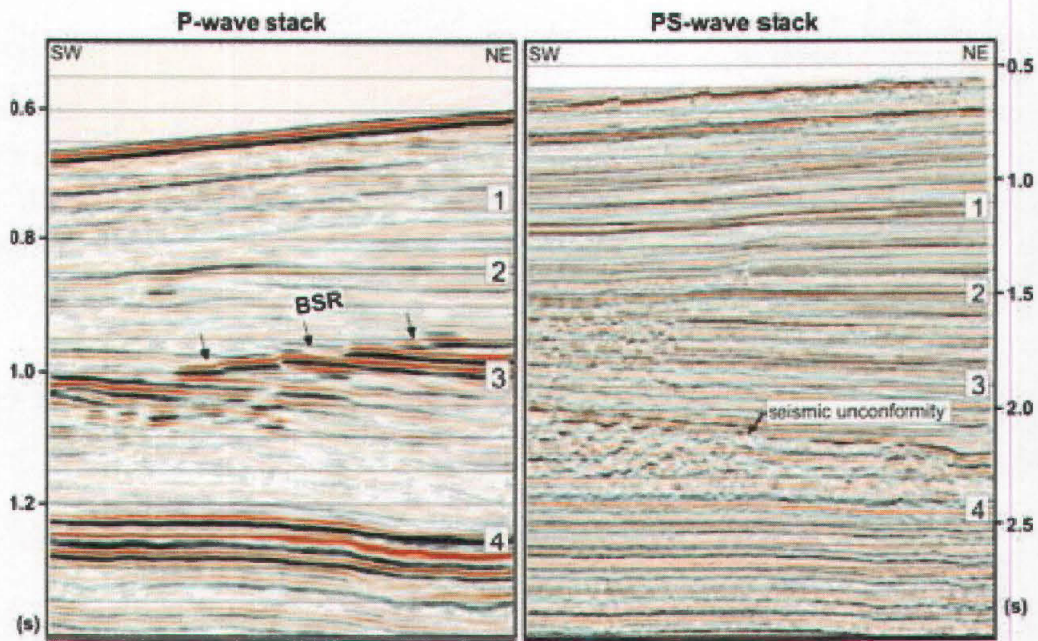


FIG. 3.19 Sezioni stack delle onde P (a sinistra) e delle onde convertite (a sinistra) della linea OBC. Si noti la differenza della scala dei tempi. La componente inline degli arrivi orizzontali è stata scalata per fare coincidere i tempi degli orizzonti osservati nella componente verticale (Bünz e Mienert., 2005).

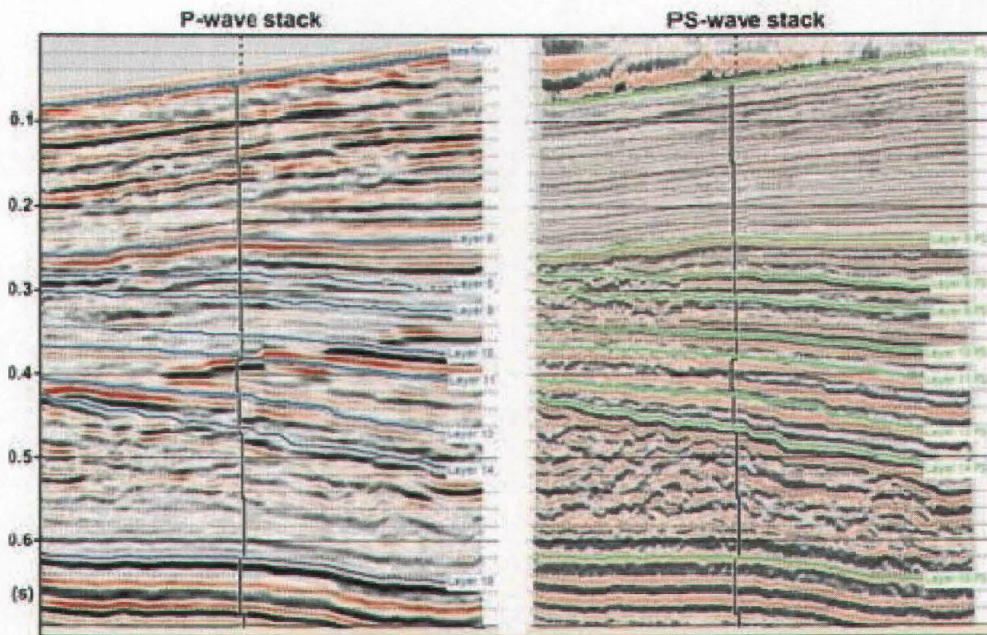


FIG. 3.20 Sezioni stack delle onde P (a sinistra) e delle onde convertite (a sinistra) con gli eventi correlati. La linea nera corrisponde alla velocità dell'onda P ottenuta dai dati OBC acquisiti nell'area (Bünz e Mienert., 2005).

Il vantaggio principale nell'utilizzo di questo metodo è che esso è indipendente dall'analisi di velocità, che contengono un errore tale da ridurre la capacità di distinguere tra piccole differenze nel rapporto V_P/V_S . Il numero di orizzonti identificati con i numeri da 1 a 4 nella Figura 3.19 sono gli orizzonti iniziali per il processo di

correlazione. In Figura 3.20 sono riportate le stesse sezioni presentate in Figura 3.19 in cui la sezione PS è stata convertita nel dominio delle onde P utilizzando questo metodo di correlazione.

In questo modo, con i dati OBC sono stati ottenuti i campi di velocità delle onde P e delle onde S, come riportato nelle Figure 3.21 e 3.22 (Bünz et al., 2005).

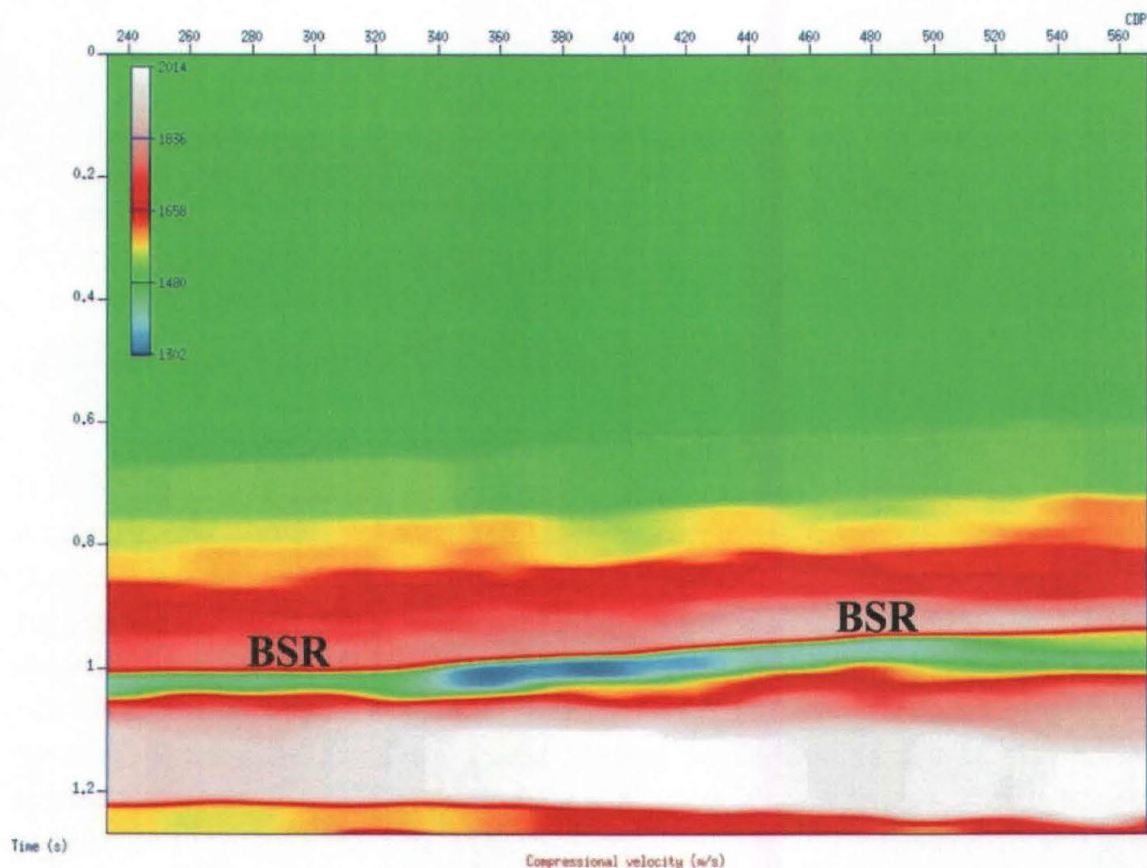


FIG. 3.21 Campo di velocità delle onde P espresso in m/s.

Come è possibile notare, al di sopra del BSR sono presenti alte velocità delle onde P associate al gas idrato. Al di sotto di esso, entrambe le velocità delle onde P e S subiscono una diminuzione causata dalla presenza del gas in sovrappressione. Infatti, la diminuzione della velocità dell'onda S è giustificabile solo con la presenza di un regime anomalo di pressione nei pori. Inoltre, il valore abbastanza elevato del rapporto di Poisson che si ottiene dall'analisi di velocità, suggerisce che il gas è distribuito in modo patchy all'interno dello spazio poroso. Utilizzando i modelli teorici precedentemente descritti, è possibile stimare la pressione dei pori e individuare le aree con maggiore sovrappressione. In Figura 3.23 è riportata la pressione effettiva, ove le zone con bassi valori corrispondono alle aree in sovrappressione nell'intervallo contenente gas libero.

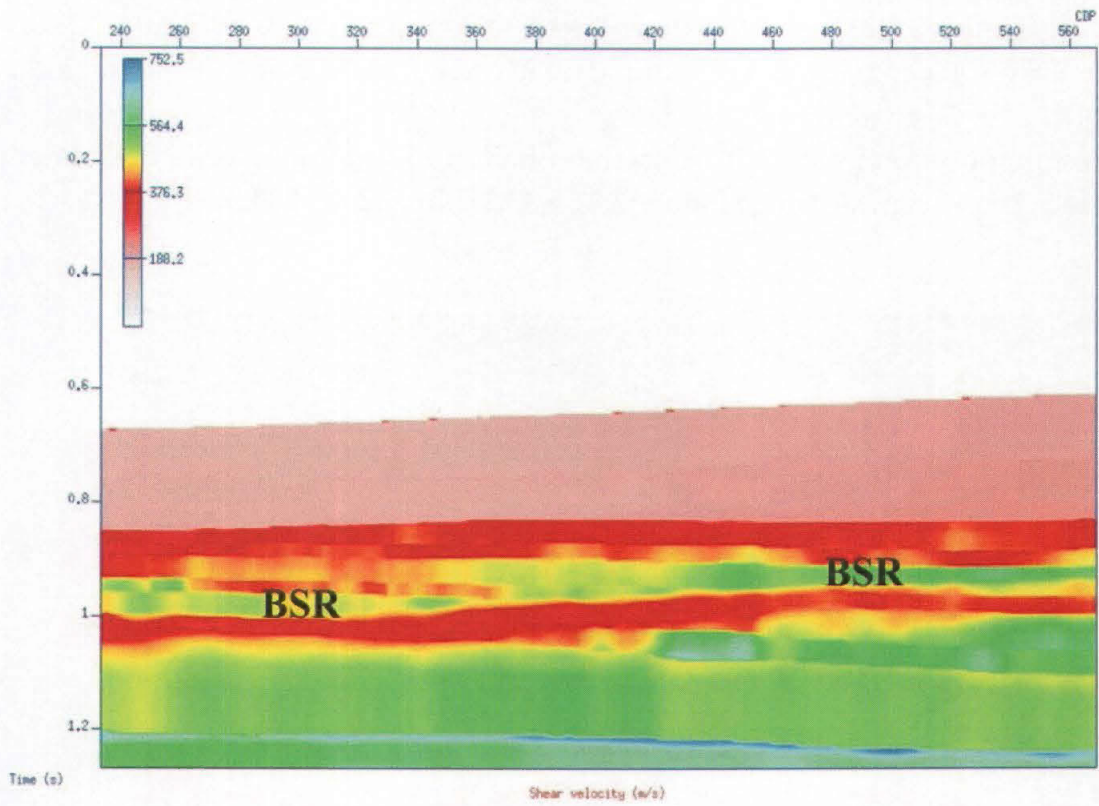


FIG. 3.22 Campo di velocità delle onde S espresso in m/s.

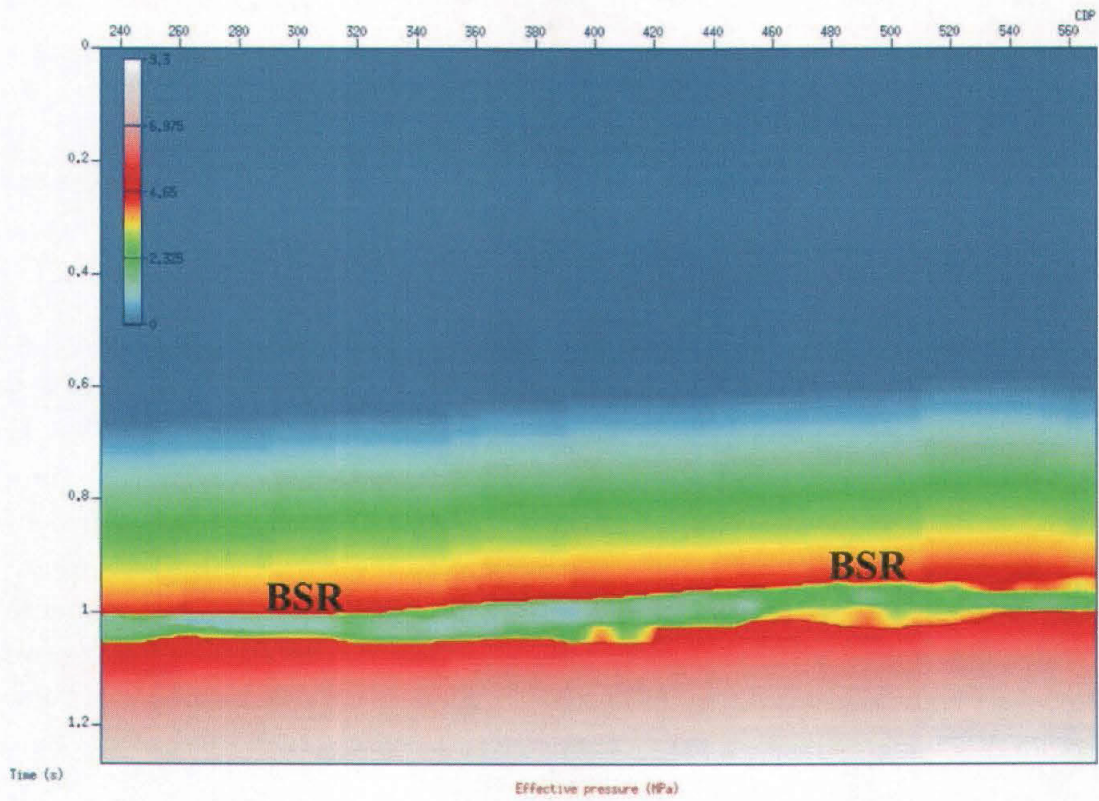


FIG. 3.23 Misura della pressione effettiva espressa in MPa.

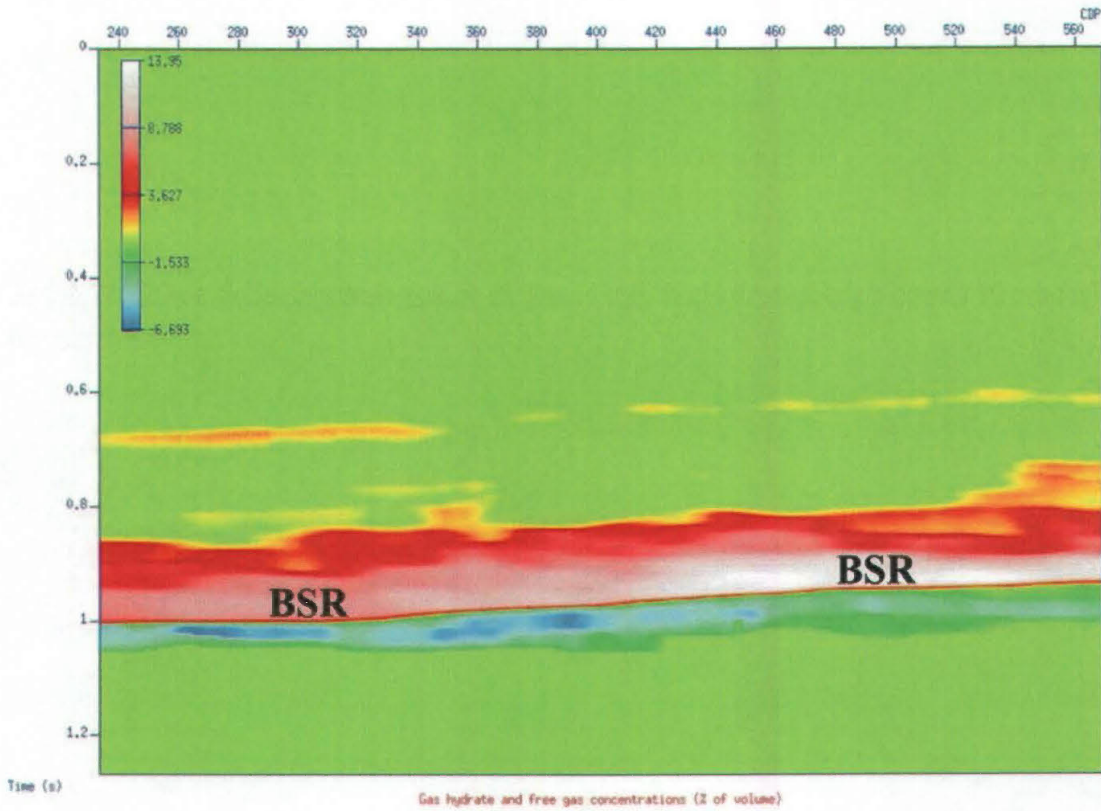


FIG 3.24 Stima della concentrazione di gas idrato (valori positivi) e di gas libero (valori negativi) per volume.

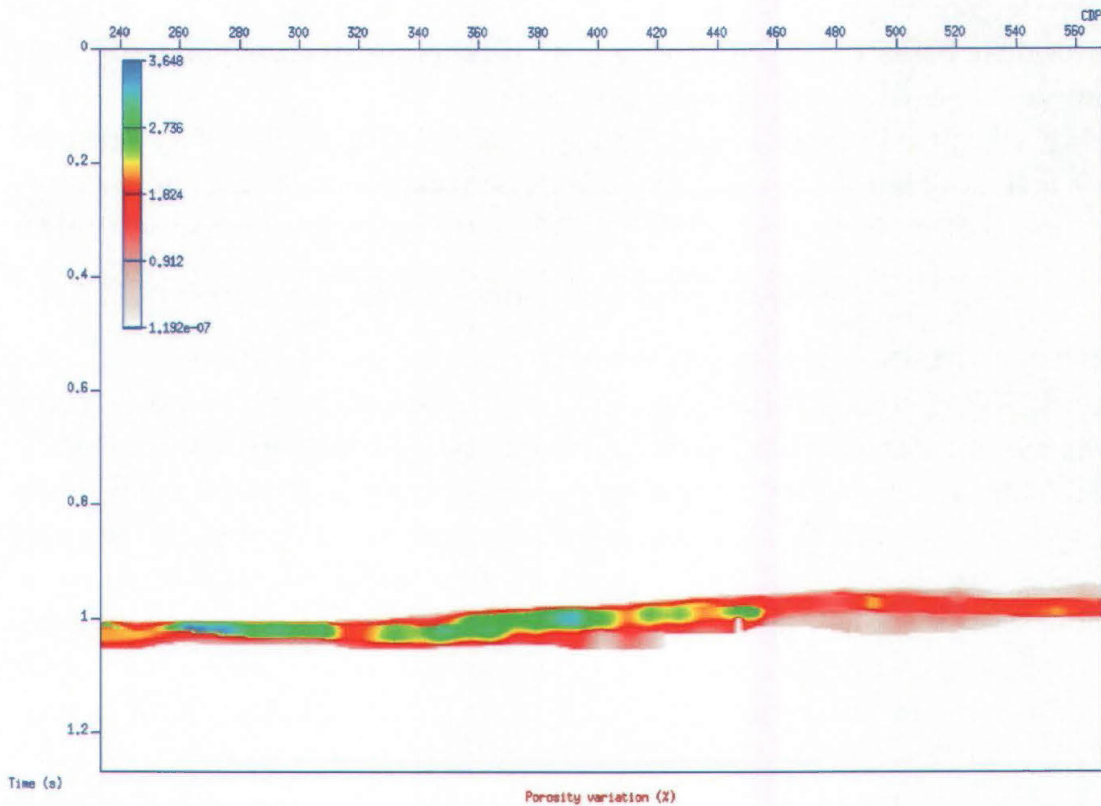


FIG. 3.25 Variazione della porosità causata dalla sovrappressione.

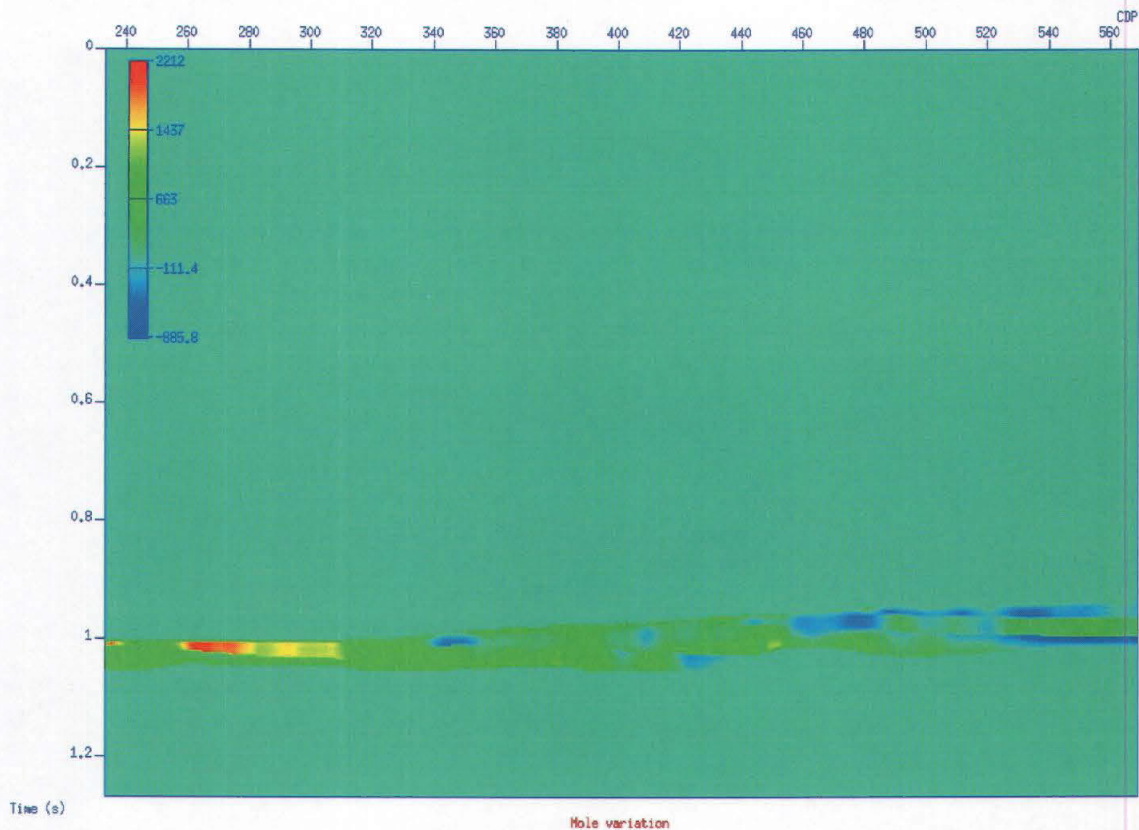


FIG. 3.26 Variazioni di moli di gas metano rispetto alla condizione idrostatica.

Questa informazione permette quindi di stimare con maggiore precisione la concentrazione del gas (Figura 3.24). Si ha una concentrazione maggiore di gas non in corrispondenza delle basse velocità dell'onda P (CDP 370), ma in corrispondenza delle aree in sovrappressione (CDP 270) a maggior porosità.

E' possibile conoscere anche la variazione di porosità (Figura 3.25) e la variazioni di moli di gas metano (Figura 3.26) causata dalla presenza di sovrappressione, e quindi stimare la quantità di moli di gas che sarebbe rilasciato nell'atmosfera se si dovesse ristabilire la condizione di equilibrio in regime di pressione idrostatica.

3.6.3 I DATI DI POZZO E I MODELLI DI PRESSIONE DEI PORI

L'analisi AVO effettuata sulle linee CROP 18 e 03 ha evidenziato anomalie che potrebbero essere causate da fluidi in sovrappressione. Infatti, forti contrasti della riflettività dell'onda P, associati a contrasti di minore intensità della riflettività delle onde S, possono essere giustificati considerando un regime di pressione anomala all'interno dello spazio poroso. Per questo motivo sono state sviluppate le considerazioni descritte nei paragrafi precedenti per modellare la pressione nei pori, per analizzare gli effetti sulle velocità delle onde sismiche, sulle curve AVO, e sulla porosità e, conseguentemente, sulla densità di volume. I risultati ottenuti nei diversi profili sono riportati all'interno degli Allegati 1-4. Di seguito sono descritti solo i dettagli per il calcolo dei modelli di pressione per il profilo CROP 18A; gli altri modelli sono ottenuti considerando le stesse proprietà delle rocce.

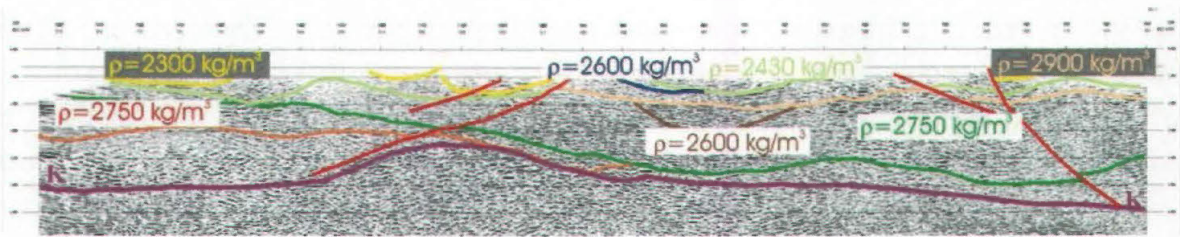


FIG. 3.27 Interpretazione e densità media nella parte superficiale della linea CROP 18A.

Consideriamo il modello geometrico riportato in Figura 3.27, ottenuto dall'interpretazione congiunta dei dati sismici e di pozzo presenti nell'area. A ogni formazione è stato associato un valore di densità per calcolare la pressione di confinamento all'orizzonte K (Batini e Nicolich, 1983).

Focalizziamo ora la nostra attenzione all'orizzonte K. Supponiamo che questi sia il limite tra una zona in regime normale di pressione e la zona sottostante con pressione dei pori anomala. Prima di tutto calcoliamo la pressione di confinamento e idrostatica al livello dell'orizzonte K, associando una densità media a ciascuno strato in base alle informazioni dirette. La pressione di confinamento risulta compresa tra 80 e 140 MPa, mentre la pressione idrostatica lungo l'orizzonte K varia tra 30 e 55 MPa.

Per quanto riguarda i parametri petrofisici utilizzati per modellare la formazione al di sotto dell'orizzonte K, abbiamo considerato i dati disponibili in letteratura per graniti compatibili con la geologia dell'area esaminata. In particolare, abbiamo considerato il granito di Westerly (Nur and Simmons, 1969), di cui sono disponibili le velocità delle onde P e S sia sature sia secche. Poiché le misure di laboratorio sono state effettuate a temperatura ambiente, è stato estrapolata la velocità alla temperatura di 450 °C (temperatura media all'orizzonte K estrapolata dalle misure in pozzo, considerato il gradiente di velocità rispetto alla temperatura calcolato da Kern and Schenk (1985). Il campione numero KAL 875, riportato in Kern and Schenk (1985), risulta il campione maggiormente compatibile con la geologia dell'area e presenta un gradiente della velocità dell'onda P pari a $-0.24 \text{ m/(s } ^\circ\text{C)}$, e un gradiente dell'onda S pari a $-0.134 \text{ m/(s } ^\circ\text{C)}$. Per quanto riguarda i parametri della parte solida e fluida, abbiamo considerato (i) granito con densità ρ e modulo di volume k (il reciproco della compressibilità) rispettivamente pari a 2750 kg/m^3 e 45 GPa , (ii) acqua con ρ pari a 1040 kg/m^3 e k pari a 2.2 GPa , e (iii) gas/vapore con ρ pari a 12 kg/m^3 e k pari a 54 MPa (Tabella 3.1). Tali valori derivano da dati disponibili in letteratura (Schon, 1996).

	Densità (kg/m ³)	Modulo di volume (GPa)	Rigidità (GPa)
Solido	2652	49.29	33.66
Acqua	1000	2.30	-
Gas	100	$\cong 0$	-

TABELLA 3.1. Parametri utilizzati per il calcolo della velocità in funzione della pressione dei pori. I valori sono stati traslati considerando gli effetti della temperatura supposta pari a 450° C all'orizzonte K.

Per ottenere la porosità con pressione dei pori pari alla pressione idrostatica (stato iniziale) è stata utilizzata la relazione di Gardner (Gardner et al., 1974), in cui il parametro moltiplicativo (nella relazione pari a 0.31) è stato modificato per ottenere una densità iniziale pari a 2670 kg/m^3 , che corrisponde a una porosità pari a 2.9%. A questo punto, possiamo calcolare le velocità delle onde P e S, la densità e la porosità in funzione della pressione dei pori lungo l'orizzonte K.

In Figura 3.28 le velocità per una pressione di confinamento di 80 MPa e una pressione dei pori iniziale pari a 30 MPa (valori corrispondente al CDP 1150) sia nel caso di pori saturi d'acqua che di gas/vapore. Come ci si aspetta, entrambe le velocità diminuiscono rapidamente in condizione di forte sovrappressione.

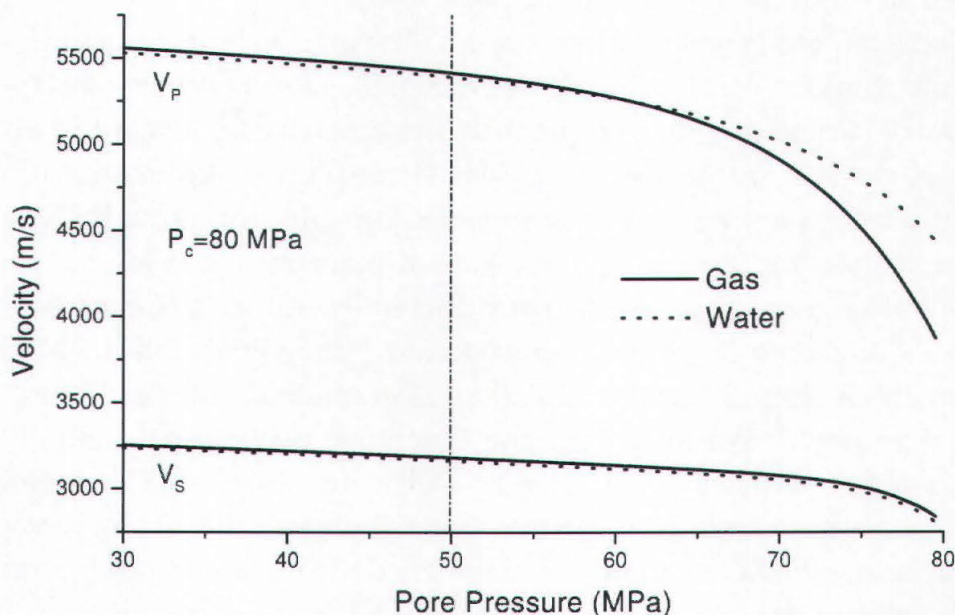


FIG. 3.28 Velocità delle onde compressionali e di taglio in funzione della pressione dei pori nel caso di saturazione con gas (linee continue) e con acqua (linee tratteggiate). La pressione di confinamento e idrostatica sono rispettivamente di 80 MPa e 30 MPa. La linea verticale corrisponde alla sovrappressione misurata in un pozzo.

In Figura 3.29 la porosità e la densità in funzione della pressione dei pori. Da notare che la porosità massima assume un valore prossimo a 6% (quindi quasi il doppio della porosità iniziale), mentre la densità subisce una diminuzione massima pari a 70 kg/m^3 .

Per verificare se è possibile rilevare effetti AVO supponendo questo modello petrofisico, abbiamo calcolato i coefficienti di riflessione delle onde PP e PS in funzione dell'angolo di incidenza supponendo nello strato sovrastante una matrice costituita da granito satura di acqua e nello strato sottostante la stessa matrice satura di gas o vapore. I risultati indicano che, per pressione dei pori anche non elevate, i valori di entrambi i coefficienti di riflessione PP e PS risultano importanti e quindi rilevabili da indagini sismiche (paragrafo 2.8 e Figura 2.10). Possiamo quindi affermare che le forti riflettività

delle onde P e S osservate in prossimità dell'orizzonte K possono essere causate da condizione di sovrappressione al di sotto di esso.

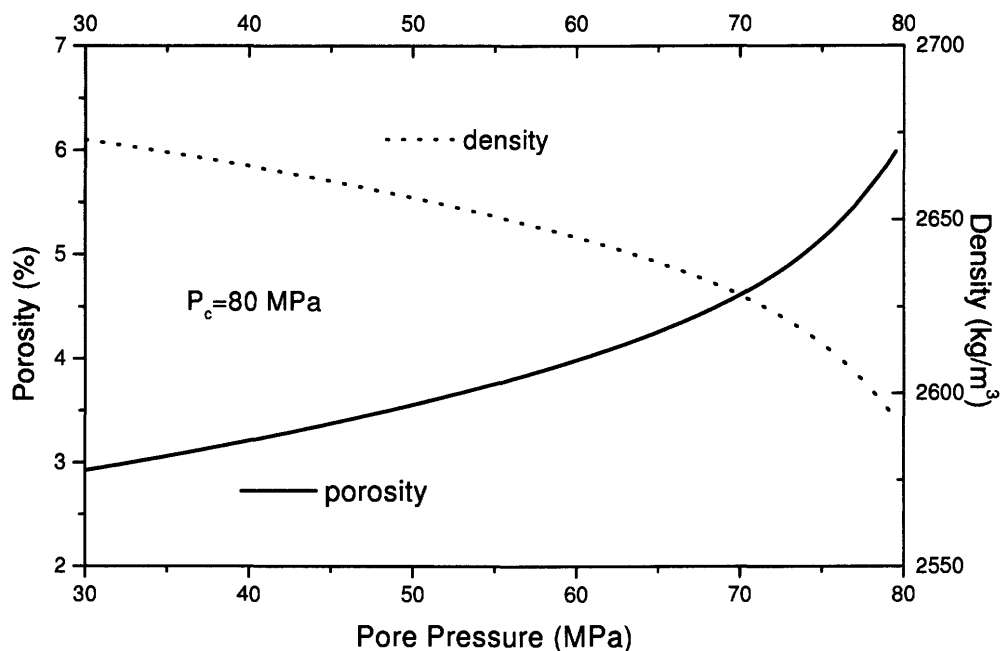


FIG. 3.29 Porosità (linea continua) e densità (linea tratteggiata) in funzione della pressione dei pori. La pressione di confinamento e idrostatica sono rispettivamente di 80 MPa e 30 MPa.

Nelle Figure 3.30 e 3.31 le porosità e le densità lungo l'orizzonte K a diverse pressioni dei pori. Poiché la pressione idrostatica e di confinamento è variabile lungo l'orizzonte, abbiamo riportato le diverse pressioni dei pori riferite alla variazione percentuale della pressione effettiva. Il modello indica che, se supponiamo sia presente una sovrappressione importante solo in prossimità della trappola geometrica prodotta dall'orizzonte K (tra i CDP 800 e 1200 della linea sismica), la porosità nella zona in sovrappressione assume un valore prossimo a 5%, mentre la densità è di circa 2610 kg/m³. Una tale diminuzione di densità e un tale aumento di porosità sono compatibili con l'anomalia gravimetrica negativa misurata nell'area, come già osservato da Nicolich and Marson (1994).

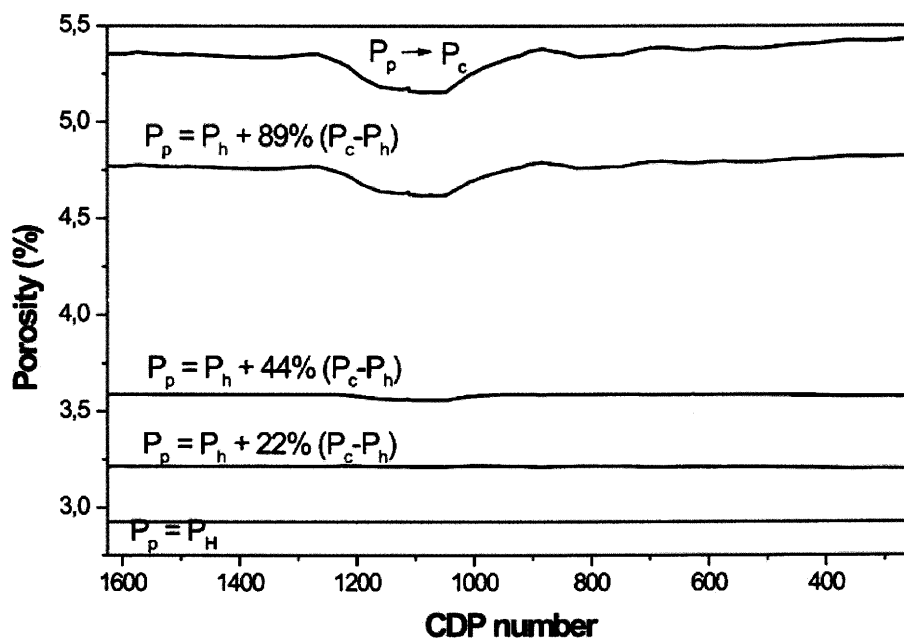


FIG. 3.30 Porosità a diverse pressioni dei pori lungo l'orizzonte K (Allegato 3).

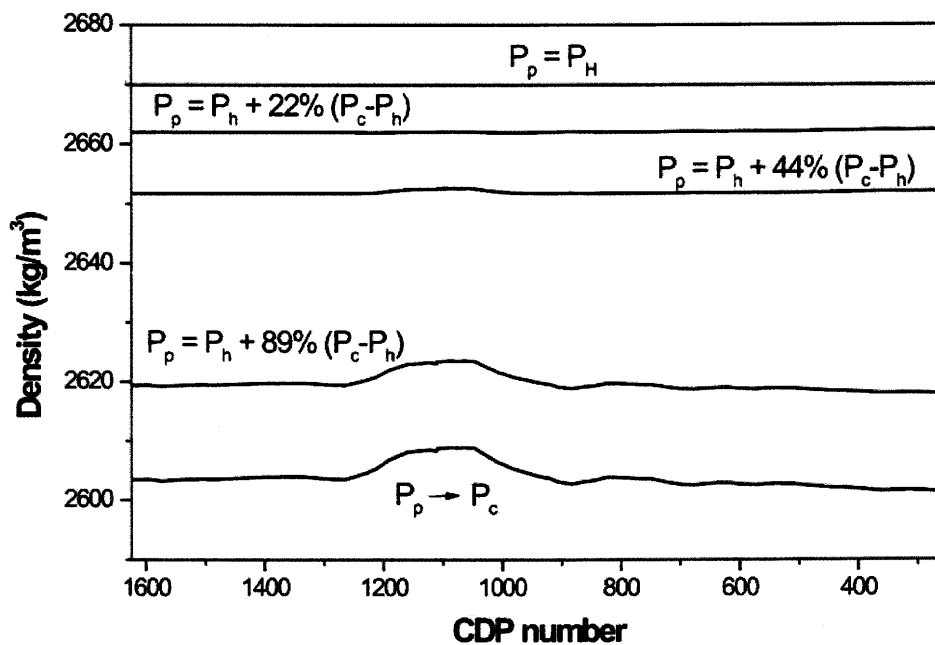


FIG 3.31 Densità a diverse pressioni dei pori lungo l'orizzonte K (Allegato 3).

3.7 BIBLIOGRAFIA

- Athy, L.F., 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bulletin*, 14: 1-24.
- Barker, C., 1990. Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs. *AAPG Bulletin*, 74: 1254-1261.
- Batini, F., and Nicolich, R., 1983. Onde P e S combinate per lo studio di serbatoi geotermici: rilievo sismico a riflessione e misure di velocità in pozzo nell'area geotermica di Tavale – Radicandoli. Rapporto finale. Contratto EG-A2-059-I (273), Contratto EG-A2-058-I (272).
- Batzle, M., and Wang, Z., 1992. Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, 57: 1396-1408.
- Bellotti, P., and Giacca, D., 1978a. Seismic data can detect overpressures in deep drilling. *Oil and Gas Journal*, 21.
- Bellotti, P., and Giacca, D., 1978b. Pressure evaluation improves drilling performance. *Oil and Gas Journal*, 11.
- Berg, R.R., and Gangi, A.F., 1999. Primary migration by oil-generation microfracturing in low-permeability source rock. Application to the Austin chalk, Texas. *AAPG Bulletin*, 83: 727-756.
- Berryman, J.G., Thigpen, L., and Chin, R.C.Y., 1988. Bulk elastic wave propagation in partially saturated porous solids. *Journal of the Acoustical Society of America*, 84: 360-373.
- Biot, M.A., 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *Journal of Applied Physics*, 33: 1482-1498.
- Boles, J.R., and Franks, S.G., 1979. Clay diagenesis in the Wilcox sandstones of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 55-70.
- Bowers, G., 1995. Pore pressure estimation from velocity data: Accounting for overpressure mechanisms besides undercompaction. *SPE Drilling & Completions*.
- Bowers, G., 1999. State of art in pore pressure estimation. DEA Project 119, Report No. 1.
- Bradley, J.S., and Powley, D.E., 1994. Pressure compartments in sedimentary basins: a review. *AAPG Memoir*, 61: 3-26.
- Bredehoeft, J.D., Wesley, J.B., and Fouch, T.D., 1994. Simulations of the origin of fluid pressure, fracture generation and the movement of fluids in the Uinta Basin, Utah. *AAPG Bulletin*, 78, 1729-1747.
- Bünz, S., and Mienert, J., 2004. Acoustic imaging of gas hydrate and free gas at the Storegga slide. *J. Geophys. Res.*, 109, B04102 doi: 10.1029/2003JB002863.
- Bünz, S., and Mienert, J., 2005. Overpressure distribution beneath hydrate-bearing sediments at the Storegga slide on the mid-norwegian margin. *Proceedings of the 5th IGCH, Trondheim, Norway*.
- Bünz, S., Mienert, J., and Berndt, C., 2003. Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin. *Earth Planet Sci. Lett.*, 209: 291-307.
- Bünz, S., Mienert, J., and Tinivella, U., 2005. Rapid flux of fluids from overpressured gas reservoirs underneath hydrate-bearing sediments on the mid-Norwegian margin. *EGU*
- Burley, S.D., Mullis, J., and Matter, A., 1989. Timing diagenesis in the Tartan reservoir (UK-North Sea) – constraints, from cathodoluminescence microscopy and fluid inclusion studies. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 98-120.
- Byerlee, J., 1990. Friction, overpressure and fault normal compression. *Geophysical Research Letters*, 17: 2109-2112.

- Byerlee, J., 1993. Model for episodic flow of high-overpressure water in fault zones before earthquakes. *Geology*, 21: 303-306.
- Carcione, J.M., and Tinivella, U., 2001. The seismic response to overpressure: a modeling study based on laboratory, well and seismic data. *Geophysical Prospecting*, 49: 523-539.
- Daines, S.R., 1982. Acquathermal pressuring and geopressure evaluation. *AAPG Bulletin*, 66: 931-939.
- Davis, D.M., Suppe, J., and Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and thrust belts and accretionary wedges. *Journal Geophysical Research*, B., 88: 1153-1172.
- DeAngelo, M.V., Backus, M., Hardage, B.A., Paul, M., and Steve, K., 2003. Depth registration of P-wave and C-converted seismic data for shallow marine sediment characterisation, Gulf of Mexico. *The Leading Edge*, 22: 96-106.
- Deming, D., 1994. Factors necessary to define a pressure seal. *AAPG Bulletin*, 78: 1005-1009.
- Dutta, N.C., 1987. Geopressure. *Geophysics Reprint Series*, 7, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.
- Dutta, N.C., 2002. Deepwater geohazard prediction using pre-stack inversion of large offset P-wave data and rock model. *The Leading Edge*, 21: 193-198.
- Eaton, B.A., 1972. The effect of overburden stress on geopressure prediction from well logs. *Journal of Petroleum Technology*.
- Eaton, B.A., 1975. The equation for geopressure prediction from well logs. *SPE*, 5544.
- England, W.A., Mackenzie, A.S., Mann, D.M., and Quigley, T.M., 1987. The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface. *Journal of the Geological Society*, London, 144: 327-347.
- Foster, W.R., and Custard, H.C., 1980. Smectite-illite transformation – role in generating and maintaining geopressure. *AAPG Bulletin*, 64 (abs): 708
- Foster, J.B., and Whalen, J.E., 1966. Estimation for formation pressures from electrical surveys - offshore Louisiana. *Journal of Petroleum Technology*.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., 1974. Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39: 770-80.
- Gill, J.A., 1986. Charged shales: Self-induced pore pressures. *IADC/SPE*, 14788.
- Grauls, D.J., and Cassagnol, C., 1993. Identification of a zone of fluid pressure-induced fractures from log and seismic data – a case history. *First Break*, 11: 59-68.
- Hall, P.L., 1993. Mechanisms of overpressuring – an overview. In D.A.C. Manning, P.L. Hall and C.R. Hughes, eds, *Geochemistry of clay-pore fluid interactions*, Chapman and Hall, London: 265-315.
- Ham, M.M., 1966. A method of estimating formation pressure from Gulf Coast well logs. *Trans.-Gulf Coast Assn. Of Geol. Soc.*, 16: 185-197.
- Hamilton, E.L., 1976. Shear-wave velocity and porosity with depth in marine sediments: a review. *Geophysics*, 41: 985-996.
- Hamilton, E.L., and Bachman, R.T., 1982. Sound velocity and related properties of marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 76: 1891-1904.
- Hamouz, M.A., and Mueller, S.L., 1984. Some new ideas for well log pore-pressure prediction. *SPE*, 13204.
- Hart, B.S., Flemings, P.B., and Deshpande, A., 1995. Porosity and pressure.: Role of compaction disequilibrium in the development of geopressures in a Gulf Coast Pleistocene Basin. *Geology*, 23.
- Hofmann, R., Xu, X., Batzle, M., Prasad, M., Furre, A.-K., and Pilitteri, A., 2005. Effective pressure or what is the effect of pressure? *The Leading Edge*, December: 1256-1260.

- Holbrook, P. W., and Hauck, M.L., 1987. A petrophysical-mechanical math model for real-time wellsite pore pressure/fracture gradient prediction. SPE, 16666.
- Holbrook, P. W., Maggiori, D.A., and Hensley, R., 1995. SPE Formation Evaluation.
- Hottman, C.E., and Johnson, R.K., 1965. Estimation of formation pressures from log-derived shale properties. *Journal of Petroleum Technology*: 717-722.
- Huffman, A.R., and Castagna, J.P., 2001. The petrophysical basis for shallow-water flow prediction using multicomponent seismic data. *The Leading Edge*, 20: 1030-1035.
- Hunt, J.M., 1990. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments. *AAPG Bulletin*, 74: 1-12.
- Issler, D.R., 1992. A new approach to shale compaction and stratigraphic restoration, Beafort-Mackenzie basin and Mackenzie corridor, Northern Canada. *AAPG Bulletin*, 76.
- Jowett, E.C., Cathles III, L.M., and Davis, B.W., 1993. Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. *AAPG Bulletin*, 77: 402-413.
- Kern, H., and Schenk, V. 1985. Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in southern Calabria (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40: 147-160.
- Lane, R.A., and Macpherson, L.A., 1976. A review of geopressure evaluation from well logs-Louisiana Gulf Coast. *Journal of Petroleum Technology*.
- Law, B.E., and Spencer, C.W., 1998. Abnormal pressure in hydrocarbon environments. In Law, Ulmishek, and Slavin, eds, *Abnormal pressures in hydrocarbon environments*. AAPG Memoir 70: 1-11.
- Lou, M., and Vasseur, G., 1992. Contributions of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. *AAPG Bulletin*, 76: 1550-1559.
- Luo, X., and Vasseur, G., 1996. Geopressuring mechanism of organic matter cracking: numerical modeling. *AAPG Memoir*, 80: 856-874.
- Marine, I.W., and Fritz, S.J., 1981. Osmotic model to explain anomalous hydraulic heads. *Water Resources Research*, 17: 73-82.
- Mathews, W.R., and Kelly, J., 1967. How to predict formation pressure and fracture gradient. *The Oil and Gas Journal*.
- Mavko, G., and Mukerji, T., 1995. Seismic pore space compressibility and Gassmann's relation. *Geophysics*, 60: 1743-1749.
- Neuzil, C.E., 1995. Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. *American Journal of Science*, 295: 742-786.
- Nicolich, R., and Marson, I., 1994. Caratteri Geofisici delle strutture crostali nella Provincia Geotermica Toscana. *Studi Geologici Camerti, Vol. Spec.*, 1: 163-168.
- Nur, A., and Simmons, G. 1969. The effect of saturation on velocity in low porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 7: 183-193.
- Owolabi, O.O., Okpobiri, G.A., and Obomanu, I.A., 1990. Prediction of abnormal pressures in the Niger Delta basin using well logs. Paper no. CIM/SPE 90-75.
- Pennebaker, E.S., 1968. An engineering interpretation of seismic data. SPE, 2165.
- Plumley, W.J., 1980. Abnormally high fluid pressure: survey of some basic principles. *AAPG Bulletin*, 64: 414-430.
- Prasad, M., and Manghnani, M.H., 1997. Effects of pore and differential pressure on compressional wave velocity and quality factor in Berea and Michigan sandstones. *Geophysics*, 62: 1163-1176.
- Sayers, C.M., Woodward, M.J., and Bartman, R.C., 2001. Pre-drill pore-pressure prediction using 4-C seismic data. *The Leading Edge*, 20: 1059-1059.

- Schön, J.H. 1996. Physical properties of rocks. Fundamentals and principles of petrophysics. Pergamon Press, Oxford.
- Swarbrick, R.E., and Osborne, M.J., 1998. Mechanisms that generate abnormal pressures: an review. In Law, Ulmishek, and Slavin, eds, Abnormal pressures in hydrocarbon environments. AAPG Memoir 70: 13-34.
- Terzaghi, K., 1943. Theoretical soil mechanics. Jhon Wiley & Sonc Inc., New York.
- Tinivella, U., Accaino, F., and Camerlenghi, A., 2002. Gas hydrate and free gas distribution from inversion of seismic data on the South Shetland margin (Antartica). Marine Geophysical Researches, 23: 109-123.
- Tinivella, U., 2002. The seismic response to overpressure versus gas hydrate and free gas concentration. J. Seismic Exploration, 11: 283-305.
- Tissot, B.P., Pelet, R., amd Ungerer, P.H., 1987. Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation. AAPG Bulletin, 71: 1145-1466.
- Traugott, M., 1997. Pore/fracture pressure determinations in deep water. Deepwater Technology, World Oil.
- Wilhelm, R., Franceware, L.B., and Guzman, C.E., 1998. Seismic pressure-prediction method solves problem common in deepwater Gulf of Mexico. Oil & Gas Journal, 96: 37-42.
- Yoshida, C., Ikeda, S., and Eaton, B.A., 1996. An investigative study of recent technologies for prediction, deterction, and evaluation of abnormal formation pressure and fracture pressure in North and South America. IADC/SPE, 36381.
- Zimmerman, R.W., Somerton, W.H., and King, M.S., 1986. Compressibility of porous rocks. Journal of Geophysical Research, 91: 12765-12777.

CAPITOLO 4

L'ANISOTROPIA

4.1 INTRODUZIONE

Un mezzo è detto anisotropo se le sue proprietà elastiche cambiano con la direzione, mentre è isotropo se le sue proprietà non cambiano con la direzione (per esempio, Winterstein, 1990). La maggior parte dell'analisi dei dati sismici è basata sull'assunzione che il sottosuolo si comporta sismicamente come isotropo. L'anisotropia che interessa l'esplorazione è comunque solo quella legata alla variazione della velocità con la direzione.

Ci possono essere diversi tipi di sistemi di simmetria, a cui sono associati diversi tipi di anisotropia. Classicamente, sono definiti otto sistemi (Landau and Lifshitz, 1986; Saada, 1974). I soli tipi di anisotropia che possono essere rilevati alla lunghezza d'onda sismica sono l'anisotropia trasversale (simmetria esagonale), l'anisotropia ortorombica e l'anisotropia monoclinica.

L'anisotropia trasversale è la più importante e la più comune, come discussa nel dettaglio nel paragrafo 4.2; essa riguarda materiali che hanno le proprietà elastiche con lo stesso valore nella direzione perpendicolare all'asse di simmetria, ma presentano valori diversi lungo la direzione parallela all'asse. Quindi, un mezzo trasversalmente isotropico è isotropo in un piano. Ci sono due tipi importanti di anisotropia trasversale: con l'asse di simmetria verticale e con l'asse di simmetria orizzontale (Bush e Crampin, 1987). La relazione sforzo-deformazione in questo anisotropia necessita di cinque moduli elastici indipendenti, da confrontare con i soli due parametri richiesti nel caso isotropo (i parametri di Lamè λ e μ ; si veda l'equazione (2.3) per confronto).

L'anisotropia ortorombica è equivalente alla sovrapposizione dei due tipi di anisotropia precedente. Questa è presente quando a un sistema di fratture verticali è stato sovrapposto un sistema stratificato orizzontalmente. L'anisotropia del sistema stratificato è generalmente maggiore dell'anisotropia delle fratture, così è difficile distinguere gli effetti dell'anisotropia degli strati sottili (MacBeth, 1990). La relazione

sforzo-deformazione in questa anisotropia necessita di nove moduli elastici indipendenti.

L'anisotropia monoclinica può essere prodotta dalla sovrapposizione delle fratture inclinate in un mezzo stratificato (Schoenberg e Muir, 1989). La relazione sforzo-deformazione in questa anisotropia necessita di tredici moduli elastici indipendenti.

Il significato usuale di anisotropia sismica è la variazione della velocità sismica, che dipende dalle proprietà elastiche del mezzo, rispetto alla direzione lungo la quale è misurata (Sheriff, 1991). La variazione anisotropa della velocità sismica non deve essere confusa con la variazione azimutale sorgente-ricevitore del *move out* per un riflettore pendente in un mezzo isotropo.

Holbrook et al. (1992) hanno concluso che ci sono due importanti fattori che influenzano l'interpretazione dei dati sismici profondi: i fluidi e l'anisotropia. L'effetto dei fluidi è stato già discusso nel Capitolo 2 e 3, mentre in questo Capitolo viene discussa l'anisotropia sia da un punto di vista generale sia nel caso associato a strutture profonde. Nei paragrafi seguenti, inoltre, sono riportati gli effetti anisotropi sulla propagazione delle onde e sulle loro velocità nel caso di mezzi trasversalmente isotropi.

4.1 I MEZZI TRASVERSALMENTE ISOTROPI

Un mezzo è detto trasversalmente isotropo se le sue proprietà elastiche non cambiano lungo tutte le direzioni perpendicolari all'asse di simmetria.

Ci sono due casi di anisotropia sismica che sono maggiormente studiati nell'esplorazione, entrambi casi speciali del caso dell'anisotropia trasversale: per convenzione, si considera il sottosuolo costituito da strati piani paralleli. Il primo caso è l'isotropia trasversale verticale (*vertical transverse isotropy*, *VTI*), chiamata semplicemente isotropia trasversale, per la quale la velocità non cambia lungo le direzioni laterali, ma varia da una direzione all'altra rispetto al piano verticale. Una stratigrafia orizzontale e fratture parallele alla stratificazione producono isotropia trasversale. Il secondo caso, indicato con il nome di isotropia trasversale orizzontale (*horizontal transverse isotropy*, *HTI*), o semplicemente isotropia azimutale, presenta variazioni di velocità lungo le direzioni laterali. Le fratture in direzioni che non corrispondono alla stratificazione è la principale causa di questo tipo di anisotropia.

L'isotropia trasversale è dovuta al fatto che, a causa di un processo deposizionale, le velocità in uno strato sono diverse nella direzione della stratificazione e nella direzione perpendicolare ad essa. In particolare, l'insieme di strati sottili costituiti da strati isotropici, che costituisce l'unità deposizionale, porta a un'anisotropia con il suo asse di simmetria perpendicolare alla stratificazione. L'origine dell'anisotropia azimutale, invece, è legata a processi tettonici. Infatti, le rocce associate a uno strato possono avere diversa rigidità nelle diverse direzioni azimutali. Un esempio è il caso delle fratture secondarie di una roccia, in cui la velocità nella direzione delle fratture è maggiore rispetto alla velocità nella direzione ortogonale, causando, quindi, un'anisotropia con il suo asse di simmetria parallelo al piano di stratificazione.

4.2.1 EFFETTI DELL'ANISOTROPIA SULLA PROPAGAZIONE DELLE ONDE

Poiché l'anisotropia modifica le velocità sismiche, la propagazione delle onde avviene diversamente in un mezzo anisotropo. In Figura 4.1 sono riportati i fronti d'onda in un mezzo anisotropo; il principio di Huygens, applicato a un mezzo anisotropo, comporta una diversità tra i valori e le direzioni delle velocità di fase e di gruppo.

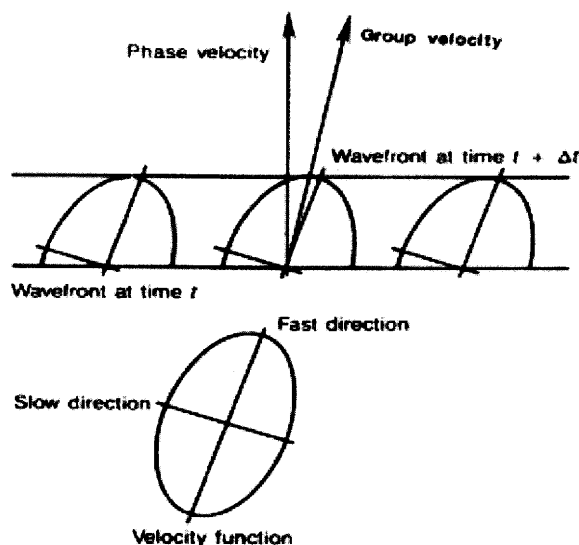


FIG. 4.1 Applicazione del principio di Huygens nel caso di un mezzo anisotropo (Sheriff e Geldart, 1995).

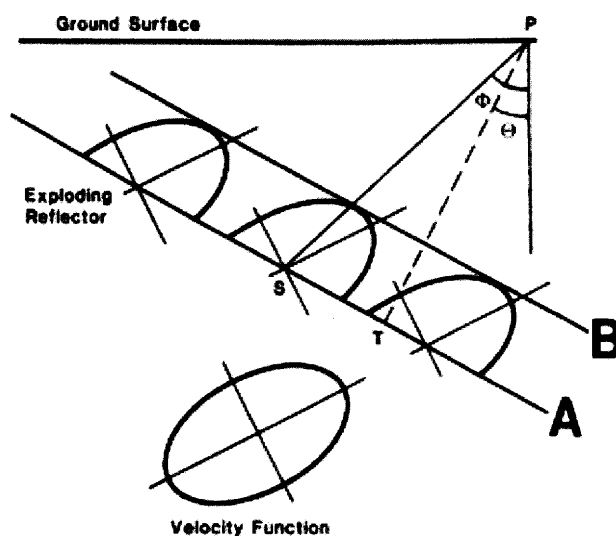


FIG. 4.2 Applicazione del principio di Huygens nel caso di un mezzo anisotropo considerando un riflettore exploding (Uren et al., 1990a).

In Figura 4.2 è rappresentata la propagazione di onde piane considerando il principio di Huygens per un riflettore pendente. Le sorgenti sono situate lungo il fronte d'onda A e si suppone che emettano onde sferiche allo stesso tempo t . Questo fronte

d'onda coincide con un riflettore *exploding* con una pendenza pari all'angolo ϕ . A causa dell'anisotropia, le sorgenti di Huygens non emettono fronti d'onda circolari, bensì sono deformate lungo la direzione in cui la velocità è più grande. Consideriamo ora il fronte d'onda B al tempo $t+\Delta t$. Mentre l'energia è trasmessa lungo il percorso SP con velocità pari alla velocità di gruppo, il fronte d'onda con fase costante viaggia da A a B lungo la normale TP con la velocità pari alla velocità di fase. Poiché la velocità di gruppo è associata al percorso dei raggi, viene generalmente chiamata velocità del raggio. Similmente, poiché la velocità di fase è associata al fronte d'onda, viene chiamata anche velocità del fronte d'onda. Si noti che l'angolo θ , associato al fronte d'onda con la velocità di fase, è diverso dall'angolo ϕ del raggio associato alla velocità di gruppo. Solo se il mezzo è isotropo, infatti, le sorgenti di Huygens producono fronti d'onda semicircolari e i due angoli, di fase θ e del raggio ϕ , risultano identici.

In Figura 4.2 si osservi, inoltre, che il raggio SP a zero offset non ha un angolo retto con il riflettore. Questo significa che nel caso anisotropo il raggio a zero offset non è un raggio a incidenza normale come nel caso isotropico. Questa anomalia può essere spiegata considerando la Figura 4.3. Nel caso di un mezzo isotropo, il fronte d'onda che si propaga dal punto P è circolare e il raggio a zero offset incide normalmente il riflettore. Al contrario, nel caso di un mezzo anisotropo, il fronte d'onda è deformato e il raggio a zero offset emerge dal riflettore con un angolo diverso dal precedente.

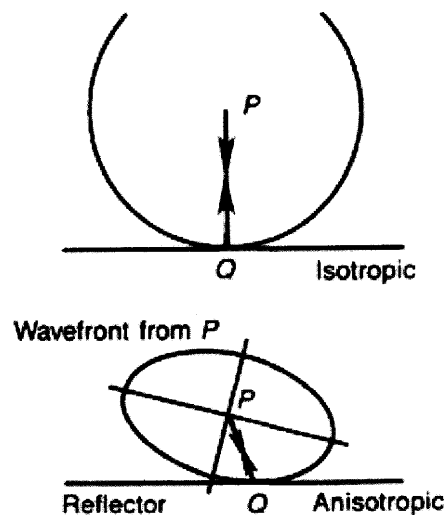


FIG. 4.3 Applicazione del principio di Fermat nel caso di sorgente e ricevitore coincidenti nel caso isotropo (sopra) e anisotropo (sotto; Sheriff e Geldart, 1995).

In Figura 4.4 è riportato un esempio di come variano le velocità di gruppo per le onde P e SH nel caso di un mezzo trasversalmente isotropico. Basandosi sulle caratteristiche delle velocità, Thomsen (1986) ha riportato i fronti d'onda, che, per la maggior parte delle rocce, risultano non ellittiche per le onde P ed ellittiche per le onde SH. Nel caso riportato, la velocità orizzontale delle onde P è maggiore della velocità verticale.

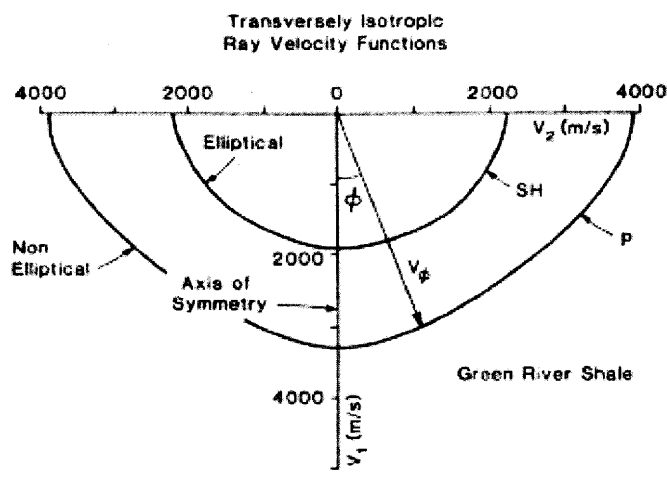


FIG. 4.4 Fronti d'onda nel caso di un mezzo trasversalmente isotropico. V_ϕ si riferisce alla velocità di gruppo dipendente dall'angolo rispetto all'asse di simmetria (Uren et al., 1990b; Thomsen, 1986).

4.2.2 I PARAMETRI DI THOMSEN

La legge di Hooke nella sua formulazione generalizzata, fondamentale nella teoria delle onde elastiche (paragrafo 2.3 ed equazione (2.3) in cui vengono spiegate le equazioni di propagazione delle onde elastiche), afferma che ciascun componente dello sforzo può essere espresso come una combinazione lineare di tutte i componenti della deformazione (Officer, 1958) e si basa sull'assunzione che le deformazioni elastiche in un solido sono infinitamente piccole. La legge di Hooke assume la seguente forma matriciale:

$$\underline{\sigma} = \underline{C} \underline{\varepsilon} \quad (4.1)$$

dove $\underline{\sigma}$ rappresenta il vettore degli sforzi e $\underline{\varepsilon}$ il vettore delle deformazioni. La matrice dei moduli elastici (\underline{C} , Thomsen, 1986), che relaziona i componenti degli sforzi ai componenti delle deformazione, è la seguente:

$$(c_{ij}) = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{51} & c_{52} & c_{53} & c_{54} & c_{55} & c_{56} \\ c_{61} & c_{62} & c_{63} & c_{64} & c_{65} & c_{66} \end{pmatrix} \quad (4.2)$$

Gli elementi della matrice elastica sono le costanti elastiche di un solido elastico. Poiché la matrice è simmetrica, vale la seguente relazione:

$$c_{ij} = c_{ji} \quad (4.3)$$

e quindi ci sono 21 costanti indipendenti per un mezzo elastico.

Per un solido isotropo, in cui i parametri elastici sono identici lungo tutte le direzioni, il numero di costanti elastiche indipendenti è pari a due, le cosiddette costanti di Lamè, λ e μ come riportato nell'equazione (2.3), che permettono di descrivere la propagazione delle onde P e S. Gli altri parametri elastici, come il modulo di Young, il rapporto di Poisson e il modulo di volume, possono essere espressi in funzione dei parametri di Lamè.

Un solido trasversalmente isotropo, in cui i parametri elastici sono identici lungo due direzioni ortogonali, mentre sono diversi nella terza direzione, ha cinque parametri indipendenti (Thomsen, 1986). Nel caso VTI, le cinque costanti elastiche indipendenti sono: c_{11} , c_{13} , c_{33} , c_{44} e c_{66} . Le costanti diverse da zero sono, invece, le seguenti:

$$c_{kk}, \quad c_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (4.4)$$

Si noti che c_{11} e c_{33} sono legati alla velocità dell'onda P, mentre c_{44} e c_{66} sono legati rispettivamente alla velocità delle onde SV e alla velocità delle onde SH. Inoltre, c_{12} risulta pari a $c_{11} - 2c_{66}$.

Per descrivere esplicitamente gli effetti di una anisotropia debole nella propagazione delle onde, Thomsen (1986) ha ridefinito le cinque costanti elastiche nel caso di un mezzo VTI, e cioè (1) la velocità dell'onda P (V_{P0}) e (2) la velocità dell'onda S (V_{S0}) nella direzione verticale:

$$\begin{aligned} V_{P0} &= \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} \\ V_{S0} &= \sqrt{\frac{c_{44}}{\rho}} \end{aligned} \quad (4.5)$$

e le tre costanti che descrivono il grado di anisotropia, (3) ϵ , (4) δ e (5) γ (i cosiddetti parametri di Thomsen) in funzione delle cinque costanti elastiche indipendenti:

$$\begin{aligned} \epsilon &= \frac{c_{11} - c_{33}}{2 c_{33}} \\ \delta &= \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2 c_{33} (c_{33} - c_{44})} \\ \gamma &= \frac{c_{66} - c_{44}}{2 c_{44}} \end{aligned} \quad (4.6)$$

Come è si può evincere dall'equazione (4.6), i parametri ϵ e δ influenzano solo le velocità delle onde P e SV, mentre il parametro γ influenza la velocità delle onde SH.

Per la maggior parte delle rocce sedimentarie, i parametri ϵ , δ e γ sono dello stesso ordine di grandezza e generalmente minori di 0.2 (Thomsen, 1986), e quindi verificano l'ipotesi iniziale di anisotropia debole. Il caso speciale in cui $\epsilon = \delta$ è conosciuto in letteratura come anisotropia ellittica (Daley e Hron, 1979); in natura questo tipo di anisotropia è molto rara.

In Figura 4.5 è riportato il crossplot dei due principali parametri di Thomsen ϵ e δ per vari tipi di rocce sedimentarie e cristalline ottenuti da misure di laboratorio. Si

osservi che nella maggior parte dei casi l'anisotropia ellittica non è verificata e i parametri hanno valori in valore assoluto minori di 0.2, verificando la condizione di anisotropia debole.

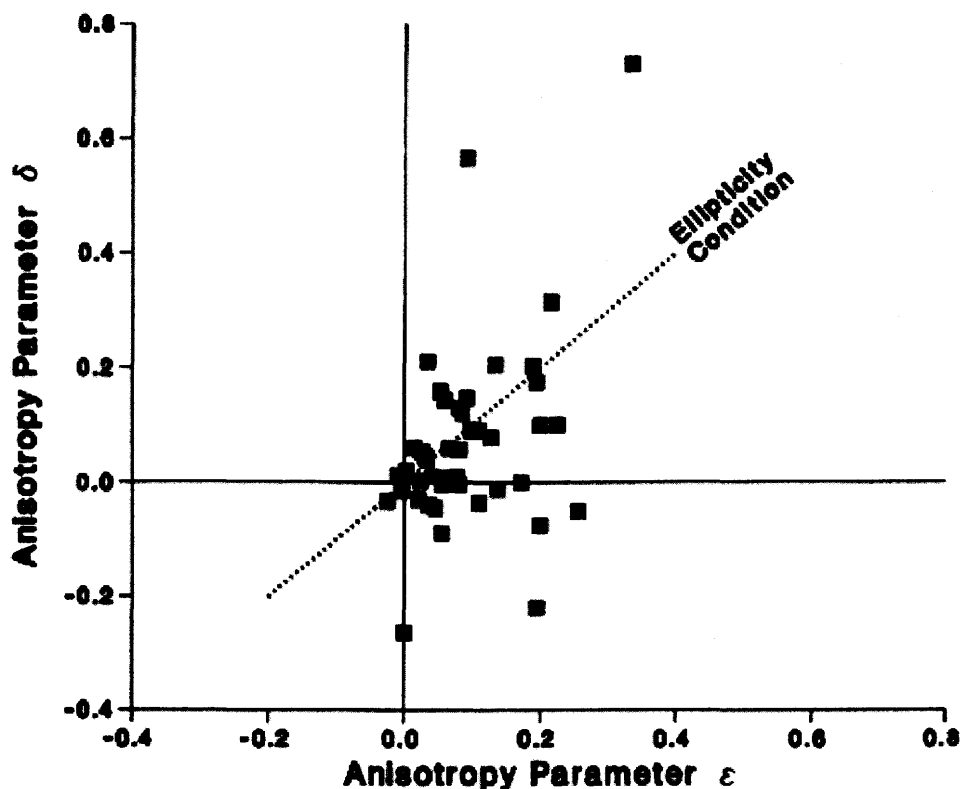


FIG. 4.5 Crossplot dei parametri di anisotropia dell'onda P, ϵ e δ , associati a diversi campioni di rocce (Thomsen, 1986).

Un ulteriore esempio della deformazione del fronte d'onda causato dall'anisotropia è riportato in Figura 4.6 con due diversi valori dei parametri di Thomsen.

Consideriamo ora la velocità di fase dell'onda P. Questa nel caso generale è uguale a:

$$V_p(\theta) = V_p(0) (1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \epsilon \sin^4 \theta) \quad (4.7)$$

dove θ è l'angolo indicato in Figura 4.2. Consideriamo ora θ pari a 90° ; in questo caso si ottiene il significato fisico del parametro ϵ . Quindi, ϵ misura il grado di anisotropia delle rocce misurata come la differenza relativa tra la velocità dell'onda P verticale $V_p(0^\circ)$ e orizzontale $V_p(90^\circ)$. Si noti infine che ϵ è nella maggior parte dei casi positivo e quindi la velocità orizzontale è generalmente maggiore della velocità verticale.

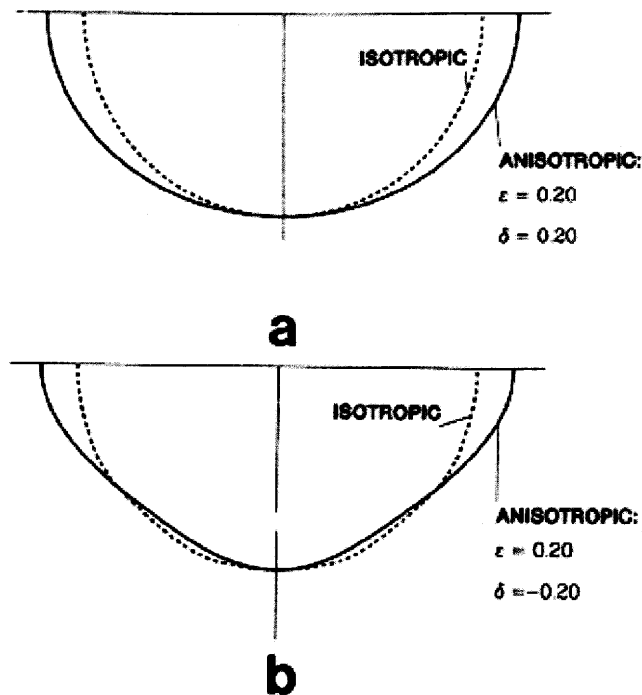


FIG. 4.5 Fronte d'onda nel caso isotropo (linee tratteggiate) e anisotropo (linee continue) per due diversi valori dei parametri di Thomsen. In (a) i valori di ϵ e δ sono identici e pari a 0.20, mentre in (b) sono rispettivamente pari a 0.20 e -0.20.

4.3 L'ANISOTROPIA E L'ELABORAZIONE DEI DATI SISMICI

Da questo esporto nel paragrafo precedente si deduce che l'anisotropia influenza tutte le analisi e le elaborazioni che sono legate alla velocità di propagazione delle onde, come l'analisi di velocità, la correzione *dip move out*, la migrazione e l'AVO, questa ultima già discussa nel paragrafo 2.9. Di seguito sono analizzati solo gli effetti dell'anisotropia sulle prime tre analisi.

Quando si trattano i dati sismici, è utile introdurre un altro parametro nel caso in cui si è in presenza di anisotropia debole, e cioè il parametro di anisotropia effettiva η , introdotto da Alkhalifah e Tsvankin (1995):

$$\eta = \frac{\epsilon - \delta}{1 + 2\delta} \quad (4.8)$$

Questo parametro misura l'effetto sul *move out* causata dall'anisotropia e, quindi, permette di correlare il *move out* residuo con l'anisotropia. Infatti, la velocità V_{NMO} di *move out* nel caso di un riflettore piano anisotropo è:

$$V_{NMO}(\phi = 0^\circ) = V_p(0) \sqrt{1 + 2\delta} \quad (4.9)$$

Utilizzando le equazioni (4.7), (4.8) e (4.9) si ottiene la seguente formula che può essere utilizzata per correlare il *move out* con l'anisotropia:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} - \frac{2\eta x^4}{V_{NMO}^2 [t_0^2 V_{NMO}^2 + (1+2\eta)x^2]} \quad (4.10)$$

Questa equazione indica che il tempo di percorso dei raggi per un riflettore in un mezzo anisotropo segue una traiettoria non iperbolica. Si osservi come a grandi offset sono visibili i maggiori effetti dell'anisotropia. La Figura 4.6 mostra il percorso dei raggi in un CMP associato a un riflettore piano in un mezzo VTI. Schematizzando, l'isotropia trasversale comporta le seguenti diversità dal caso isotropo:

- il percorso a zero offset non è a incidenza normale;
- un singolo *common reflection point* non esiste; invece, l'anisotropia comporta la dispersione dei punti di riflessione anche per un riflettore piano;
- il *move out* anisotropo in generale non è iperbolico;
- la velocità di NMO misurata dalla pendenza della curva t^2-x^2 indica che l'anisotropia rende la velocità indipendente dall'offset.

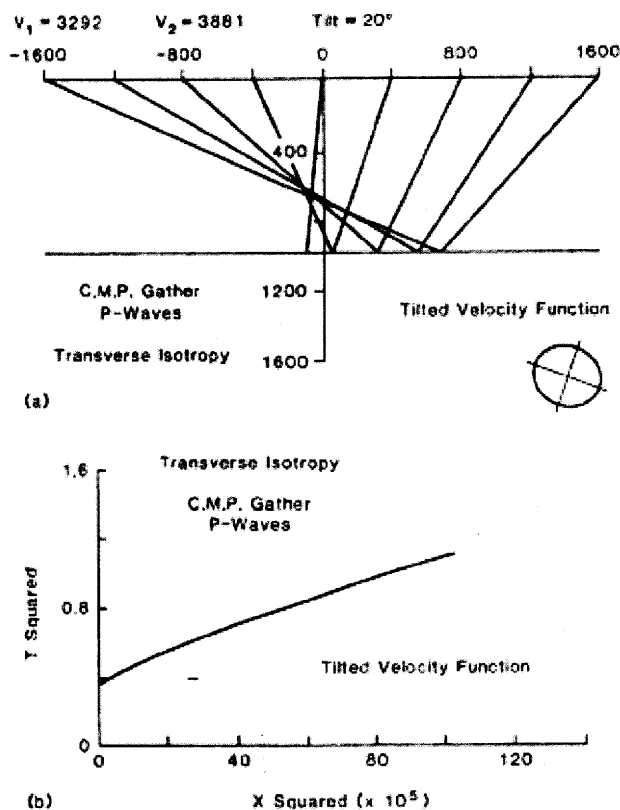


FIG. 4.6 (a) Percorso dei raggi in un CMP associato a un riflettore piano in un mezzo VTI. (b) Andamento della velocità di NMO mostrato attraverso la curva t^2-x^2 (Uren et al., 1990c).

Per effettuare un'analisi di velocità in caso di anisotropia VTI bisogna determinare due parametri: la velocità V_{NMO} di NMO e il parametro η . I passi sono quindi due:

1. calcolare V_{NMO} da un'analisi di velocità iperbolica, utilizzando i primi due termini dell'equazione (4.10), escludendo i grandi offset;

2. inserire la V_{NMO} ottenuta nel passo precedente nell'equazione (4.10) e calcolare il parametro η attraverso un'analisi dello spettro. A questo punto è possibile correggere i dati per il *move out* anisotropo.

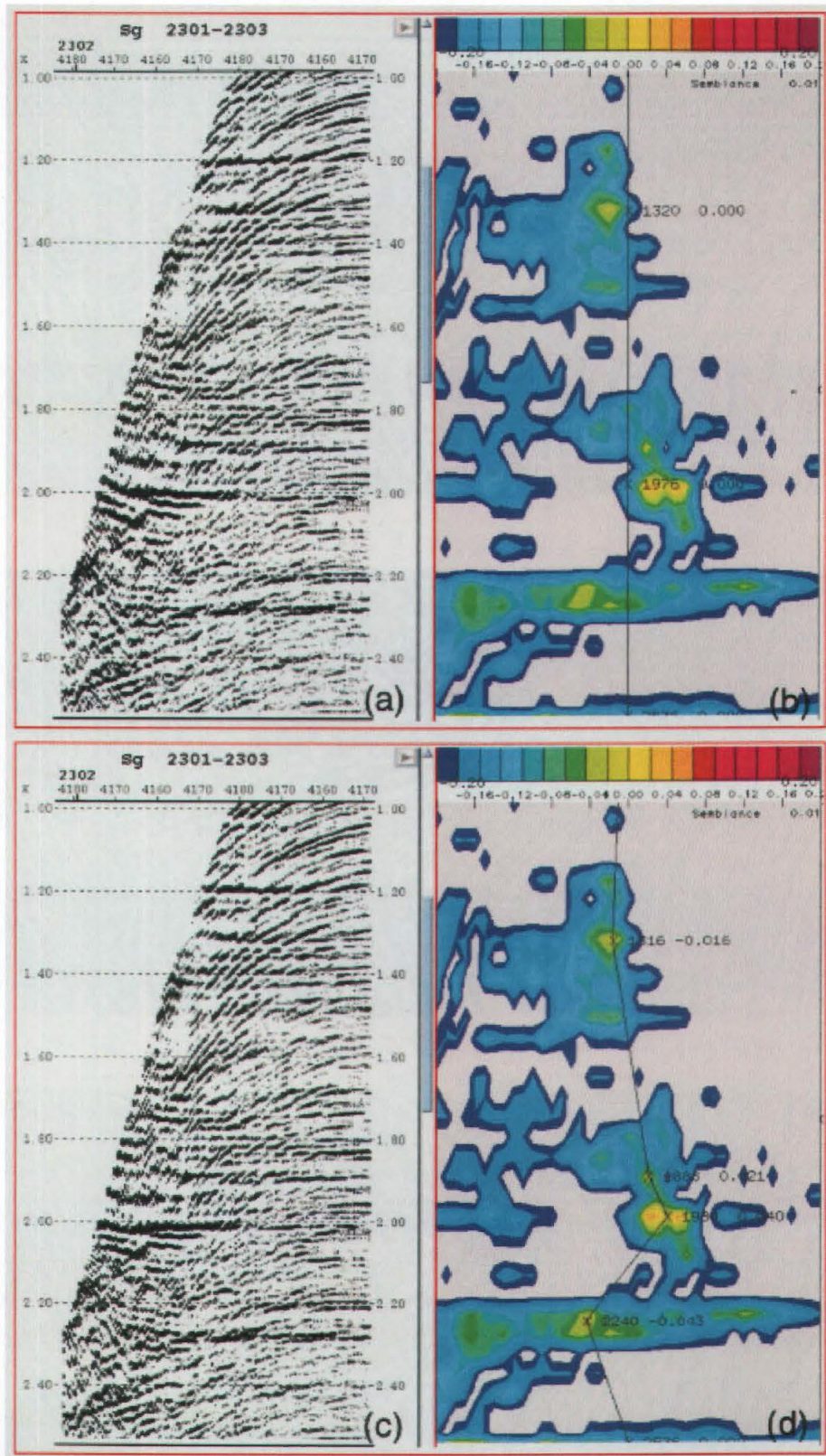


FIG. 4.7 (a) CMP corretto solo con la velocità V_{NMO} e (b) lo spettro del parametro η . (c) CMP corretto con il parametro η come pickato in (d). Esempio riportato in Yilmaz (2001).

In Figura 4.7 è riportato un esempio di analisi di velocità in caso di anisotropia. Si noti come i grandi offset sono orizzontalizzati dopo l'applicazione dell'equazione (4.10).

Poichè l'anisotropia influenza la propagazione della velocità, influenza anche l'analisi di *dip-moveout*, che rimuove gli effetti dovuti alla pendenza degli strati sull'analisi di *move out*. Nel caso isotropo, vale la seguente relazione (Levin, 1971) tra la velocità di NMO e l'angolo del riflettore ϕ :

$$\frac{V_{NMO}(\phi)}{V_{NMO}(0)} = \frac{1}{\cos\phi} \quad (4.11)$$

Per il caso generale, la velocità di *move out* è data da (Tsvankin, 1995):

$$V_{NMO}(\phi) = \frac{V_p(\phi) \sqrt{1 + \frac{1}{V_p(\phi)} \left[\frac{d^2 V_p(\theta)}{d\theta^2} \right]_{\theta=\phi}}}{1 - \frac{\tan\phi}{V_p(\phi)} \left[\frac{dV_p(\theta)}{d\theta} \right]_{\theta=\phi}} \quad (4.12)$$

dove il significato degli angoli sono indicati in Figura 4.2. Tsvankin (1995) ha quindi determinato la correzione di DMO considerando anisotropia debole:

$$\frac{V_{NMO}(\phi)}{V_{NMO}(0)} = \frac{1}{\cos\phi} [1 + (\varepsilon - \delta)B] \quad (4.13)$$

dove

$$B = \frac{\sin^3\phi}{1 - \sin^2\phi} (4\sin^4\phi - 9\sin^2\phi + 6) \quad (4.14)$$

L'equazione (4.13) mostra che se l'anisotropia è ellittica, cioè $\varepsilon - \delta$ è pari a zero, la correzione è identica al caso isotropo, come indicato nell'equazione (4.11). Si osservi, infine, che nel caso in cui $\varepsilon - \delta > 0$, la correzione DMO isotropa è più piccola della correzione anisotropa. Questo significa che l'apertura nel caso anisotropo deve essere maggiore. In Figura 4.8 è riportato un esempio di applicazione di correzione di DMO anisotropa. Si noti come anche in questo caso l'anisotropia influenza maggiormente i grandi offset.

Infine, l'anisotropia, modificando la propagazione del fronte d'onda e la velocità rispetto al caso isotropo, influenza la migrazione, i cui algoritmi devono tener conto di questi effetti. In pratica, però, l'effetto dell'utilizzo di un algoritmo anisotropo, anziché isotropo, è visibile solo per angoli dei riflettori maggiori di 50° e quindi è rilevante solo per eventi molto pendenti. In Figura 4.9 è riportato un esempio di applicazione di migrazione anisotropa post-stack in tempo ottenuta considerando l'algoritmo di *phase-shift*.

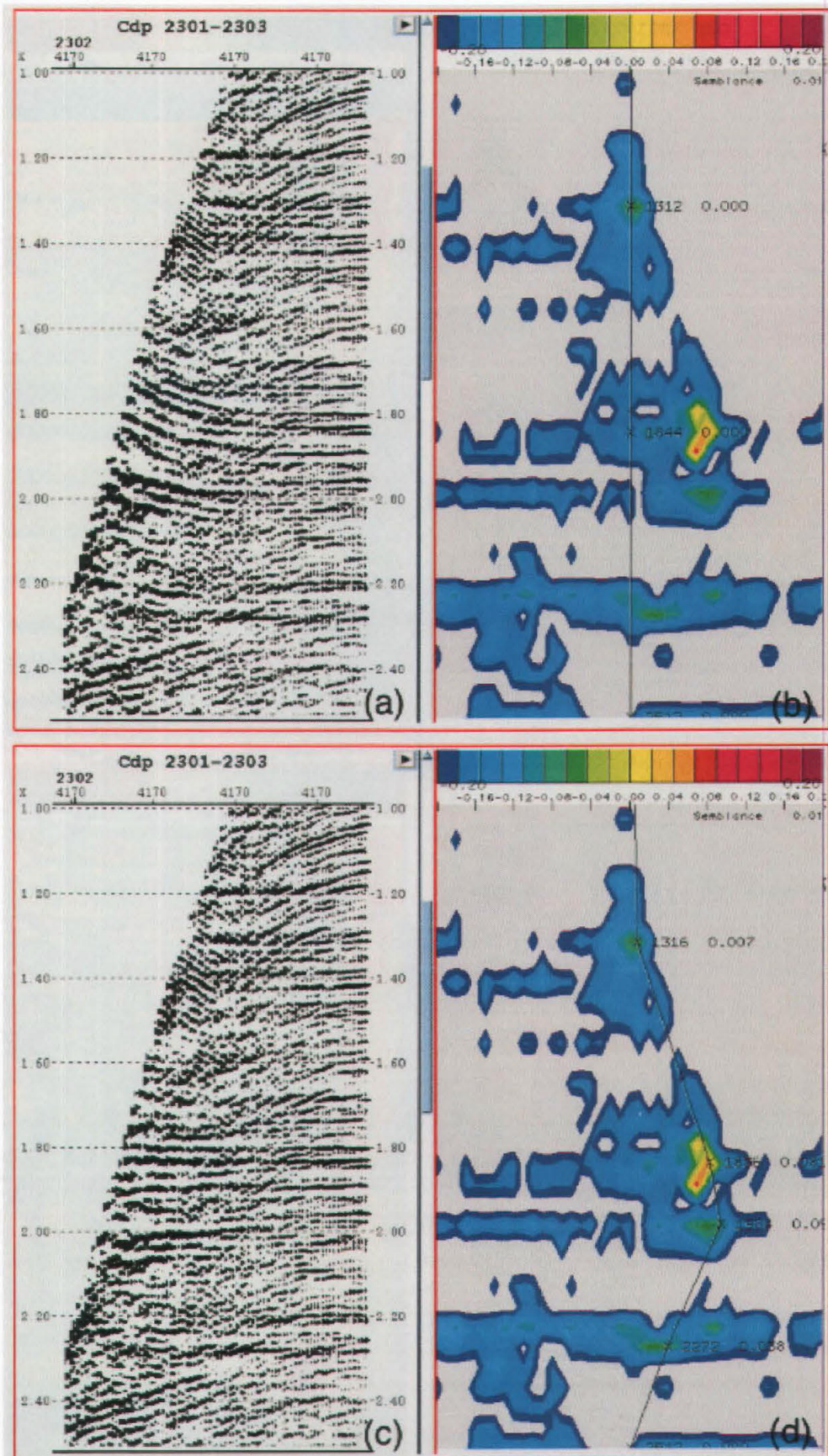


FIG. 4.8 (a) CMP corretto con NMO dopo DMO isotropo; (b) semblance del parametro η . (c) CMP corretto con NMO dopo DMO anisotropo in cui sono stati utilizzati i valori di η pickati come indicato in (d). Esempio riportato in Yilmaz (2001).

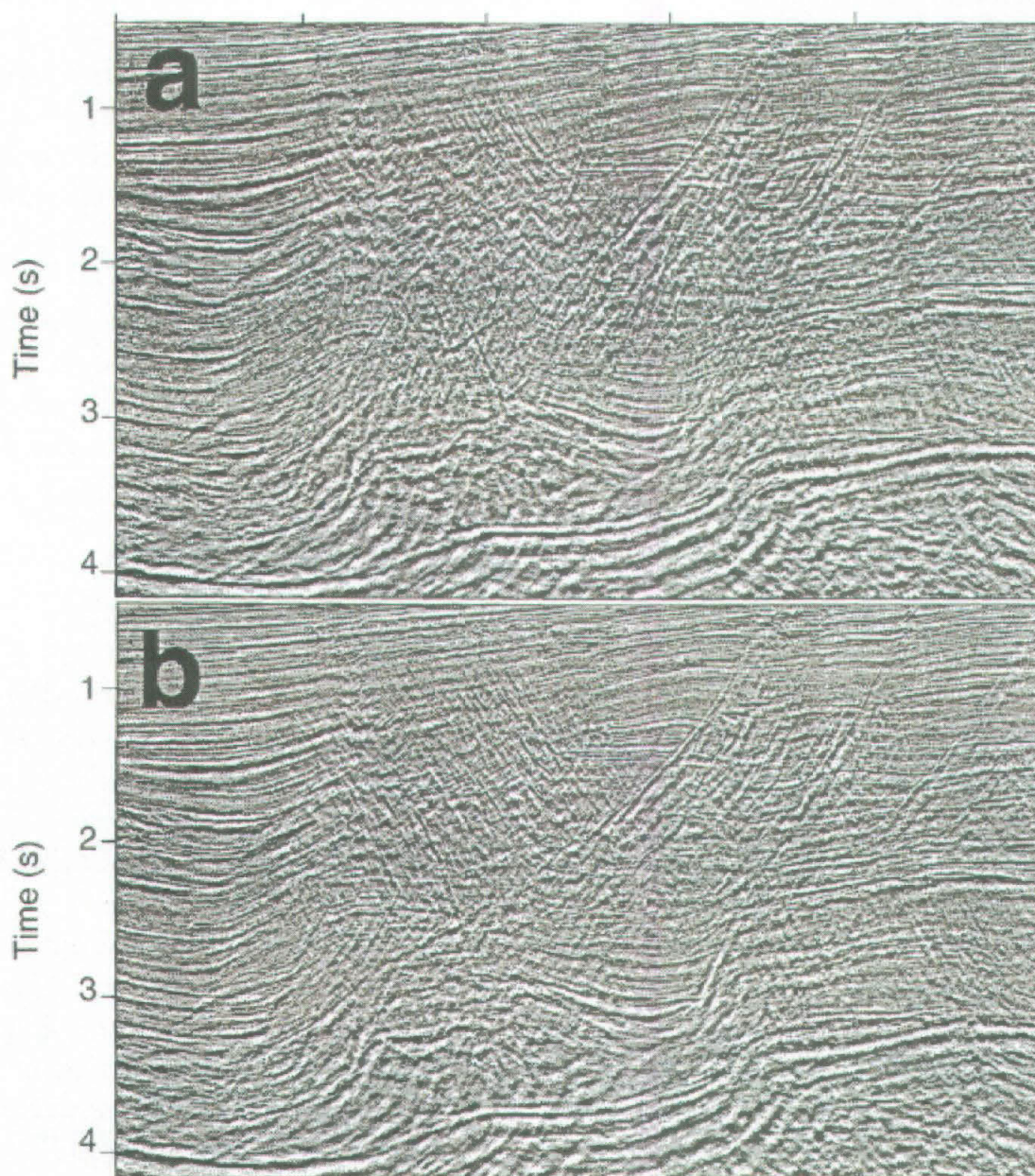


FIG 4.9 (a) Sezione 2D, in cui è stata effettuata una correzione DMO e una migrazione in tempo *phase-shift* senza (a) e con (b) algoritmi anisotropi (Alkhalifah et al., 1996).

4.4 SEPARAZIONE (SPLITTING) DELLE ONDE S

Consideriamo uno strato di rocce che contengono fratture verticali, orientate nord-sud, come indicato in Figura 4.10 nel caso di un mezzo con anisotropia azimutale. L'onda S, che incide questo mezzo dalla parte sottostante e che emerge da sopra, è divisa e polarizzata in due direzioni perpendicolari, parallelamente e ortogonalmente alla direzione delle fratture. Generalmente, questo caso di *splitting* delle onde S si chiama birifrangenza delle onde S. La componente dell'onda S polarizzata

parallelamente all'orientazione delle fratture ha una velocità maggiore rispetto all'altra componente dell'onda S.

Nei dati sismici reali si acquisiscono le componenti radiale e trasversale, che non corrispondono alle componenti con velocità maggiore e minore. Le componenti con diverse velocità possono essere estratte dalle componenti radiale e trasversali con una rotazione delle componenti (Alford, 1986). La rotazione, quindi, comporta una stima indiretta dell'orientazione delle fratture.

In Figura 4.11 sono riportati dei dati reali acquisiti nel mare del Nord, in cui sono riportate le componenti radiale e trasversale in funzione dell'azimut tra sorgente e ricevitore. Ciascuna traccia indica una direzione azimutale diversa. Si osservi come la componente radiale non cambia da traccia a traccia, mentre la componente trasversale ha una variazione di polarità ogni 90° . Da questi dati, applicando la rotazione dei dati, si può ottenere le componenti veloce e lenta dell'onda S, minimizzando l'energia rispetto alla componente trasversale.

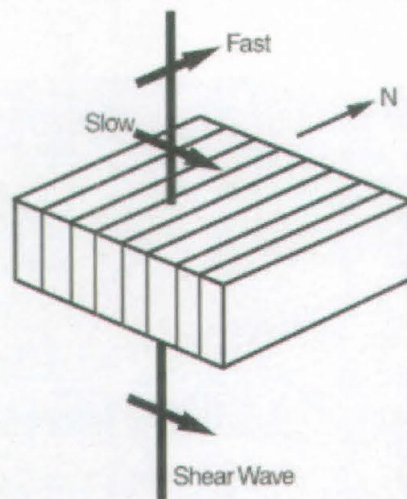


FIG. 4.10 Splitting dell'onda S in un mezzo con anisotropia azimutale.

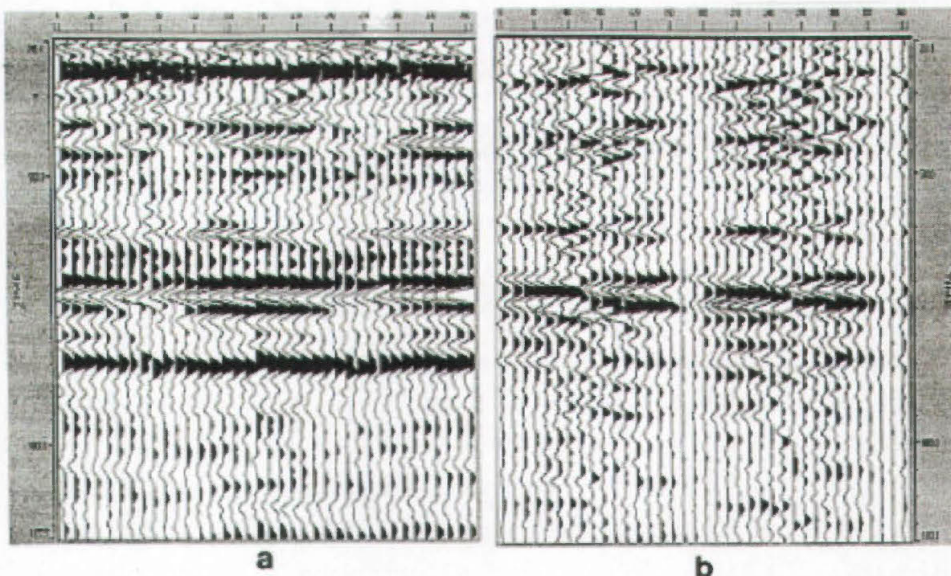


FIG. 4.11 Splitting delle onde S come osservato nei dati sismici acquisiti nel mare del Nord: componente radiale (a) e trasversale (b) in funzione dell'azimut (Yilmaz, 2001).

4.5 L'ANISOTROPIA DELLA CROSTA INFERIORE

La maggior parte della conoscenza delle strutture profonde è ottenuta da metodi sismici: dai profili a riflessione per fornire un'immagine delle strutture e dai profili a rifrazione sismica e a grande angolo per determinare sia le strutture geometriche che le velocità sismiche. Molti componenti della crosta profonda sembrano essere isotropi (Holbrook et al., 1992), come dedotto dalle misure indirette di sismica e misurato attraverso misure dirette di laboratorio, ma ci sono svariate evidenze di anisotropie crostali in diverse situazioni geologiche, sia da misure dirette e indirette, come riportato nel seguito di questo paragrafo, nel paragrafo 4.6 e nell'Allegato 4.

L'assunzione di isotropia è valida solo per rocce di segmenti crostali con una distribuzione casuale degli strati delle rocce, dei minerali, delle microfratture, dei pori e così via (Weiss et al., 1999). In alcuni casi, l'anisotropia sismica è stata usata come una possibile spiegazione della forte riflettività osservata nei livelli crostali profondi (per esempio, Jones e Nur, 1984; Luschen et al., 1990; Seigesmund et al., 1991, 1996). La principale indicazione dell'anisotropia è lo splitting delle onde S, come osservato nella crosta inferiore laminata nell'area geotermica della Germania meridionale (nell'area di Urach), dove è stato osservato uno splitting compreso tra 6% e 13% (Rabbel e Luschen, 1996; Rabbel et al., 1998). Al contrario, ci sono delle rocche che esibiscono anisotropia importante da misure di laboratorio. Purtroppo, misure sulle velocità sismiche eseguite in laboratorio, che descrivono la completa dipendenza dalla direzione delle velocità sismiche, sono molto difficili da ottenere e quindi sono raramente riportati in letteratura.

Diversi autori (per esempio, Weiss et al., 1999; Okaya et al., 2004) hanno indicato che la causa principale dell'anisotropia osservata a livello crostale è l'anisotropia intrinseca. L'effetto dell'anisotropia può essere evidenziato a diverse scale; nel seguito vengono considerati i seguenti casi:

1. l'anisotropia cristallina,
2. l'anisotropia delle rocche crostali
3. l'anisotropia media dell'intero segmento crostale.

Prima di discutere l'anisotropia a diverse scale, da microscopica a chilometrica, consideriamo sull'anisotropia di rocche dal punto di vista dei loro costituenti, che possono essere distribuiti nel volume in diversi modi. Infatti, in una roccia, l'anisotropia non è data solo dall'anisotropia dei reticoli dei minerali che la compongono, ma anche dall'orientazione preferenziale delle microfratture. Generalmente, la tessitura di una data fase di un minerale che compone la roccia è determinata dalla misura dell'orientazione del singolo cristallo. La velocità di una roccia può essere calcolata considerando la media delle costanti elastiche dei rispettivi minerali che la compongono. Consideriamo un determinato parametro e supponiamo di voler conoscere il valore equivalente di un composto, di cui sono noti i singoli valori dei parametri dei ciascun costituente. I limiti fisici, che definiscono il valore massimo e

minimo del parametro elastico equivalente, sono definiti dalla media di Voigt e Reuss. In particolare, la media di Voigt assume che gli sforzi del composto e della roccia equivalente sono costanti, mentre la media di Reuss assume che le deformazioni sono costanti all'interno del volume (per esempio, Schon, 1996). Fisicamente, mediare nel limite di Voigt significa assumere che i singoli composti sono distribuiti uniformemente nel volume, mentre nel caso del modello di Reuss si assume implicitamente una distribuzione casuale dei composti nel volume. Alcuni autori preferiscono considerare la media tra i due modi di calcolare il parametro elastico equivalente di un composto; una tale media si definisce di Voigt-Reuss-Hill. Generalmente, nel caso di un composto solido, si preferisce considerare la media di Voigt (per esempio, Seigsmund e Dahms, 1994).

Esiste anche un altro tipo di media, la media di Backus (Backus, 1962), che viene utilizzata nel caso in cui sia presente una stratificazione sottile. In questo caso, anche se i singoli strati sono isotropi, il risultato è una effettiva anisotropia di tipo VTI. La media di Backus è stata generalizzata a un mezzo stratificato anisotropo (Schonberg e Muir, 1989), e può essere applicato anche per calcolare l'anisotropia causata dalla somma di strati anisotropi nella crosta inferiore (Weiss et al., 1999).

4.5.1 ANISOTROPIA A SCALA CRISTALLINA

La maggior parte dei minerali che compongono una roccia presenta una anisotropia pronunciata a livello cristallino. La dipendenza dalla direzione delle velocità delle onde P e S e dello splitting dell'onda S può essere correlata con l'orientazione degli assi cristallografici dei singoli minerali. In Figura 4.12 sono riportate le anisotropie di alcune rocce che sono presenti nella crosta inferiore, in particolare la biotite, l'olivina, la bronzite, la sillimanite, la cordierite, la orneblenda, la plagioclasio e la diopside. Come si può notare dalla Figura 4.12, l'anisotropia è strettamente legata alla simmetria del cristallo. Per esempio, la biotite può essere considerata con simmetria esagonale, poichè le differenze di velocità nelle direzioni di entrambi gli assi a e b sono quasi zero. Il massimo della velocità delle onde P e dello splitting dell'onda S avviene perpendicolarmente all'asse c , mentre è presente un minimo parallelamente a quest'asse. L'olivina, invece, ha simmetria ortorombica, come la bronzite, la sillimanite e la cordierite. L'orneblenda e la diopside sono minerali monoclini, mentre il plagioclasio è triclino, anche se spesso in letteratura è considerato monoclini. Riassumendo le caratteristiche descritte nella Figura 4.11, si può affermare che questi minerali tipici della crosta inferiore manifestano un importante splitting dell'onda S. Come già discusso, la distribuzione della velocità dell'onda P è correlabile alla simmetria del cristallo. In Tabella 4.1 sono riportate le anisotropie dell'onda P, dove l'anisotropia è definita dalla seguente relazione:

$$A = \frac{V_{P \max} - V_{P \min}}{V_{P \max}} \quad (4.15)$$

Il cristallo con maggiore anisotropia è la biotite; quindi anche piccole concentrazioni di questo cristallo all'interno di una roccia, possono comportare anisotropie importanti.

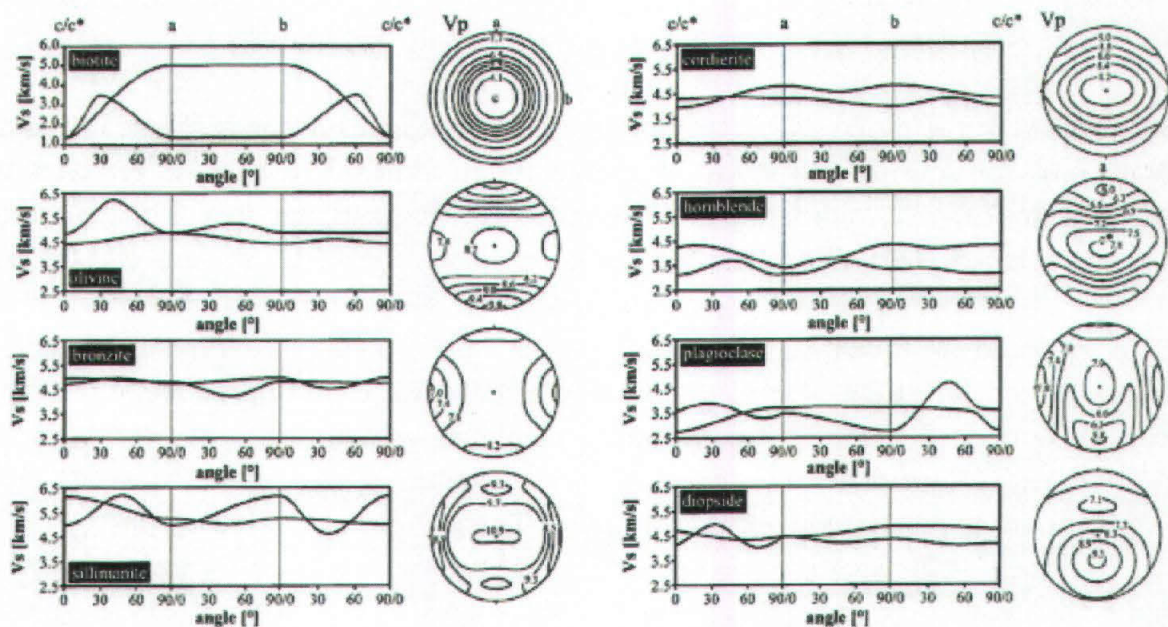


FIG. 4.12. Velocità di alcuni singoli cristalli tipici delle rocce della crosta. Le velocità delle onde S sono mostrate nei piani definiti da due degli assi cristallografici (assi a, b, e c per simmetria ortorombica, a, b, e c* per simmetria monoclinica e triclina). Per la relativa bibliografia, si veda Tabella 4.1.

CRISTALLO	ANISOTROPIA	BIBLIOGRAFIA
BIOTITE	46.7 %	Belikov et al., 1970
OLIVINA	20.4 %	Kumazawa e Anderson (1969)
BRONZITE	14.6 %	Frisillo e Barsch, 1972
SILLIMANITE	22.0 %	Vaughan e Weidner, 1978
CORDIERITE	8.9 %	Tobhill et al., 1999
ORNEBLENDA	23.1 %	Aleksandrov e Ryzhova, 1961
PLAGIOCLASIO	25.6 %	Aleksandrov et al., 1974
DIOPSIDE	23.7 %	Levien et al., 1979

TABELLA 4.1. Anisotropie dell'onda P di alcuni cristalli con la relativa bibliografia.

4.5.2 ANISOTROPIA DEI POLICRISTALLI

Consideriamo ora l'anisotropia delle rocce cristalline, cioè consideriamo una roccia costituita da alcuni dei cristalli tipici della crosta inferiore, riportati nel paragrafo precedente. Per meglio rappresentare l'anisotropia di un policristallo, consideriamo i risultati ottenuti da Weiss et al. (1999) su un campione reale, in particolare un anfibolo

provveniente dalle Montagne Spessart in Germania. Questo campione è costituito per 58% da orneblenda, per 40% da plagioclasio e per il 2% da altri minerali. Sono state eseguite 132 misure della velocità delle onde P in diverse direzioni a una pressione di confinamento di 400 MPa, mentre le onde S sono ottenuti da tre campioni cilindrici campionati lungo le tre direzioni indipendenti dello spazio. A basse pressioni, l'anisotropia è causata da una combinazione dell'anisotropia intrinseca (non dipendente dalle microfratture) e dell'anisotropia legata all'allineamento delle microfratture. Ad alte pressione, sopra i 100 MPa, le microfratture sono principalmente chiuse e quindi è presente solo l'anisotropia intrinseca. La differenza tra le misure a basse e alte pressioni, quindi, può essere utilizzata per quantificare la simmetria e la grandezza dell'anisotropia correlata alle microfratture (Arts et al., 1996). Le misure effettuate sul campione di anfibolo, quindi, possono rilevare solo l'anisotropia intrinseca. In Figura 4.13 è riportata la distribuzione della velocità delle onde P interpolata sulle 132 direzioni considerate e le velocità delle onde S nelle tre direzioni. Si osservi come la velocità delle onde P vari tra 6.4 e 7.38 km/s, mentre la velocità dell'onda S varia tra 3.65 e 4.9 km/s. La distribuzione della velocità dell'onda P suggerisce una simmetria ortorombica del campione, con una anisotropia dell'onda P pari a 13.3 %.

In Tabella 4.2 sono riportate le velocità minime e massime delle onde P delle più comuni rocce della crosta inferiore e le rispettive anisotropie. Si noti l'alta anisotropia osservata nella metapelite, così come osservato anche in altri campioni, come per esempio nella zona di Ivrea-Verbanò, in cui la metapelite raggiunge un'anisotropia in un intervallo che varia da 10% a 26% (Burlini, 1994). A riguardo delle diverse facies anfibolo e granulite è necessaria una spiegazione; in letteratura le prime sono comunemente chiamate kinzigite mentre le seconde strombolite. La transizione da anfibolo a granulite è caratterizzata da un cambiamento di tessitura, dalla riduzione nel contenuto di biotite (e questo spiega la diminuzione dell'anisotropia tra i due tipi di metapelite), la crescita dell'abbondanza granato, la presenza di sillimanite e di ortopirosseno nelle rocce mafiche meta-igne. Le rocce mafiche, al contrario, mostrano generalmente una anisotropia minore.

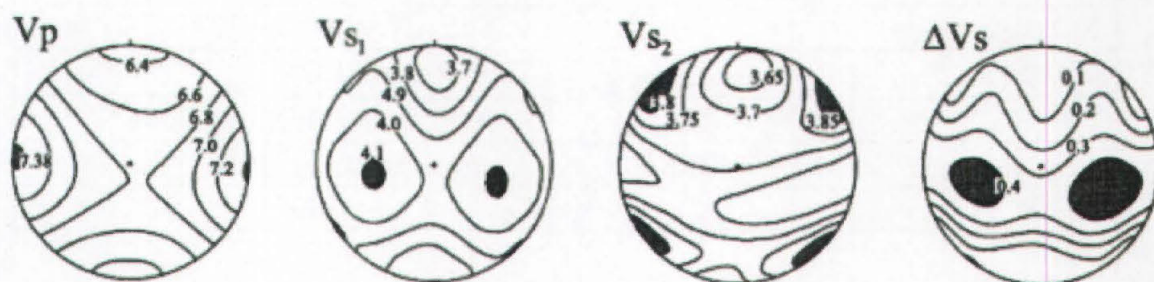


FIG. 4.13. Distribuzione della velocità dell'onda P (sinistra) del campione di anfibolo ottenuto dall'interpolazione lungo 132 direzioni alla pressione di confinamento pari a 400 MPa. Sono riportate anche le velocità delle onde S nelle tre direzioni (Weiss et al., 1999).

ROCCIA	V _P MINIMA (KM/S)	V _P MASSIMA (KM/S)	ANISOTROPIA (%)	BIBLIOGRAFIA
GNEISS FELSICO	6.25	6.85	8.8	Seigsmund et al., 1996
GNEISS MAFICO	6.6	7.2	8.3	Seigsmund, 1996; Weiss, 1998
METAPELITE (FACIES ANFIBOLO)	5.6	6.8	17.6	Barroul, 1993
METAPELITE (FACIES GRANULITE)	7.3	7.5	2.7	Barroul e Mainprice, 1993
GABBRO	6.9	7.2	4.2	Barroul e Mainprice, 1993
METAGABBRO	6.9	7.6	9.2	Dornbusch, 1995; Weiss, 1998

TABELLA 4.2 Velocità delle onde P minime e massime e relativa anisotropia di alcune rocce della crosta inferiore, in cui sono state indicati i riferimenti bibliografici.

Per enfatizzare l'anisotropia di alcune rocce cristalline, in Figura 4.14 sono riportati i rapporti di Poisson per le velocità delle onde P e delle onde S.

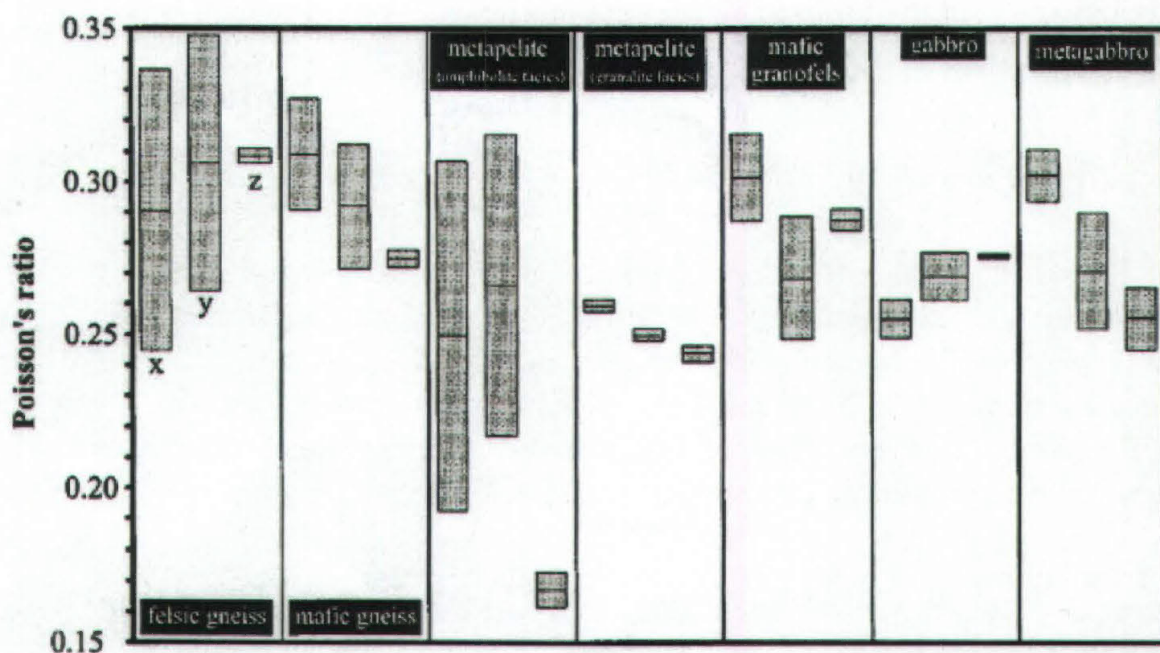


FIG. 4.14 Possibile variazione del rapporto di Poisson causato dall'anisotropia sismica (Weiss et al., 1999).

4.5.3 ANISOTROPIA SISMICA DELLA CROSTA INFERIORE

Dall'analisi dei dati sismici è possibile determinare velocità sismiche solo entro intervalli chilometrici specie entro la crosta intermedia e inferiore. Quindi, la stima dell'anisotropia della crosta inferiore include una ulteriore media, questa volta a scala chilometrica, tra le diverse rocce che vi possono essere presenti. L'anisotropia sismica è particolarmente elevata per strutture stratificate. I processi tettonici possono produrre ri-orientazione dei cristalli e/o ri-cristallizzazione durante il metamorfismo con una conseguente foliazione o scistosità. In questi casi, l'orientazione e l'anisotropia può essere anche studiata per avere informazioni sulla deformazione crostale: l'identificazione e la quantificazione dell'anisotropia può essere un approccio valido per mappare la geometria e l'intensità dei processi tettonici. Un'altra causa che può indurre anisotropia è il flusso di magma; esso, infatti, può orientare i cristalli lungo la direzione del flusso stesso. Helbig (1994) ha osservato che le microfratture possono aprirsi e orientarsi a causa di sforzi principali differenziali. Negli strati metamorfici esposti a processi tettonici sono quindi spesso presenti orientazioni preferenziali dei cristalli; l'anisotropia dell'onda P nelle rocce crostali con foliazione (come scisti, gneiss e anfiboli) può essere superiore a 20% (Godfrey et al., 2000), mentre nelle rocce del mantello con grandi concentrazioni di olivina l'anisotropia ha un valore medio di circa 5-6% (Fountain e Christensen, 1989; Carbonell e Smithson, 1991).

L'anisotropia crostale è stata osservata in diverse aree della Terra. Recentemente, utilizzando analisi di dati sismologici Levin e Park (1997) hanno rilevato una anisotropia nei monti Urali. Levin et al. (2002) hanno determinato anisotropia nella regione del Kamchatka e Zandt et al. (2003) nelle Ande. Shapiro et al. (2004), infine, hanno osservato una relazione tra il assottigliamento della crosta e la presenza di anisotropia nel Tibet.

4.6 ESEMPI DI ANISOTROPIA CROSTALE

Consideriamo alcuni esempi di anisotropie crostale studiate negli ultimi anni. Nell'Allegato 4 viene riportata l'anisotropia crostale rilevata in corrispondenza della crosta inferiore nella Toscana Meridionale rilevata dall'analisi di velocità lungo i due profili quasi-ortogonali (CROP 18B e 03). Il risultato del confronto tra le velocità delle onde P nelle due direzioni (una parallela e l'altra perpendicolare alle principali strutture profonde) rileva un'anisotropia compresa tra 10% e 20%.

4.6.1 L'ANISOTROPIA ATTORNO AL KTB

Nel Sud-Est della Germania è stato perforato un pozzo profondo circa 9 km all'interno del progetto German Continental Deep Drilling (KTB), in un'area caratterizzata da faglie recenti (Luschen et al., 1996). Il pozzo, la mappa geologica attorno al pozzo e la sezione geologica sono riportate in Figura 4.15 (Okaya et al., 2004). Per studiare l'anisotropia dell'area sono state acquisite dei dati VSP a diverso azimuth e offset (*multi-azimuth walkaway vertical seismic profiling, MVSP*), come indicato in Figura 4.15. L'acquisizione consente di ottenere informazioni sulle velocità delle onde P lungo

diverse direzioni. I ricevitori sono stati posti a tre diverse profondità del pozzo: in superficie, a 3.8 km e a 7.8 km. Sono state effettuate una grande quantità di misure in laboratorio per determinare le proprietà petrofisiche a diverse pressioni di confinamento sui campioni estratti dal pozzo (Kern et al., 1991). Utilizzando questi dati, Okaya et al. (2004) hanno calcolato l'anisotropia prevista in prossimità del pozzo nei primi 8 km, assumendo anisotropia TI. I risultati sono indicati in Figura 4.16, in cui il KTB è localizzato a 7 km. Questi dati possono essere confrontati con l'anisotropia ottenuta dall'analisi dei dati MVSP, come riportato in Figura 4.17 per l'unità tettonica-metamorfica, chiamata zona di Erben-dorf-Vohenstrauss. Si può osservare come l'anisotropia ottenuta dall'analisi dei dati sismici è pari a 6%, in buon accordo con l'anisotropia predetta dalle misure di laboratorio pari a 7%. Da questo risultato si deduce che l'anisotropia in questa area è dovuta dall'anisotropia intrinseca delle rocce.

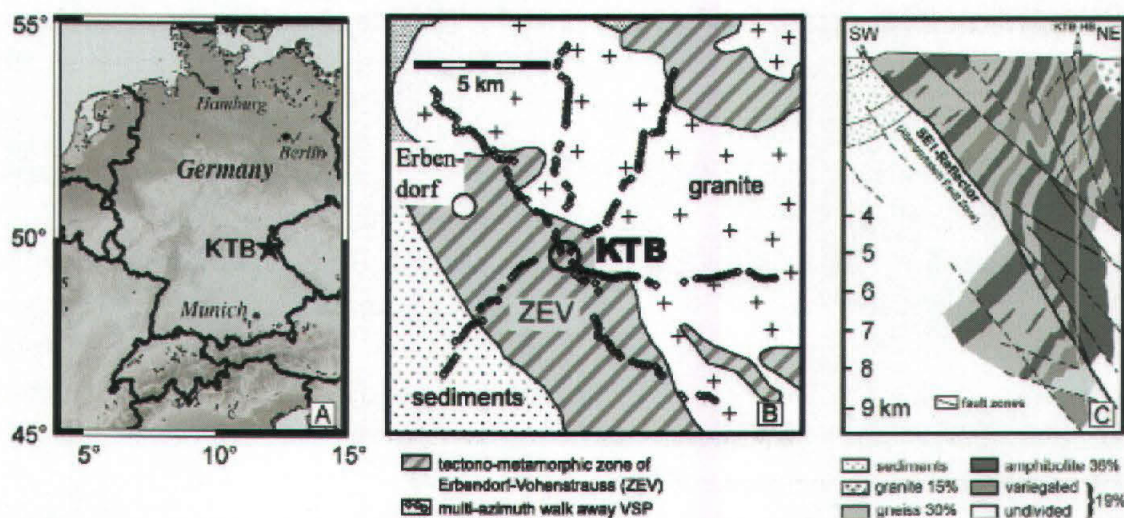


FIG. 4.15. (a) Posizione del pozzo KTB. (b) Mappa geologica del pozzo KTB e delle linee sismiche MVSP. (c) Sezione geologica attorno al pozzo (Okaya et al., 2004).

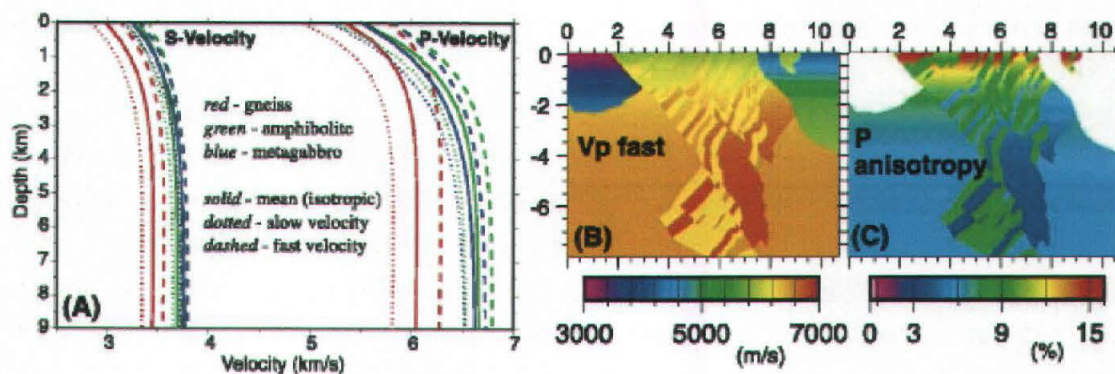


FIG. 4.16. (a) Velocità anisotropica in funzione della profondità delle onde P e S di alcune rocce tipiche estratte dal KTB. Velocità massima dell'onda P (b) e percentuale di anisotropia (c) in funzione della profondità attorno al KTB, localizzato al chilometro 7 (Okaya et al., 2004).

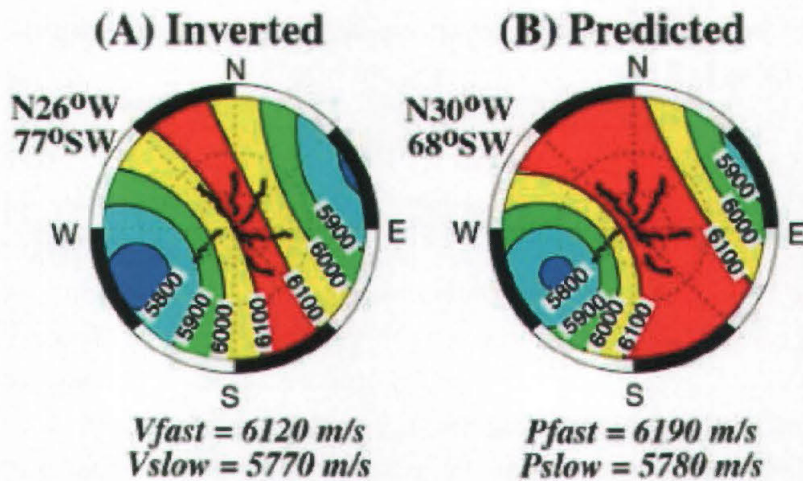


FIG. 4.17. Anisotropia delle onde P attorno al KTB ottenute (a) dall'analisi dei dati sismici MVSP e (b) predette dalle informazioni petrofisiche e geologiche (Okaya et al., 2004).

4.6.2 L'ANISOTROPIA NEI TAURI

Il progetto europeo TRANSALP tra il 1998 e il 2001 ha acquisito dati sismici profondi all'interno di un'area attraverso le Alpi, che si estende per 340 km e larga circa 40 km, da Venezia a Monaco (Luschen et al., 2003). In Figura 4.18 è riportata la mappa di posizione; come si può osservare sono stati acquisiti un profilo principale da Nord a Sud e sette cross-line lungo il profilo. Lo schema della geometria di acquisizione, riportata in Figura 4.19, indica che i ricevitori posti lungo la cross-line acquiscono le velocità delle onde P a diversi azimuth. In questo modo è possibile calcolare la velocità media dai tempi dei primi arrivi per diversi azimuth e offset.

Anche se si considerano i dati non elaborati e quindi si trascurano gli effetti della topografia e gli effetti di superficie, è chiara una relazione tra velocità e l'azimuth e l'offset lungo le cross-line denominate Q3 (localizzata a Nord dei Tauri) e Q5 (localizzata nell'area dei Tauri; Millahn et al., 2005). Come ci si aspetta, la velocità cresce con l'offset fino a raggiungere un valore di regime. Questo andamento in funzione della pressione di confinamento è tipico ed è ben descritto dalle misure di laboratorio, che indicano che la velocità cresce al crescere della pressione di confinamento fino al raggiungimento di una velocità massima, cioè nel momento in cui tutte le fratture e microfratture sono chiuse a causa dell'alta pressione (si veda per esempio la Figura 3.11). Per quanto riguarda l'azimuth, le velocità di propagazione delle onde che viaggiano nella direzione Est-Ovest (azimuth 90° e 270°) sono sistematicamente più alte del 10% rispetto alle velocità di propagazione delle onde che viaggiano nella direzione Nord-Sud (azimuth 0° e 180°). Questo andamento è in accordo con le osservazioni ottenute in laboratorio su campioni estratti attorno ai Tauri che mostrano una compressione Nord-Sud e uno stretching nella direzione Est-Ovest causata da paleodeformazioni (Lammerer e Weger, 1998). Inoltre, come conferma della presenza di anisotropia, è stata osservato uno splitting delle onde S negli scoppi registrati nella direzione Est-Ovest. Poiché le altre cross-line non presentano evidenze di anisotropia, è

chiaro che l'anisotropia in questa area è causata da paleo-deformazioni tettoniche legate alla presenza dei Tauri (Millahn et al., 2005).

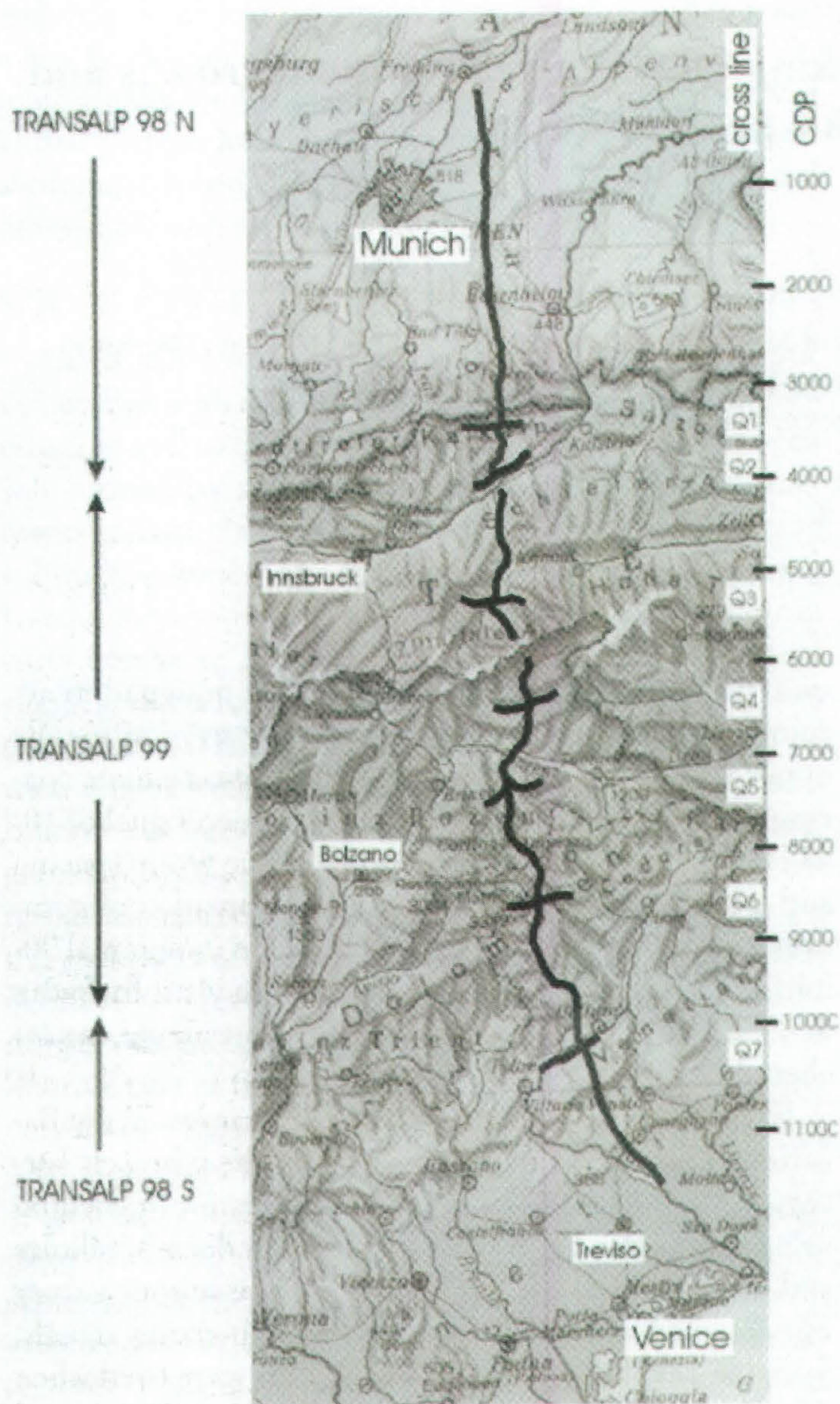


FIG. 4.18 Mappa di posizione dell'area di indagine di TRANSALP (Luschen et al., 2003).

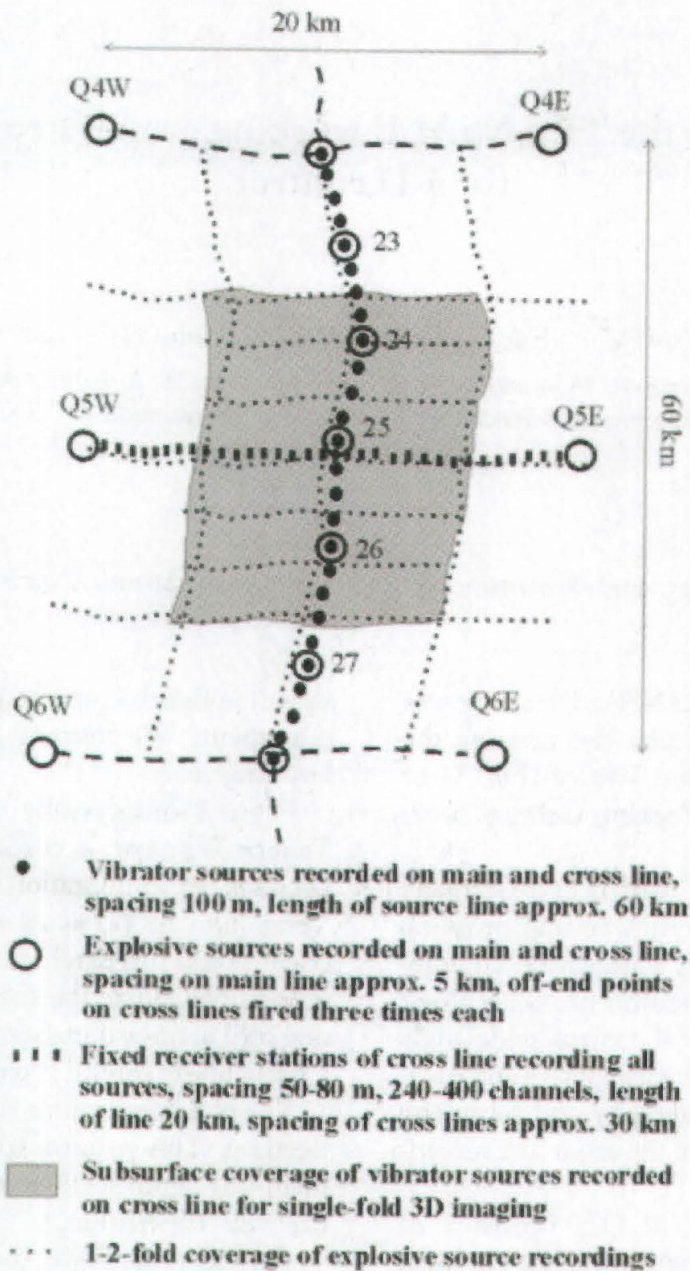


FIG. 4.19 Geometria di acquisizione delle cross-line (Millahn et al., 2003).

In Figura 4.20 sono riportate le sezioni in-line (direzione Nord-Sud) e cross-line (direzione Ovest-Est) ottenute da una migrazione 3D pre-stack in profondità dei dati acquisiti attorno alla linea cross-line Q3. Il risultato della migrazione indica la presenza di eventi pendenti verso Sud tra 0 e 15 km in profondità. Si noti come la linea cross-line presenta strutture bidimensionali; questo significa che la linea principale dell'acquisizione TRANSALP è posizionata perpendicolarmente alle principali strutture.

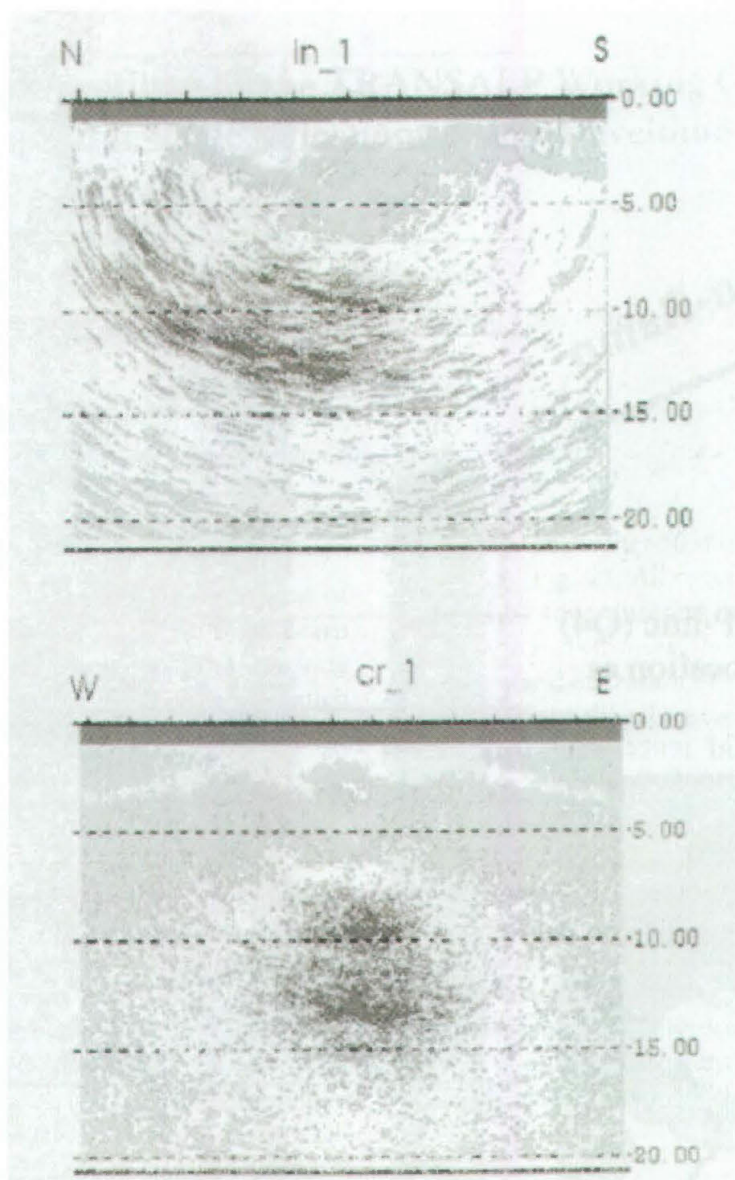


FIG. 4.20 Esempi di migrazioni 3D pre-stack in profondità della cross-line Q3. In alto è riportata la in-line, mentre sotto la cross-line. La scala orizzontale è pari a 26 km (Millahn et al., 2003).

4.6.3 L'ANISOTROPIA NELL'ISOLA SOUTH (NUOVA ZELANDA)

Diversi studi, come analisi di laboratorio su campioni di roccia e analisi di dati sismici attivi e passivi, indicano la presenza di una crosta inferiore anisotropa di circa il 20%, in prossimità del sistema di faglie Malborough nell'isola South nella Nuova Zelanda (per esempio, Wilson et al., 2004; Godfrey et al., 2000; Figura 4.21).

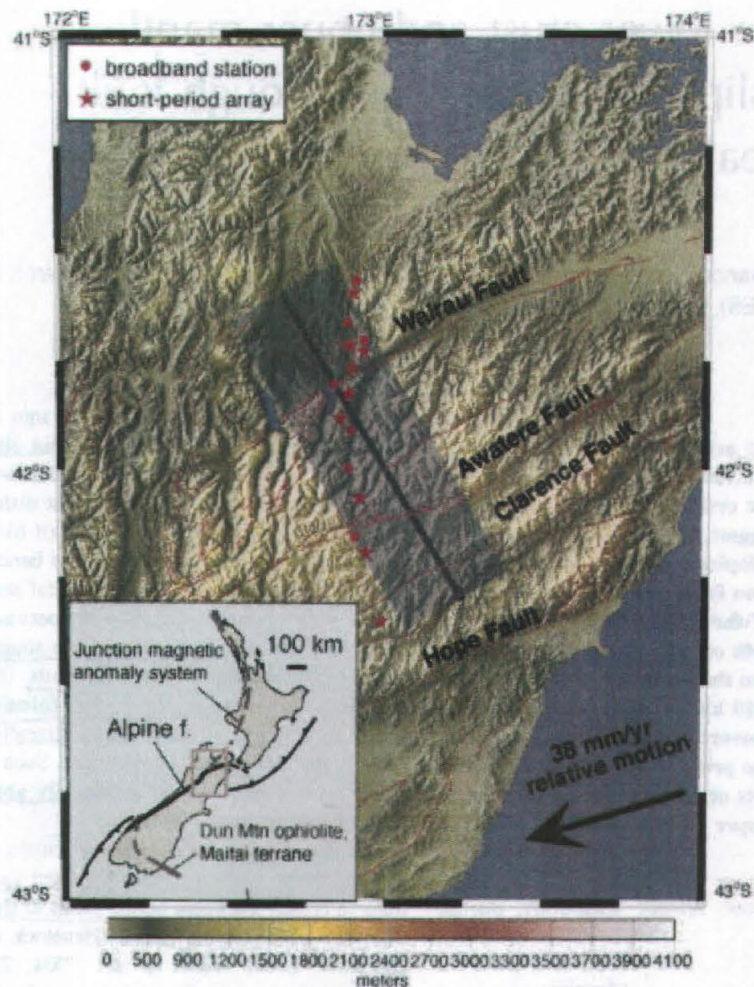


FIG. 4.21 Mappa topografica dell'isola South con il sistema di faglie Malborough. L'inserito indica l'assetto tettonico della Nuova Zelanda (Wilson et al., 2004).

Per determinare il modello crostale che meglio descrive l'area, Wilson et al. (2004) hanno considerato due modelli in una zona di faglie a scorrimento orizzontale (*strike-slip*), rappresentati in Figura 4.22. Nel modello A si suppone che la deformazione della crosta inferiore e del mantello superiore sia distribuita in una area; in questo caso la profondità della Moho deve variare dolcemente senza una brusca variazione della profondità attorno alla faglia. La deformazione della crosta media e inferiore varia spazialmente, come descritto in Figura 4.22. Le rocce, quindi, tendono ad avere un'anisotropia sub-orizzontale, quasi parallela alla zona di variazione della Moho, producendo una foliazione attraverso la crosta superiore fagliata. Il modello A, quindi, comporta una zona di taglio per accomodare la variazione verticale della deformazione. In questa situazione ci si aspetta alta anisotropia. Il modello B, invece, suppone una zona di taglio molto sottile, che produce uno scalino nella profondità della Moho di circa 5 km. In questo modello, tutta la deformazione è concentrata lungo la zona verticale di taglio, lasciando il resto della crosta indeformata. Quest'ultimo modello è stato suggerito dai risultati recenti di diversi autori che determinano variazioni nello spessore crostale in prossimità di faglie che attraversano la Moho (Henstock e Levander, 2000; Weber et al., 2004; Zhu, 2000).

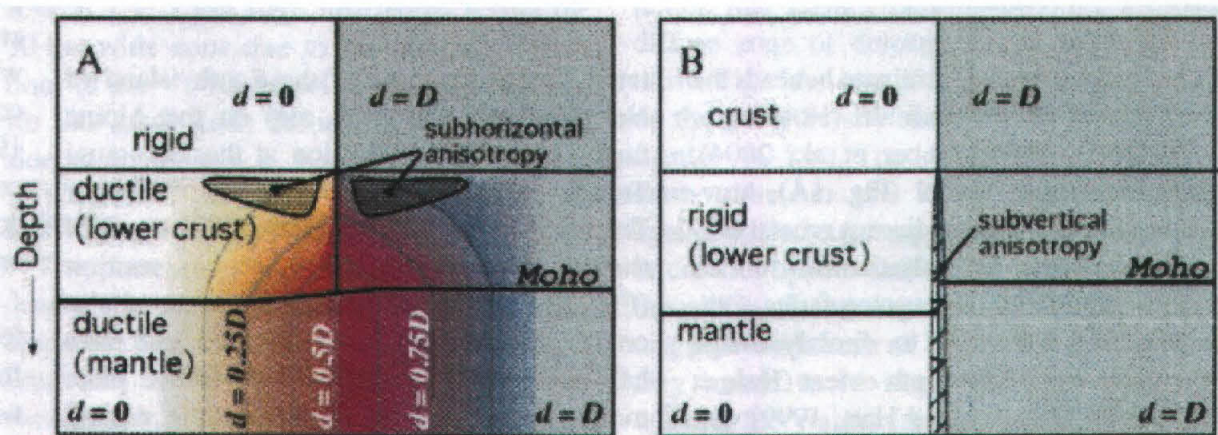


FIG. 4.22 Modelli che descrivono la deformazione in un'area interessata da faglie a scorrimento orizzontale. Il parametro d indica la variazione spaziale dello spostamento attorno all'area fagliata. A: distribuzione della deformazione nella crosta inferiore e nel mantello, come indicato dai colori. B: deformazione concentrata attorno alla faglia che taglia la crosta inferiore e la Moho (Wilson et al., 2004).

Per determinare quale modello descrive con maggiore affidabilità l'area, sono stati utilizzati cinque *array* di sismometri a tre componenti di 2 Hz. I dati osservati sono stati confrontati con dati sintetici ottenuti considerando i due modelli crostali. Il confronto indica che il modello A rappresenta meglio i dati osservati, riuscendo a giustificare l'alta anisotropia (circa 20%) osservata da misure di laboratorio (Godfrey et al., 2000) al di sotto dei 15 km di profondità. Inoltre, dall'analisi dei dati Wilson et al. (2004) hanno determinato che l'anisotropia interessa un'area larga circa 60 km, suggerendo che anche la Moho è disturbata per un numero di chilometri dello stesso ordine di grandezza.

4.6.4 L'ANISOTROPIA NELLA ZONA DI IVREA-VERBANO (ALPI OCCIDENTALI)

Consideriamo i dati disponibili nella zona di Ivrea (nelle Alpi Occidentali). In Figura 4.23 è riportata la mappa geologica semplificata dell'area (Sinigoi et al., 2003). La zona di Ivrea è caratterizzata da due sezioni diverse, la Val Strona e la Val Sesia.

La Val Strona è costituita principalmente da metapelite nella parte superiore e stromboliti e anfiboli nella parte inferiore della crosta (Bertolani, 1968). Al contrario la Val Sesia è costituita principalmente da rocce mafiche e ultramafiche (Rivalenti et al., 1984; Voshage et al., 1990), in cui sono presenti intrusioni del mantello in modo stratificato (Rivalenti et al., 1975; Garuti et al., 1979; Rutter et al., 1993; Quick et al., 1994; Sinigoi et al., 2003). Queste intrusioni sono generalmente riferite a *underplating* magmatico e sono state ampiamente studiate da Sinigoi et al. (2003). Il calore rilasciato alla base della crosta induce anatessi nelle rocce crostali con la produzione di granitoidi, che possono facilmente migrare nei livelli crostali superiori, lasciando progressivamente restiti, che è il prodotto residuo del processo di fusione, cioè rocce metamorfiche e refrattarie. In Figura 4.24 sono riportati i profili di velocità e di densità nelle due valli della zona di Ivrea.

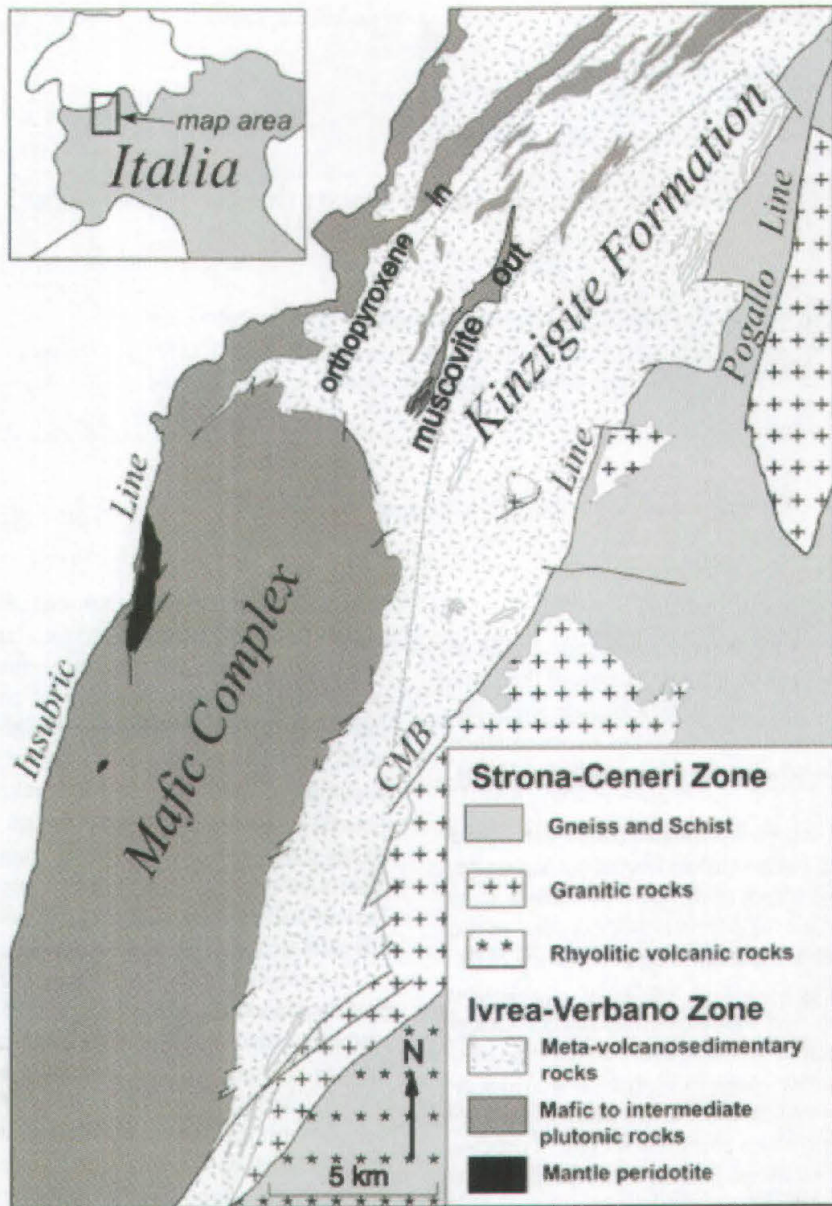


FIG. 4.23 Mappa geologica semplificata della zona di Ivrea-Verbano, come riportato da Sinigoi et al. (2003).

Nella Val Strona è presente una anisotropia di tipo VTI associata a una forte stratificazione sottile lungo l'intera sezione, mentre nella Val Sesia la consistente presenza del gabbro riduce l'anisotropia delle onde S e rende la velocità P massima nella direzione perpendicolare alla foliazione. Si noti come sia presente una stratificazione (laminazione) solo nella parte più profonda, come riportato in Figura 4.24.

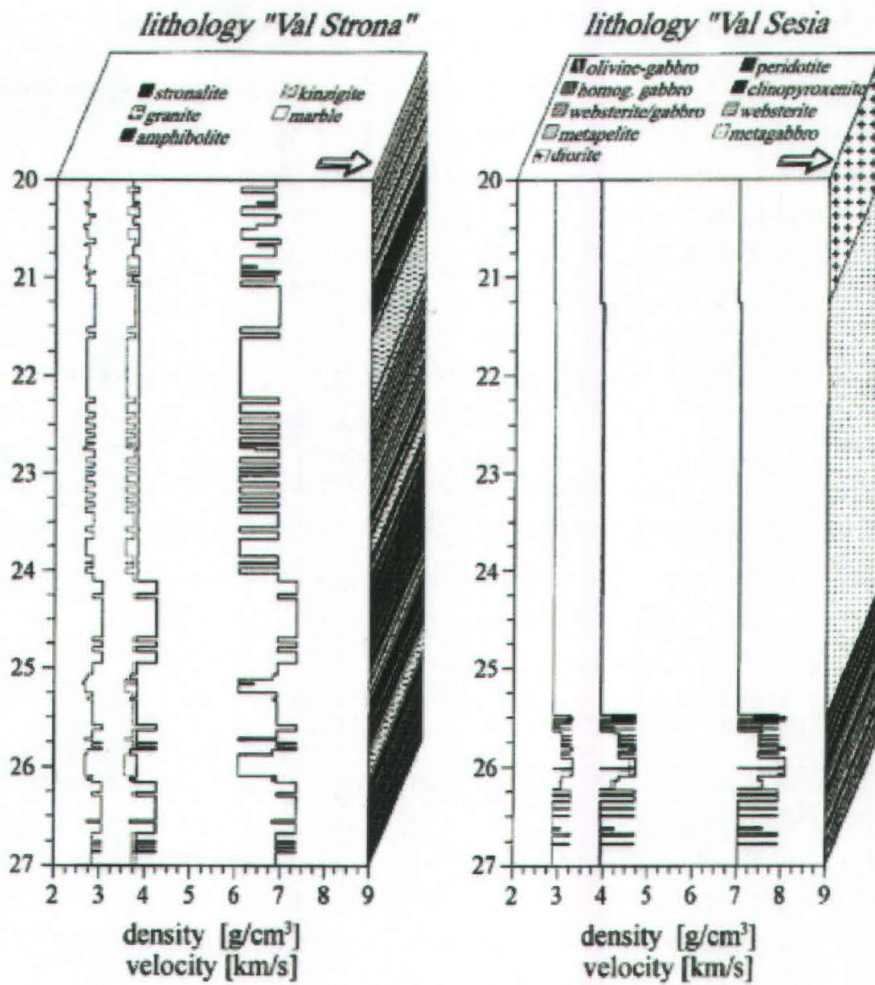


FIG. 4.24. Composizione litologica, densità e velocità sismica delle onde P e S (da analisi modali) in funzione della profondità in prossimità della Val Strona (sinistra) e della Val Sesia (destra; Weiss et al., 1999).

4.7 BIBLIOGRAFIA

- Aleksandrov, K.S., Alchikov, U.V., Belikov, B.P., Zaslavskii, B.I., and Krupnyi, A.I., 1974. Velocities of elastic waves in minerals at atmospheric pressure and increasing precision of elastic constants by means of EVM. *Izv. Acad. Sci. USSR, Geol. Ser.*, 10: 15-24.
- Aleksandrov, K.S., and Ryzhova, T.V., 1961. The elastic properties of rock-forming minerals II: layered silicates. *Izv. Acad. Sci. USSR, Geophys. Phys. Solid Earth*: 1165-1168.
- Alford, R.M., 1986. Shear data in the presence of azimuthal anisotropy. 56th SEG meeting, Expanded Abstract: 476-479.
- Alkhalifah, T., Tsvankin, I., Larner, K., and Toldi, J., 1996. Velocity analysis and imaging in transversely isotropic media: Methodology and a case study. *The Leading Edge*: 371-378.
- Alkhalifah, T., and Tsvankin, I., 1995. Velocity analysis for transversely isotropic media. *Geophysics*, 60: 1550-1566.
- Arts, R.J., Rasolofosaon, P.N.J., and Zinsner, B., 1996. Experimental and theoretical tools for characterizing anisotropy due to mechanical defects in rocks under varying pore and confining pressure. In *Seismic Anisotropy*, eds. S.E. Fjaer, R.M. Holt and J.S. Rathore. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK: 384-432.
- Backus, G.E., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.*, 67: 4427-4440.
- Barroul, G., 1993. *Petrophysique de la croûte inférieure. Role de l'anisotropie sismique sur la réflectivité et le déphasage des ondes*. Ph.D. Thesis, Univ. Des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 271 pp.
- Barroul, G., and Mainprice, D., 1993. 3-D seismic velocities calculated from lattice-preferred orientation and reflectivity of a lower crustal section: Examples of the Val Sesia section (Ivrea zone, Northern Italy). *Geophys. J. Int.*, 115: 1169-1188.
- Belikov, B.P., Aleksandrov, K.S., and Ryzhova, T.A., 1970. Elastic properties of rock-forming minerals and rocks, with appended tables of the elastic constants of the principal types of rocks. *Izd. Nauka*: 276.
- Bertolani, M., 1968. *La petrografia della Valle Strona (Alpi occidentali italiane)*. *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, 48: 695-732.
- Burlini, L., 1994. A model for the calculation of the seismic properties of geologic units. *Surv. In Geoph.*, 15: 593-617.
- Bush, I., and Crampin, S., 1987. Observation of EDA and PTL anisotropy in shear-wave VSP. Expanded Abstracts, 57th Annual International Meeting of the Society of Exploration Geophysicists: 646-659.
- Carbonell, R., and Smithson, S.B., 1991. Large scale anisotropy within the crust in the Basin and Range province. *Geology*, 19: 698-701.
- Daley, P.F., and Hron, F., 1979. Reflection and transmission coefficients for seismic waves in ellipsoidally anisotropic media. *Geophysics*, 44: 27-38.
- Decandia F. A., Lazzarotto A., Liotta D., Cernobori L. and Nicolich R.; 1988: The CROP-03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 427-439.
- Dornbusch, J., 1995. Gefüge-, Mikrostruktur- und texturuntersuchungen an hochtemperaturscherzonen in granulitfaziellen metabasiten der Ivrea-Zone. *Geotekt. Forsch.*, 83, 94 pp.
- Fountain, D.M., and Christensen, N.I., 1989. Composition of the continental crust and upper mantle: a review. In *Geophysical Framework of the Continental United States*, eds. L.C. Pakiser and W.D. Mooney. *Memoir, Geological Society of America*, 172: 711-742.

- Frisillo, A., L., and Barsch, G.R., 1972. Measurement of single-crystal elastic constants of bronzite as a function of pressure and temperature. *J. Geophys. Res.*, 77: 6360-6368.
- Garuti, G., Rivalenti, G., Rossi, A., and Sinigoi, S., 1979. Mineral equilibria as geotectonic indicators in the ultramafic and related rocks of the Ivrea-Verbanò basin complex (Italian Western Alps): pyroxenes and olivine. *Proc. 2nd Symp. Ivrea-Verbanò Mem. Soc. Geol. Ital.*, 33: 147-160.
- Godfrey, N.J., Christensen, N.I., and Okaya, D.A., 2000. Anisotropy of schists: contribution of crustal anisotropy to active source seismic experiments and shear wave splitting observations. *J. Geophys. Res.*, 105: 27991-28007.
- Helbig, K., 1994. *Foundations of anisotropy for exploration seismics*. Elsevier Sci., New York, 486 pp.
- Henstock, T.J., and Levander, A., 2000. Lithospheric evolution in the wake of the Mendocino triple junction: Structure of the San Andreas fault system at 2 Ma. *Geophysical Journal International*, 140: 237-240.
- Holbrook, W.S., Mooney, W.D., and Christensen, N.I., 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust. In *The Continental Lower Crust*. Eds. D.M. Fountain, R. Arculus and R.W. Ray, *Developments in Geotectonics*, 23: 1-34.
- Jones, T. and Nur, A., 1984. The nature of seismic reflections from deep crustal fault zones. *J. Geophys. Res.*, 89: 3153-3171.
- Kern, H., Schidt, R., and Popp, T., 1991. The velocity and density structure of the 4000 m crustal segment at the KTB drilling site and their relationship to lithological and microstructural characteristics of the rocks: An experimental approach. *Sci. Drill.*, 2: 130-145.
- Kumazawa, M., and Anderson, O.L., 1969. Elastic moduli, pressure derivatives and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite. *J. Geophys. Res.*, 74: 5311-5320.
- Lammerer, B., and Weger, M., 1998. Footwall uplift in a orogenic wedge: The Tauern window in the Eastern Alps of Europe. *Tectonophysics*, 285: 213-230.
- Landau, L.D., and Lifshitz, E.M., 1986. *Theory of elasticity*. 3d ed. Oxford, Pergamon Press.
- Levien, L., Weidner, D.J., and Prewitt, C.T., 1979. Elasticity of diopside. *Phys. And Chem. Of Min.*, 4: 105-113.
- Levin, F.K., 1971. Apparent velocity from dipping interface reflections. *Geophysics*, 36: 510-516.
- Levin, V., and Park, J., 1997. Crustal anisotropy in the Ural Mountains foredeep from teleseismic receiver functions. *Geophys. Res. Lett.*, 24: 1283-1286.
- Levin, V., Park, J., Brandon, M., Lees, J., Peyton, V., Gordeev, E., and Ozerov, A., 2002. Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions. *Tectonophysics*, 358: 233-265.
- Luschen, E., Bram, K., Sollner, W., and Solobev, S., 1996. Nature of seismic reflections and velocities from VSP-experiments and borehole measurements at the KTB deep drilling site in southeast Germany. *Tectonophysics*, 264: 309-326.
- Luschen, E., Gebrande, H., Millahn, K., and Nicolich, R., 2003. Seismic profiling by the TRANSALP Working Group: deep crustal vibroseis and explosive seismic profiling. *Transalp Conference Ext. Abs. of oral and poster presentations, Mem. di Sci. Geol.*, vol. 54 (speciale): 11-14
- Luschen, E., Nolte, B., and Fucks, K., 1990. Shear-wave evidence for an anisotropic lower crust beneath the Black Forest, Southwest Germany. *Tectonophysics*, 173: 483-493.

- MacBeth, C., 1990. Inversion of shear-wave polarizations for anisotropy using three-component offset VSPs. Expanded Abstracts, 60th Annual International Meeting of the Society of Exploration Geophysicists: 1404-1406.
- Millahn K., Lueschen E., Gebrande H. and Transalp Working Group; 2005: Transalp - cross-line recording during the seismic reflection transect in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, in press.
- Millahn, K., Luschen, E., and Gebrande, H., 2003. Seismic profiling by the TRANSALP working group: cross-line recording for 3-D control. *Transalp Conference Ext. Abs. of oral and poster presentations*, Mem. di Sci. Geol., vol. 54 (speciale): 19-22.
- Officer, C.B., 1958. Introduction to the theory of sound transmission with application to the ocean. McGraw-Hill Book Co.
- Okaya, D., Rabbel, W., Beilecke, T., and Hasenclever, J., 2004. P wave material anisotropy of a tectono-metamorphic terrane: An active seismic experiment at the KTB super-deep drill hole, southeast Germany. *Geophysical Research Letters*, 31: L24620, doi: 10.1029/2004GL020855.
- Quick, J.E., Sinigoi, S., and Mayer, A., 1994. Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbanò Zone, Northern Italy. *J. Geophys. Res.*, 11: 21559-21573.
- Rabbel, W., and Luschen, E., 1996. Shear-wave anisotropy of laminated lower crust at the Urach Geothermal anomaly. *Tectonophysics*, 264: 219-233.
- Rabbel, W., Siegesmund, S., Weiss, T., Pohl, M., and Bohlen, T., 1998. Shear-wave anisotropy of laminated lower crust beneath Urach (SW Germany) – A comparison with the exposed lower crustal sections. *Tectonophysics*, 298: 337-356.
- Rivalenti, G., Garuti, G., and Rossi, A., 1975. The origin of the Ivrea-Verbanò basic formation (Western Italian Alps) – Whole rock geochemistry. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94: 1149-1186.
- Rivalenti, G., Rossi, A., Siena, F., and Sinigoi, S., 1984. The layered series of the Ivrea-Verbanò igneous complex, Western Alps, Italy. *Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 33: 77-99.
- Rutter, E.H., Brodie, K.H., and Evans, P.J., 1993. Structural geometry, lower crustal magmatic underplating and lithospheric stretching in the Ivrea-Verbanò zone, Northern Italy. *J. Struct. Geol.*, 15: 647-662.
- Saada, A.S., 1974. *Elasticity: Theory and applications*. Oxford, Pergamon Press.
- Schoenberg, M.E., and Muir, F., 1989. A calculus for finely layered anisotropic media. *Geophys.*, 54: 581-589.
- Schon, J.H., 1996. *Physical properties of rocks: Fundamentals and Principles of petrophysics*. Pergamon Press.
- Siegesmund, S., 1996. The significance of rock-fabrics for the geological interpretation of geophysical anisotropies. *Geotekt. Forsch.*, 85: 1-123.
- Siegesmund, S., and Dahms, M., 1994. Fabric-controlled anisotropy of elastic, magnetic and thermal properties. In *Textures of Geological Materials*, eds. H.J. Bunge, S. Siegesmund, W. Skrotzki, and K. Weber: 353-379.
- Siegesmund, S., Fritsche, M., and Braun, G., 1991. Reflectivity caused by texture-induced anisotropy in mylonites. In *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*, eds. R.O. Meissner, L.D. Brown, H.J. Duerbaum, W. Franke, K. Fuchs, and F. Seifert. *Geodynamics Series*, 22: 291-298.
- Siegesmund, S., Kruhl, J.H., and Luschen, E., 1996. Petrophysical and seismic features of the exposed lower continental crust in Calabria (Italy): Field observation versus modelling. *Geotekt. Forsch.*, 85: 125-163.
- Shapiro, N.M., Ritzwoller, M.H., Molnar, P., and Levin, V., 2004. Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic anisotropy. *Science*, 305: 233-236.

- Sherif, R.E., and Geldart, L.P., 1995. Exploration seismology. Cambridge University Press.
- Sheriff, R.E., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics. Soc Expl. Geophys.
- Sinigoi S., Quick J.E., Peressini G. and Mayer A.; 2003: An example of the Apulian lower crust: the Ivrea-Verbano zone. Transalp Conference Ext. Abs. of oral and poster presentations, Mem. di Sci. Geol., vol. 54 (speciale), 101-104.
- Thomsen, L., 1986. Weak elastic anisotropy. Geophysics, 51: 1954-1966.
- Tobhill, Siegesmund, S., and Bass, J.D., 1999. Elasticity of cordierite. Phys. Chem. Min, 26: 333-343.
- Tsvankin, I., 1995. Normal moveout from dipping reflectors in anisotropic media. Geophysics, 60: 268-284.
- Uren, N.F., Gardner, G.H.F., and McDonald, J.A., 1990a. The migrator's equation for anisotropic media. Geophysics, 55: 1429-1434.
- Uren, N.F., Gardner, G.H.F., and McDonald, J.A., 1990b. Dip moveout in anisotropic media. Geophysics, 55: 863-867.
- Uren, N.F., Gardner, G.H.F., and McDonald, J.A., 1990c. Normal moveout in anisotropic media. Geophysics, 55: 1634-1636.
- Vaughan, M.T., and Weidner, D.J., 1978. The relationship of lasticity and crystal structure in andalusite and sillimanite. Phys. Chem. Min., 3: 133-144.
- Voshage, H., Hofmann, A.W., Mazzucchellu, M. Rivalenti, G., Sinigoi, S., Raczek, I., and Demarchi, G., 1990. Isotopic evidence from Ivrea zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. Nature, 347: 731-736.
- Weber, M., and 43 others, 2004. The crustal structure of the Dead Sea transform: Geophysical Journal International, 156: 655-681.
- Weiss, T., 1998. Gefugeanisotropie and ihre auswirkung auf das seismiche erscheinungsbild: fallbeispiele aus der lithosphare suddeutschlands. Geot. Forschungen, 91: 1-156.
- Weiss, T., Siegesmund, S., Rabbel, W., Bohlen, T., and Pohl, M., 1999. Pure Appl. Geophys., 156: 97-122.
- Wilson, C., Jones, C.H., Molnar, P., Sheehan, A.F., and Boyd, O.S., 2004. Distributed deformation in the lower crust and upper mantle beneath a continental strike-slip fault zone: Marlborough fault system, South Island, New Zeland. Geology, 32: 837-840.
- Winterstein, D.F., 1990. Velocity anisotropy terminology for geophysicists. Geophysics, 55: 1070-1088.
- Yilmaz, O., 2001. Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data. Series: Investigation in Geophysics, vol. 10. Society of Exploration Geophysicists-SEG, Tulsa, OK, 2077 pp.
- Zandt, G.M., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., and Yuan, X., 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, central Andes. Pure Appl. Geophysic., 160: 789-807.
- Zhu, L.P., 2000. Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California, from teleseismic converted waves. Earth and Planetary Science Letters, 179: 183-190.

CONCLUSIONI

L'analisi dei dati sismici disponibili nell'area della Toscana Meridionale, con tecniche innovative per le prospezioni crostali, ha permesso di ottenere informazioni sulle proprietà petrofisiche delle rocce sia della crosta superiore che di quella inferiore. In particolare sulle linee sismiche revisionate si è osservato:

1. nella parte più superficiale (primi 3-5 km) sono presenti diversi riflettori o intervalli riflettenti, il più importante dei quali è conosciuto in letteratura come il riflettore K. Ben evidente sulla linea CROP-18B, nell'area dell'Amiata, la riflettività di K è stata associata, dall'analisi dei dati, ad intervalli con presenza di fluidi in sovrappressione;
2. dai modelli sulle pressioni nei pori analizzati con la teoria di Biot, si può presumere che l'anomalia gravimetrica negativa, osservata nell'area di Larderello e in quella del Monte Amiata sia parzialmente imputabile all'aumento di porosità e alla conseguente diminuzione della densità causata dalla presenza di fluidi in sovrappressione nelle rocce sottese dal riflettore K;
3. nei primi 8-10 km sono presenti anche aree con bassa riflettività che sono associabili a intrusioni magmatiche; la distribuzione delle immagini a bassa riflettività è variabile spazialmente, ma si può notare in tutte e tre le linee esaminate;
4. nelle sezioni sismiche (linee CROP 18 e 03 e gli scoppi *wide-angle*) è osservabile un riflettore quasi piano o con blande ondulazioni, passando dal campo di Larderello a quello del Monte Amiata, a una profondità variabile tra 7 e 10 km, corrispondente a circa 4 s twt, ed associabile ad un'interfaccia corrispondente ad una variazione nelle caratteristiche litologiche delle rocce;
5. sono stati individuati tre principali canali di risalita di materiale magmatico direttamente dalla crosta inferiore (cioè da 20-23 km di profondità) fino alle parti più superficiali: un canale è posto in corrispondenza all'area di sovrapposizione tra le linee CROP 18A e 18B; un canale in prossimità dell'incrocio della linea CROP 18B e 03, e un altro canale nella parte più a sud della linea CROP 18B, in prossimità del Monte Amiata;
6. nell'intervallo associato alla crosta inferiore sono presenti alcuni riflettori pendenti, che possono essere causati dalle risalite magmatiche osservate nell'area

con intrusioni mafiche e con la presenza di restiti, rocce refrattarie, legate ai fenomeni di intrusione dal mantello, fusioni parziali risalite dei fusi. Nella crosta superiore, invece, sono presenti intrusioni magmatiche e trappole di fluidi in sovrappressione;

7. la crosta inferiore è caratterizzata da una forte anisotropia, variabile da 10% a 20%; la direzione veloce corrisponde alla direzione anti-appenninica della linea CROP 03, mentre la direzione lenta è parallela alla linea CROP 18B con direzione NO-SE;
8. la Moho ha una profondità variabile tra i 22 e i 24 km, con approfondimento verso est.

I risultati sopra descritti sono stati schematizzati nella Figura 1, in cui il fluido in sovrappressione è indicata dai volumi azzurri. Le intrusioni magmatiche associate a forti assorbimenti e dispersione delle onde sismiche sono indicate con volumi bianchi. Le frecce gialle indicano i principali canali verticali di risalita. Si noti come i canali sono posizionali lateralmente rispetto alle aree di accumulo dei fluidi e non in corrispondenza di essi.

L'anisotropia è stata considerata come VTI, con piani paralleli isotropi lungo la direzione della linea CROP 03; le linee CROP 18 A e 18B risultano orientate lungo l'asse dei piani isotropi e quindi lungo la direzione in cui la velocità delle onde P è minore.

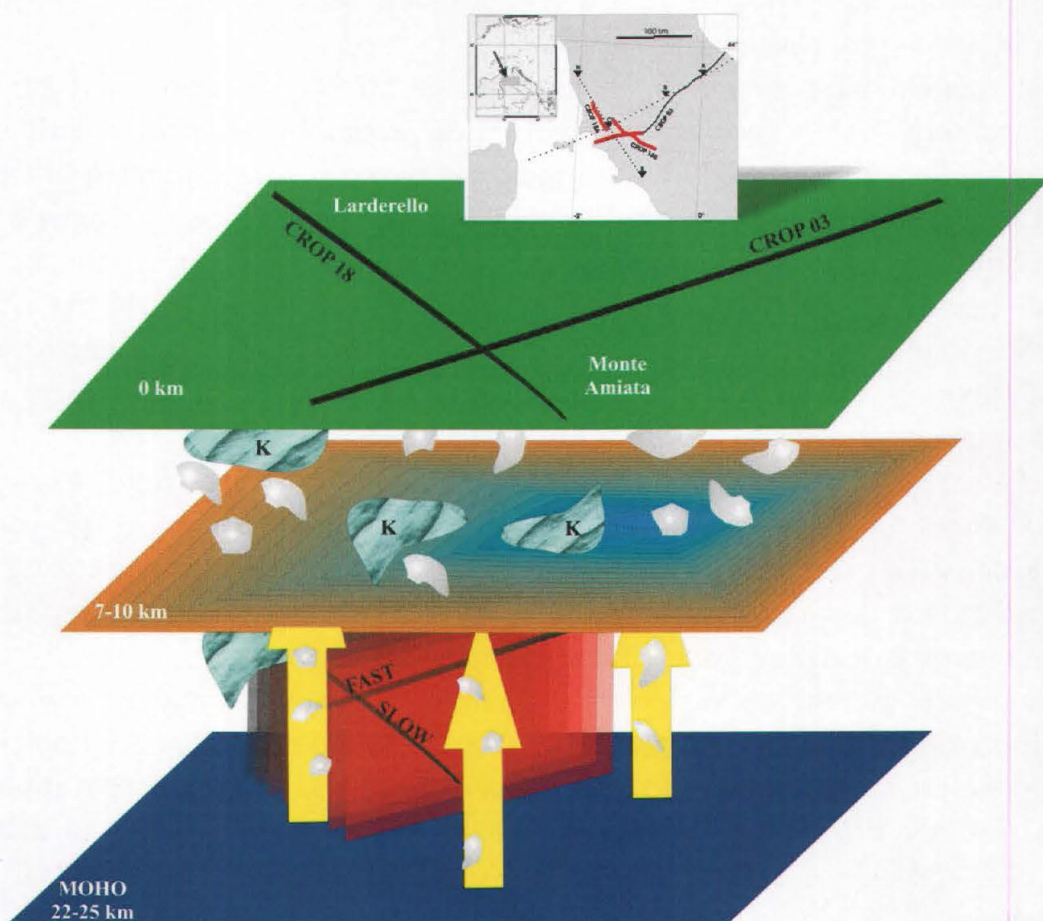


FIG. 1 Modello schematico che riassume i principali risultati ottenuti durante questo lavoro di tesi.

ALLEGATO 1

Il presente articolo, intitolato IMAGING OF CROP-18 DEEP SEISMIC CRUSTAL DATA, e' stato pubblicato nel 2005 nel *Bollettino della Societa' Geologica Italiana*, Volume Speciale n. 3, pp. 195-204.

Imaging of CROP-18 deep seismic crustal data

FLAVIO ACCAINO (*), UMBERTA TINIVELLA (*), GIULIANA ROSSI (*), & RINALDO NICOLICH (**)

ABSTRACT

The re-processing and tomographic inversion of seismic reflection data acquired in southern Tuscany gave an accurate geometric model of the crustal structures in the region of the world-famous geothermal fields of Larderello and Monte Amiata. Accurate velocity analysis and the tomographic velocity model, computed down to 8 km depth, defined a complex geological structure with large horizontal and vertical structural and petrophysical variations. High-amplitude reflectors at intermediate crustal levels, brighter than the previously recognised K-horizon, the principal marker of the investigated area according to the literature, are clearly imaged on either side of the two main crustal domes, corresponding to the Larderello and Monte Amiata geothermal fields. Pre-stack depth migration was used to determine, iteratively, the deepest velocity model and to improve the seismic imaging of the structures.

KEY WORDS: *true-amplitude processing, tomographic velocity, pre-stack depth migration.*

RIASSUNTO

Rappresentazione dei dati sismici crostali CROP-18.

La Toscana meridionale è un'area d'estrema importanza per lo sfruttamento dell'energia geotermica. Per meglio comprendere le strutture crostali e le loro relazioni con il campo geotermico presente nell'area, è stato acquisito il transetto sismico CROP 18 all'interno del progetto CROsta Profonda (CROP). Si tratta di due linee (18-A e 18-B), con una lunghezza di circa 48 e 75 km, rispettivamente. Il lavoro qui presentato può essere riassunto nei seguenti passi: (i) elaborazione delle linee sismiche per ottenere sezioni *stack* e migrazioni *pre-stack* in tempo, (ii) inversione tomografica degli eventi riflessi per ottenere modelli di velocità, (iii) migrazioni *pre-stack* in profondità per migliorare l'immagine sismica. Lo scopo dell'elaborazione dei dati è quello d'incrementare il rapporto segnale/rumore e di conservare le ampiezze reali delle riflessioni, per mantenerne le caratteristiche. Le inversioni tomografiche e le migrazioni *pre-stack* in profondità sono state applicate per ottenere informazioni sulle esatte geometrie delle principali strutture.

La prima fase dell'elaborazione dei dati è stata caratterizzata dalla correzione della perdita d'ampiezza causata dalla divergenza sferica. Una correzione aggiuntiva, il bilanciamento d'ampiezza secondo la procedura *surface consistent*, è stata indispensabile per compensare sia la differenza causata dall'accoppiamento dei geofoni con il terreno sia il diverso contributo in energia d'ogni scoppio. Dopo questi passi, è stata applicata una deconvoluzione *surface consistent*, le correzioni *normal moveout* e quelle statiche. Un filtro *trimmed dip* è stato applicato prima dell'analisi di velocità per rimuovere il *ground roll*. Controlli sugli spettri d'ampiezza hanno assicurato che le procedure scelte non alteravano in modo rilevante le ampiezze spettrali del segnale sismico. Dopo l'applicazione del *normal moveout*, per migliorare il rapporto segnale/rumore, è stata utilizzata una deconvoluzione F-X. Infine, sono state calcolate le correzioni

statiche residue usando la procedura *surface consistent* e sono state prodotte le sezioni *stack* finali.

L'inversione tomografica dei dati crostali profondi presenta diverse difficoltà, specialmente per il *picking* degli eventi. I dati sismici crostali, infatti, sono generalmente caratterizzati da basso rapporto segnale/rumore, da una geometria d'acquisizione non regolare e da bassa copertura. Per aiutare l'operatore che deve effettuare il *picking* nel dominio *pre-stack*, abbiamo interpretato le sezioni *stack* ottenendo un modello iniziale attraverso una conversione in profondità degli orizzonti interpretati con le velocità di *stack*. Il *picking* di questi orizzonti, e il suo raffinamento in modo iterativo (confronto fra arrivi osservati e calcolati sulla base degli orizzonti interpretati), ci ha permesso di ottenere un campo di velocità accurato per i primi 8 km della crosta. I modelli evidenziano alte velocità negli strati superficiali e forti variazioni laterali che sono attribuite alla complessità geologica dell'area. L'affidabilità dei modelli di velocità è stata testata effettuando la migrazione *pre-stack* in profondità. L'uso iterativo della migrazione ha inoltre permesso di determinare un modello indicativo anche per la parte profonda della crosta. I risultati finali forniscono le immagini della geometria delle strutture geologiche fino ad una profondità di 22-24 km.

In conclusione, dall'elaborazione accurata dei dati e da applicazioni di tecniche tomografiche e di migrazione, è possibile ottenere immagini utili per migliorare le conoscenze dell'area investigata.

TERMINI CHIAVE: *elaborazione che preserva l'ampiezza, velocità tomografica, migrazione pre-stack in profondità.*

INTRODUCTION

Southern Tuscany is a very important area for the exploitation of geothermal energy. To understand the crustal structures and their relationship with the geothermal fields, two seismic lines (CROP 18-A and 18-B, fig. 1) were acquired according to the programs and priorities of the CROP (CROsta Profonda) project and re-analysed within the Project Cofin 2000, through a multidisciplinary approach.

The Tuscany geothermal province is part of the Northern Apennines inner zone, which was affected by deformational processes related to regional extension in the Early-Middle Miocene (CARMIGNANI *et alii*, 1995). Extensional basins, NW-SE oriented, were filled by Miocene to Quaternary marine and continental sediments. However, the sedimentary cover is only a few kilometres thick or is absent, and comprises from top to bottom: Jurassic-Oligocene Ligurian units with remnants of oceanic crust and its sedimentary cover; Late Triassic-Oligocene Tuscan Nappe with carbonates and arenaceous marine deposits; and Triassic evaporites representing the base of the sedimentary cover. The metamorphic basement consists of, again from the top, the Verrucano group (Early-Middle Trias) and Paleozoic phyllites-quartzites, mica-schists and gneisses (DECANDIA *et alii*, 1994). This information was obtained mainly from industrial activity for geothermal exploita-

(*) Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS. Borgo Grotta Gigante 42/C Sgonico (TS) 34010; e-mail: faccaino@ogs.trieste.it

(**) Università degli Studi di Trieste, Dipartimento di Ingegneria Civile - DIC. via A. Valerio 10 Trieste 341270.

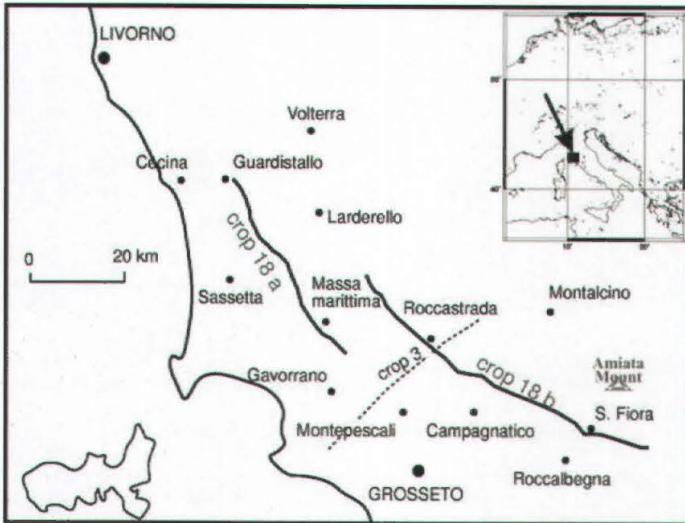


Fig. 1 - Location of the seismic lines.
- Posizione delle linee sismiche.

tion, with numerous deep wells (more than 3 km) in the Larderello and Monte Amiata fields (LIOTTA *et alii*, 1998; BROGI *et alii*, 2003; CASINI, 2000).

The 18-A segment was acquired by means of 192 active channels, with a trace interval of 60 m, average coverage of 40, maximum offset of approximately 8000 m and a total length of 48 km. Segment 18-B has a length of 75 km. The objectives of the survey were the investigation of the structures extending from the K-horizon (BATINI *et alii*, 1978; BROGI *et alii*, 2003) down to the Moho discontinuity (GIESE *et alii*, 1981), looking at the crust/mantle

relationship, the occurrence of volcanic intrusions and of magma related to extensions and crustal thinning within the large asthenospheric dome of southern Tuscany (LOCARDI, 1985; LOCARDI & NICOLICH, 1988).

Previous explorations utilising the deep seismic sounding method have already defined a thinned crust, a low-velocity Moho discontinuity and a thick lower crust or crust/mantle transition with alternating acoustic impedances (mainly high and low velocities) (GIESE *et alii*, 1981). The shallow position of the Moho discontinuity was also confirmed in the facing Tuscan archipelago (MAUFFRET *et alii*, 1999). The thermal regime and the relationships with crustal rheology and seismotectonics was studied by PASQUALE *et alii* (1997) and by DELLA VEDOVA *et alii* (2001). As a final point, it is important to understand, for industrial applications and geothermal exploitation, the relationship between the two main geothermal areas of Larderello and Monte Amiata.

The processing is aimed at highlighting the properties of crustal rocks in order to improve seismic images and define wave velocities starting from well log information (CASINI, 2000 and F. BATINI personal communication) and, finally, to construct a reliable depth section.

The work presented in this paper goes over three steps:

- Re-processing of the seismic lines to obtain stacked sections;
- A tomographic inversion to obtain a detailed velocity model of the shallowest part (down to about 8 km depth);
- The examination of velocity models through a pre-stack depth migration to determine the geometry of shallow and deep structures.

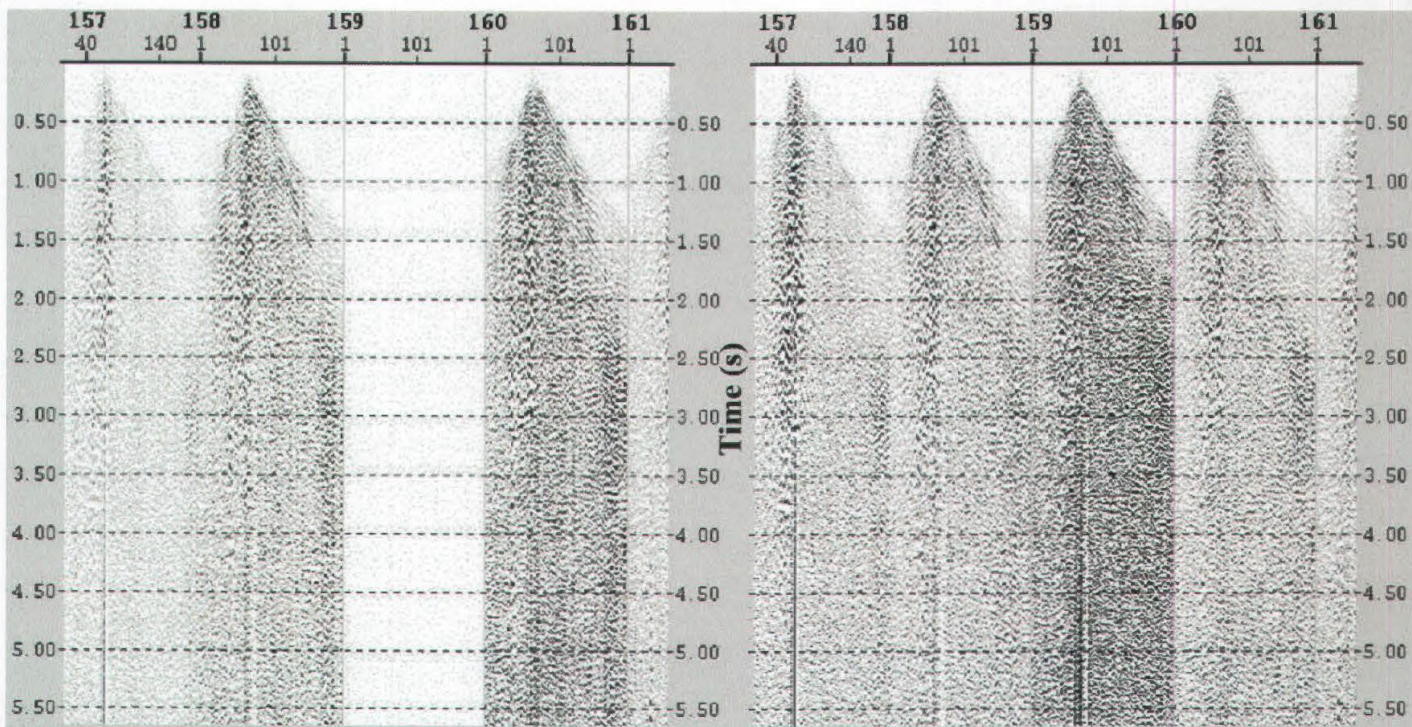


Fig. 2 - Comparison between a few shots without (left) and with (right) the application of surface-consistent amplitude correction.
- Confronto, tra gli stessi scoppi, prima dell'applicazione (sinistra) e dopo l'applicazione (destra) della correzione d'ampiezza surface consistent.

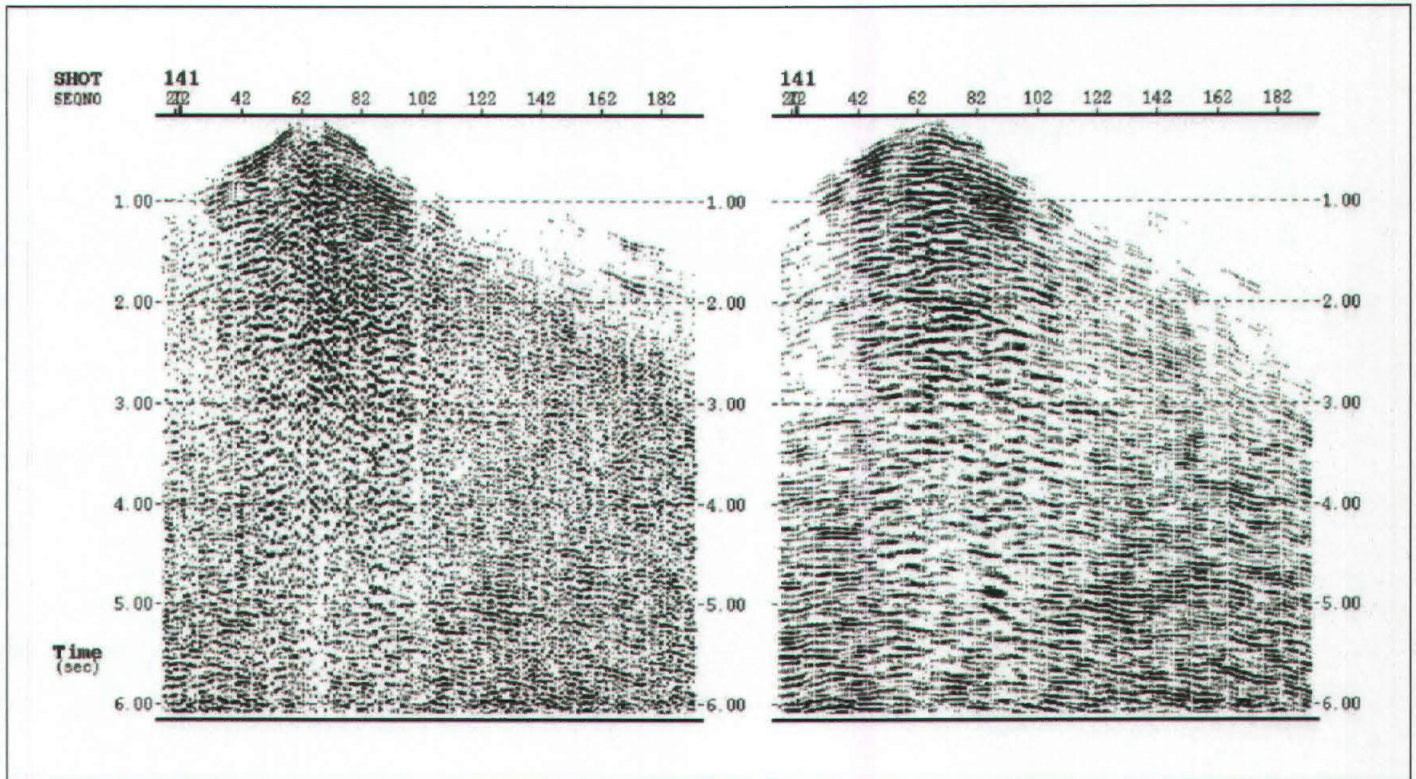


Fig. 3 - Comparison of two shots before (left) and after (right) the processing steps of trimmed dip filter and FX deconvolution.
 - Comparazione tra due scoppi prima (sinistra) e dopo (destra) l'applicazione del trimmed dip filter e della deconvoluzione FX.

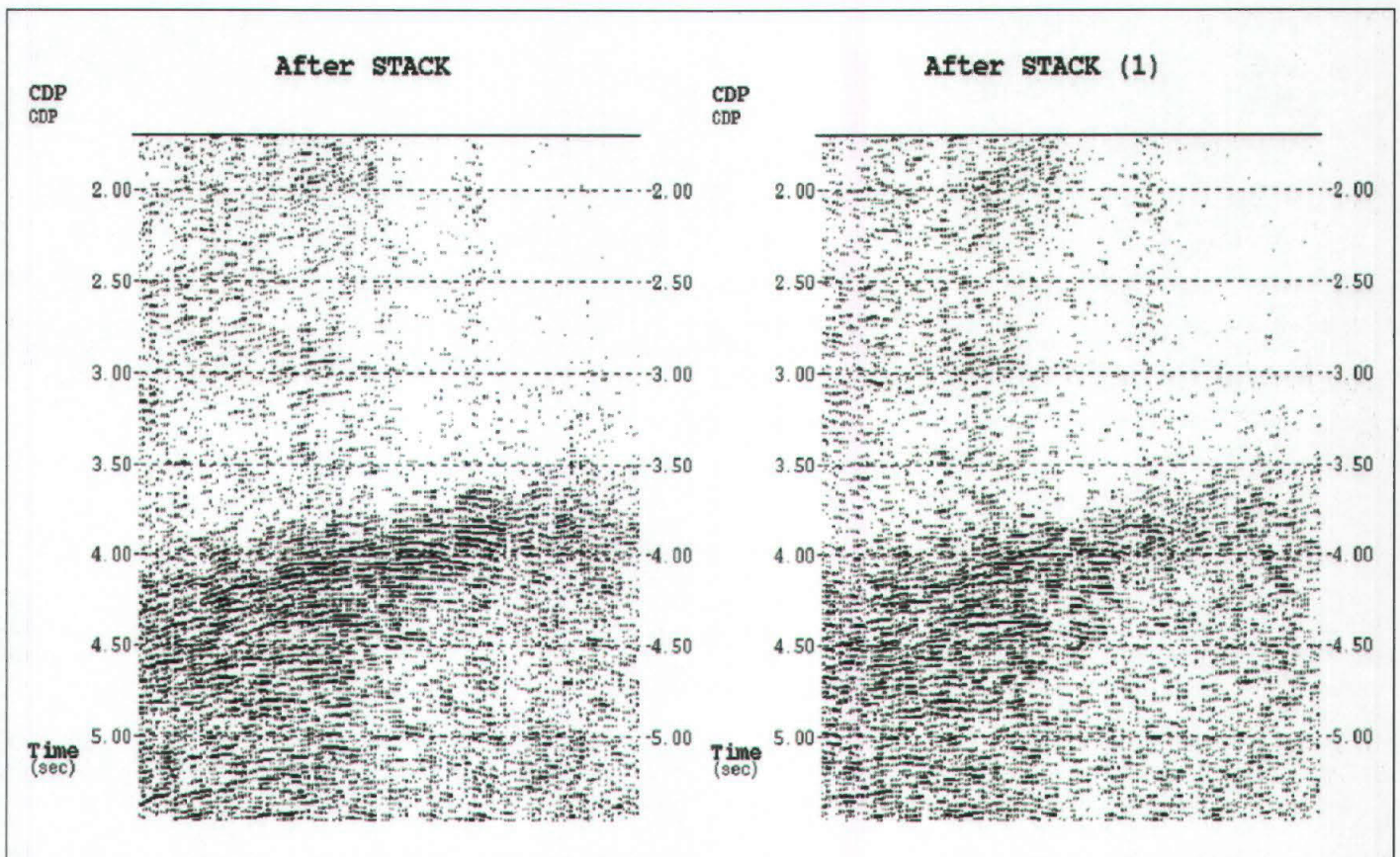


Fig. 4 - Selected part of stacked section (segment 18-A) without (right) and with (left) the application of surface-consistent residual statics.
 - Parte della sezione stack 18A senza (destra) e con (sinistra) l'applicazione delle statiche surface consistent.

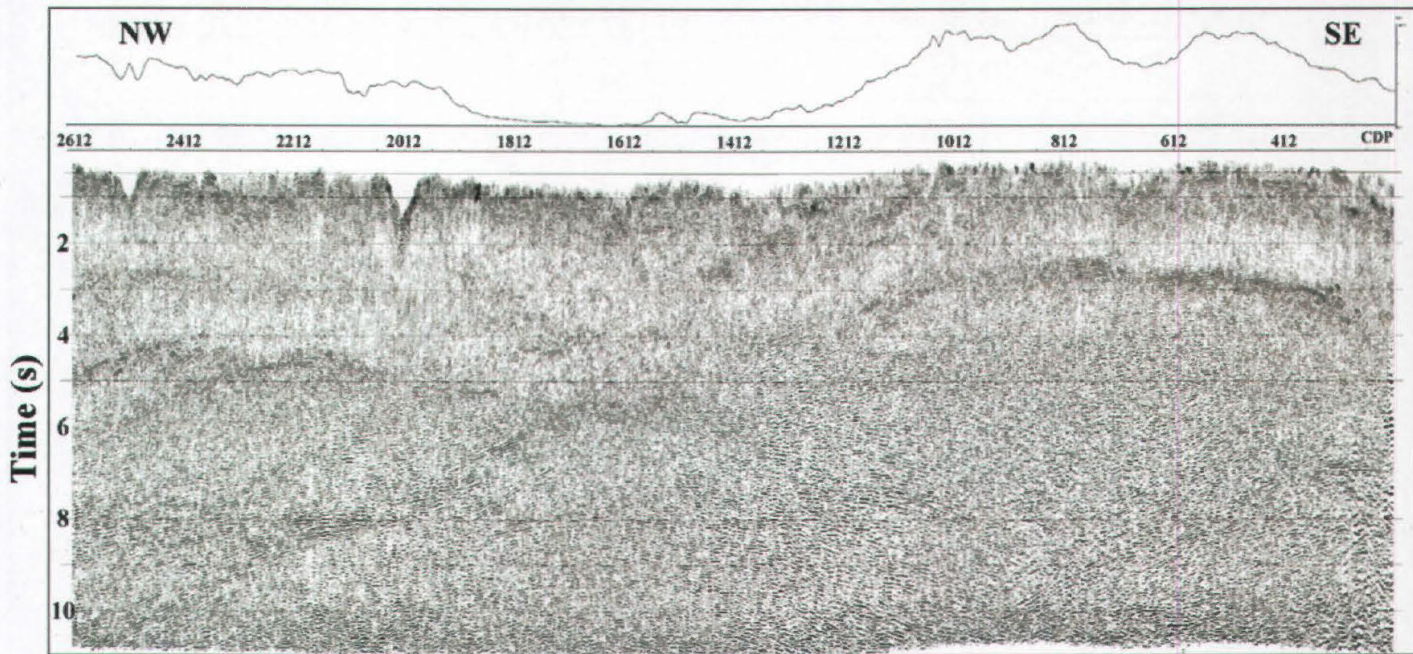
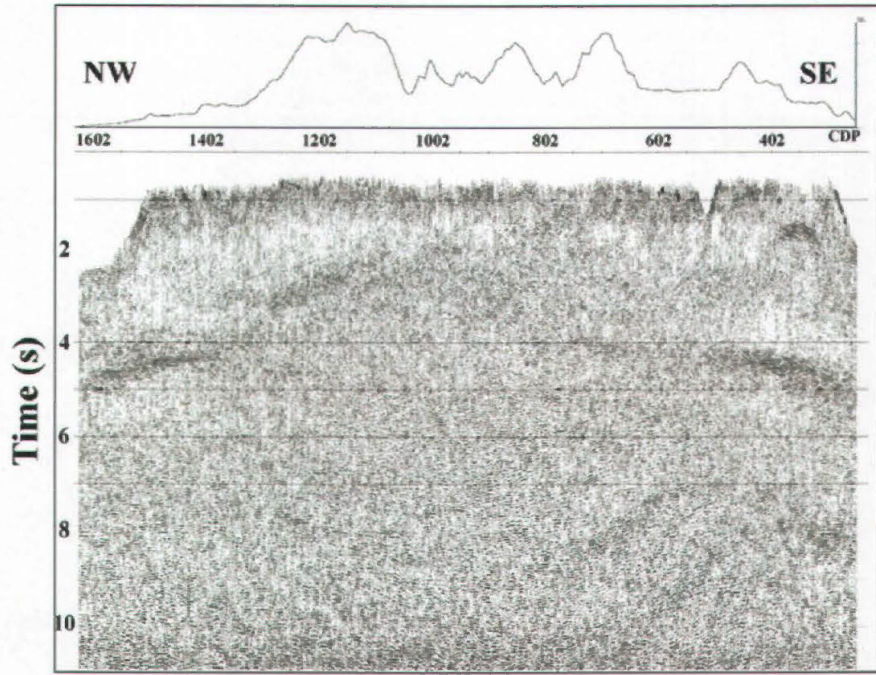


Fig. 5 - Stacked sections of segments 18-A (top) and 18-B (bottom).
 - Sezioni stack delle linee 18-A (sopra) e 18-B (sotto).

PROCESSING OF SEISMIC DATA

The processing target was the improvement of the signal/noise ratio with the preservation of the true-amplitudes of the reflections, maintaining the character of the images of the different seismic units necessary for a reliable interpretation of the echoes from deep crustal interfaces, and requested input for the subsequent amplitude analysis (TINIVELLA *et alii*, 2004, this volume).

Firstly, we applied the shot/receiver geometry to the raw data with the construction of bins to define the common mid-points (CMPs) slalom. Errors in the definition of the geometry can produce incorrectly stacked signals and misinterpretations. Surface-consistent amplitude bal-

ancing completed the subsequent correction for the amplitude losses due to spherical divergence and absorption phenomena. This adjustment was necessary to compensate for the differences caused by alterations in ground coupling of the geophones, and by the diverse contribution in energy of each shot. An example of the application of this procedure is shown in fig. 2.

A surface-consistent deconvolution has been applied after these steps, analysing the autocorrelation function and selecting a prediction lag of 24 ms and an operator length of 140 ms. A preliminary velocity analysis, after a trimmed dip filter with the data corrected to a floating datum, has been computed. The trim filter computes, at each sample of all the traces, a sequence of trimmed

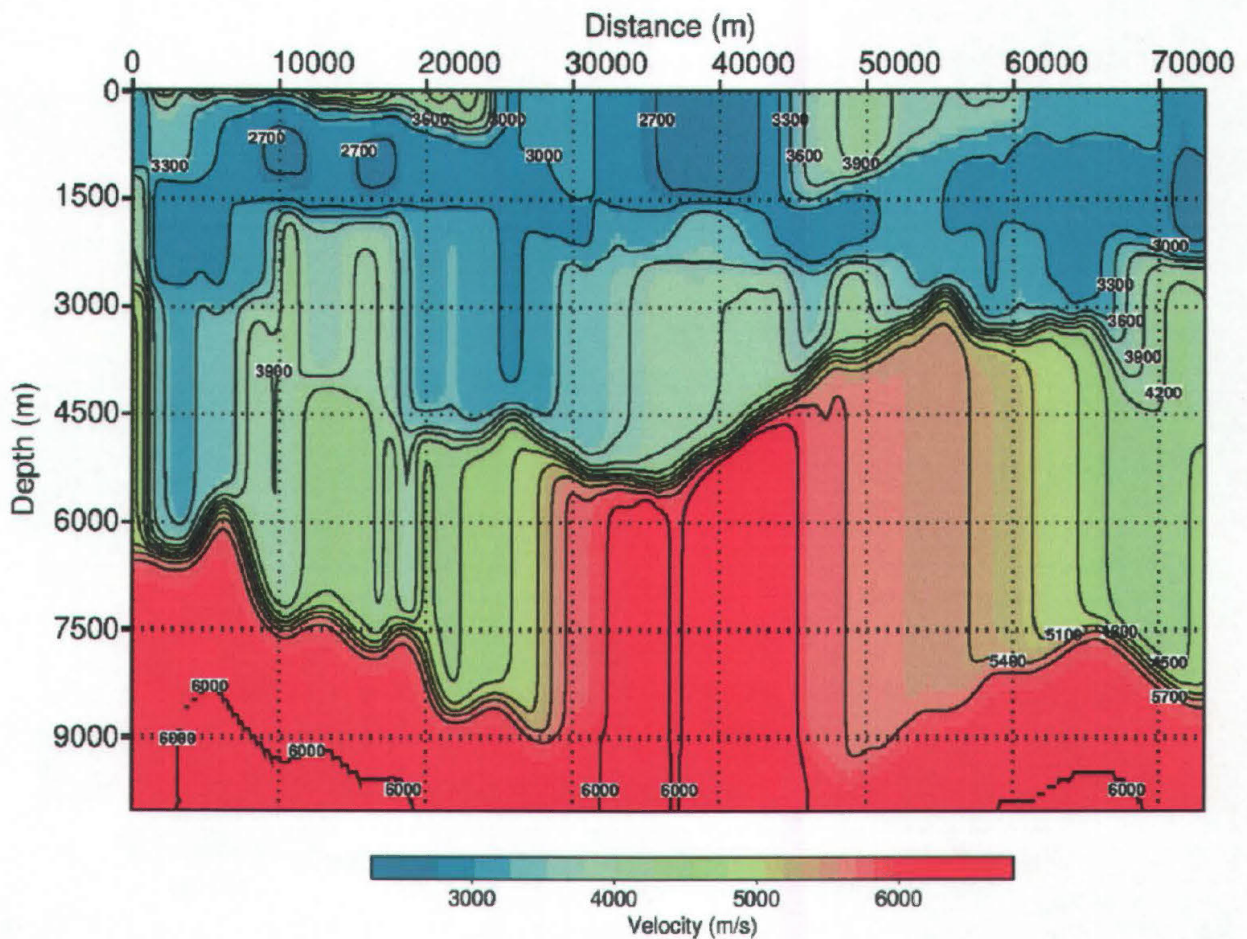
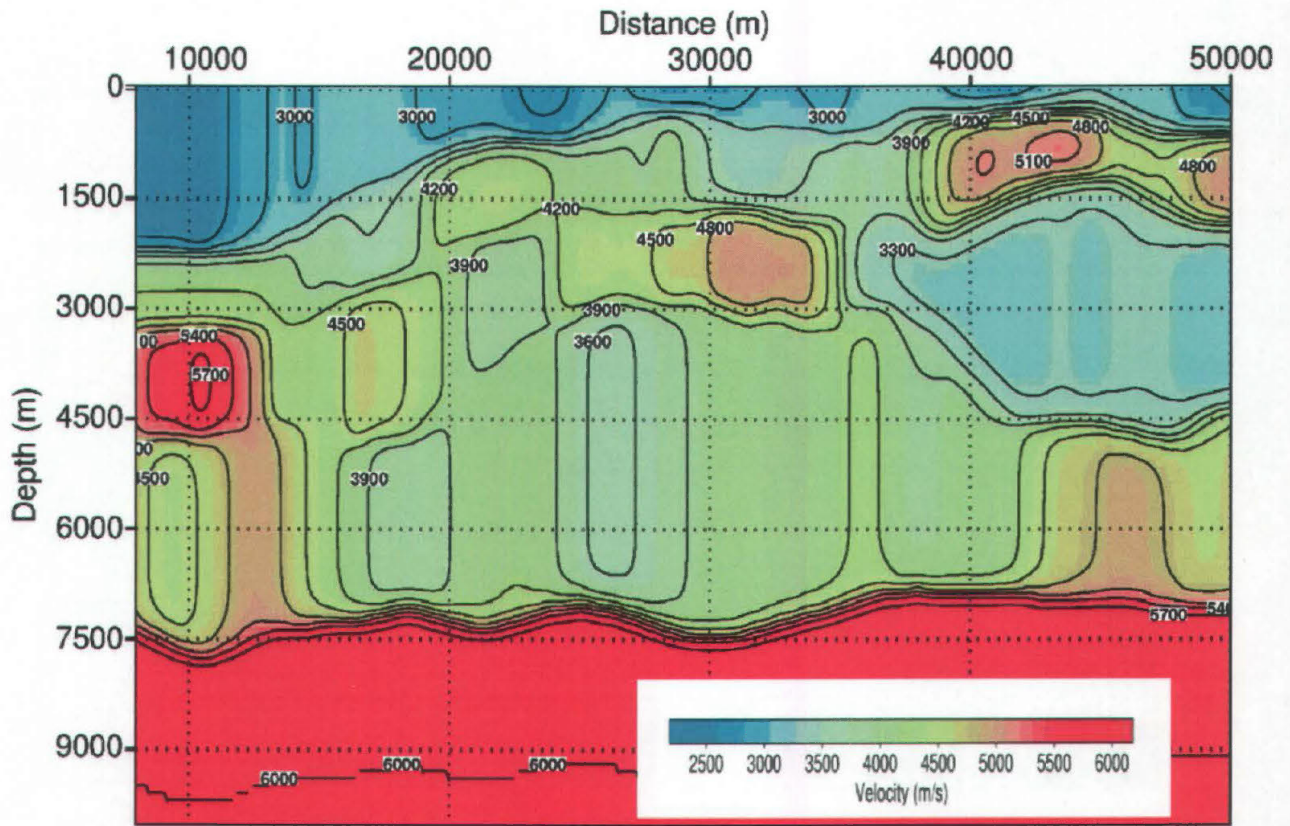


Fig. 6 - Tomographic velocity fields of both segments (top: 18-A; bottom: 18-B). Section direction NW-SE.
 - Campi di velocità tomografica di entrambe le sezioni (sopra: 18-A; sotto: 18-B). Direzione delle sezioni: NW-SE.

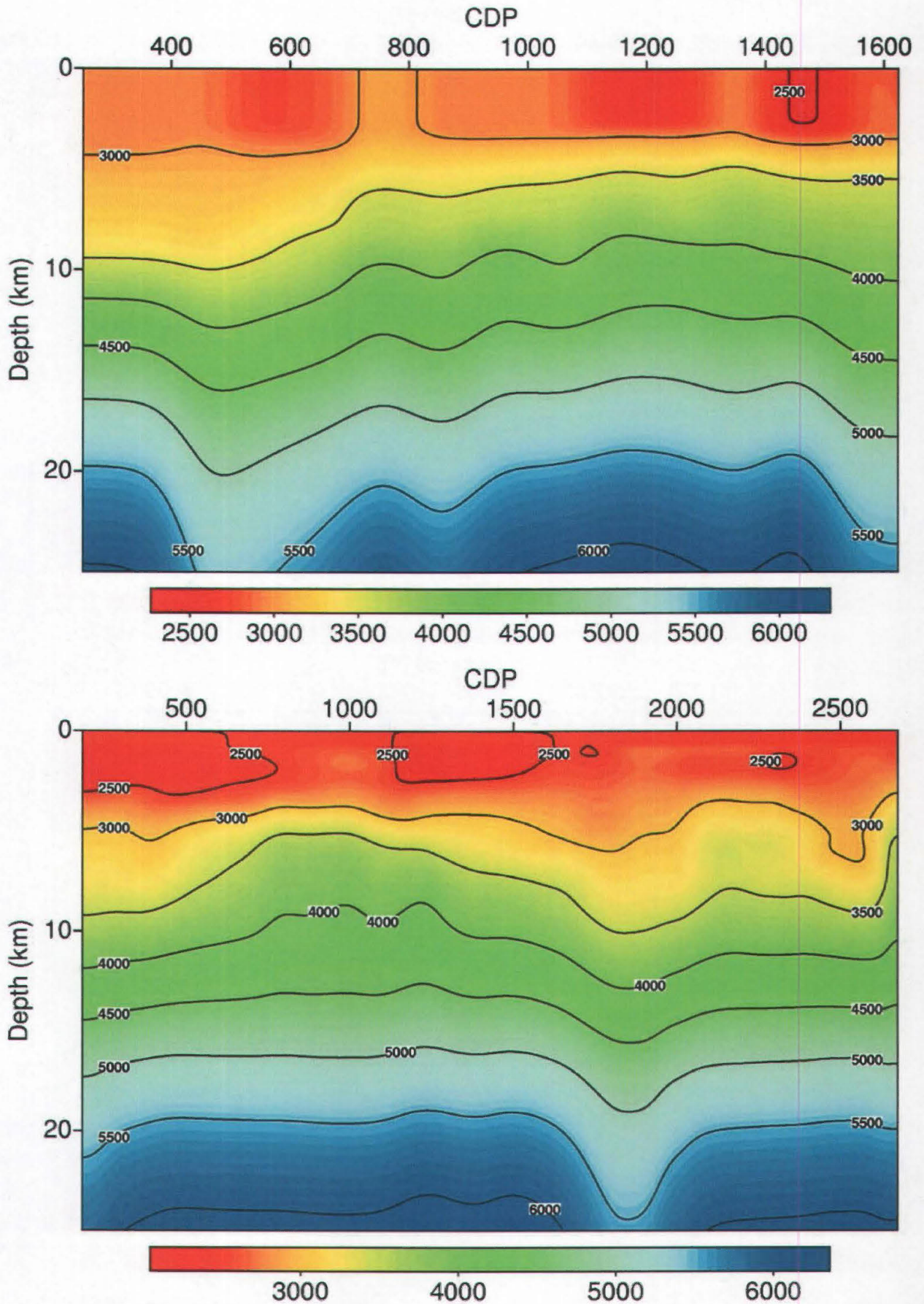


Fig. 7 - Average velocity fields used to perform the pre-stack depth migrations (top: 18-A; bottom: 18-B). Section direction NW-SE (18A) and SE-NW (18B).

- Campi di velocità media usati per effettuare la migrazione pre-stack in profondità (sopra: 18-A; sotto: 18-B). La direzione delle sezioni è NW-SE (18A) e SE-NW (18B).

means along rays (dips), using the sample itself and a number of leading and trailing traces (HOLCOMBE & WOJSLAW, 1992). With this procedure we have removed the ground roll with satisfactory results. We also checked that this sequence preserved the amplitude spectrum.

To improve the signal/noise ratio, an F-X deconvolution was also applied in the shot domain after the normal moveout (NMO) and the field static corrections. We added zero traces at the end of every shot, removed after this step, to avoid influences of a shot to the following one (see fig. 3), even if we had already applied the surface-consistent amplitude recovering.

After removing the NMO and the applied statics, a new stack velocity analysis was evaluated and a refined NMO correction was applied. Then the residual statics were computed using a surface-consistent procedure. Fig. 4 shows the improvement of the seismic imaging in a selected part of the final stacked section of segment 18-A after this processing step. Subsequently, a time variant filter and an AGC, with a time window of 2.5 s, were applied to the final stack sections for both segments 18-A and 18-B, as shown in fig. 5.

VELOCITY MODELS

The picking, in the pre-stack domain, of the reflected data from deep crustal seismic presents difficulties, generally because of the low signal/noise ratio, non-uniform acquisition geometry and low coverage. To avoid these problems and to aid the picker, we considered a preliminary interpretation of the stacked sections obtaining an initial depth model, through the depth conversion of the line drawing by means of the stacking velocities. A ray-tracing computation was executed on this rough model to calculate the predicted travel times of the reflections in the pre-stack domain, according to the acquisition geometry of the lines. This approach provided an initial guide for the picking, which can be particularly difficult for reflections with low amplitudes and high noise.

We recognized four major continuous interfaces in both segments (18-A and 18-B). The picking of these reflectors and their iterative refinement allowed us to obtain an accurate velocity field for the upper 8 km of the crust, a depth comparable to the maximum distance between shots and receivers.

The velocity models (fig. 6) are obtained by using the commercial software CAT3D, developed at the OGS (BÖHM *et alii*, 1999). We can observe variable velocities in the near-surface layers, velocity inversions at depth, and contrasting horizontal changes which are caused by the complex geological setting and by the thermal perturbations occurring in the area. In the velocity field of line 18-A, we can observe zones with high velocity at different depths. A significant velocity inversion appears southeastwards at a depth of about 3 km. Tomographic elaboration shows that in the central part of line 18-A, the marker K-horizon occurs at a depth of approximately 3 km, in agreement with the indications from drilling and from nearby industrial seismic lines. The velocity model of line 18-B appears smoother with respect to 18-A, but lateral variations in the velocity field are again present.

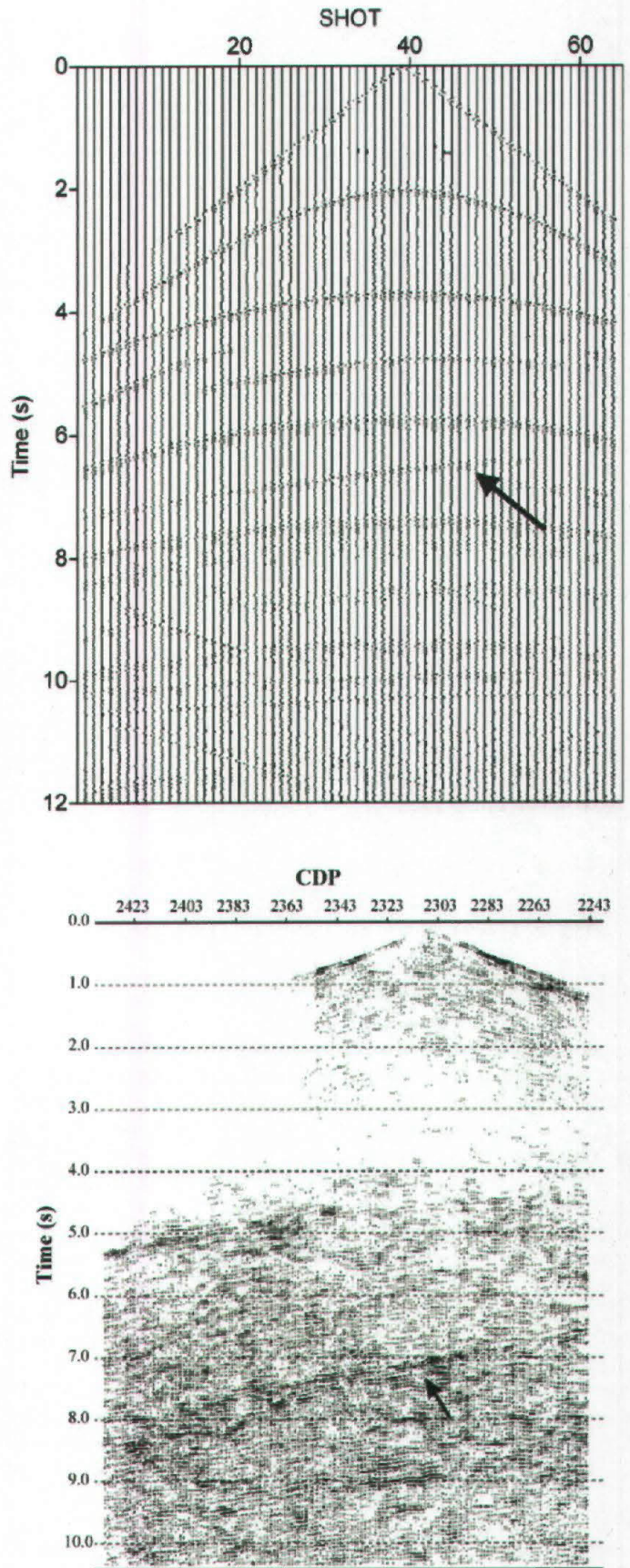


Fig. 8 - Comparison between synthetic (above) and real (below) shot gather. The arrow indicates the reflections from the deepest slope layer (see text for details).

- Confronto tra uno scoppio sintetico (sopra) e uno scoppio reale (sotto). La freccia indica la riflessione dal riflettore inclinato più profondo (vedi testo per dettagli).

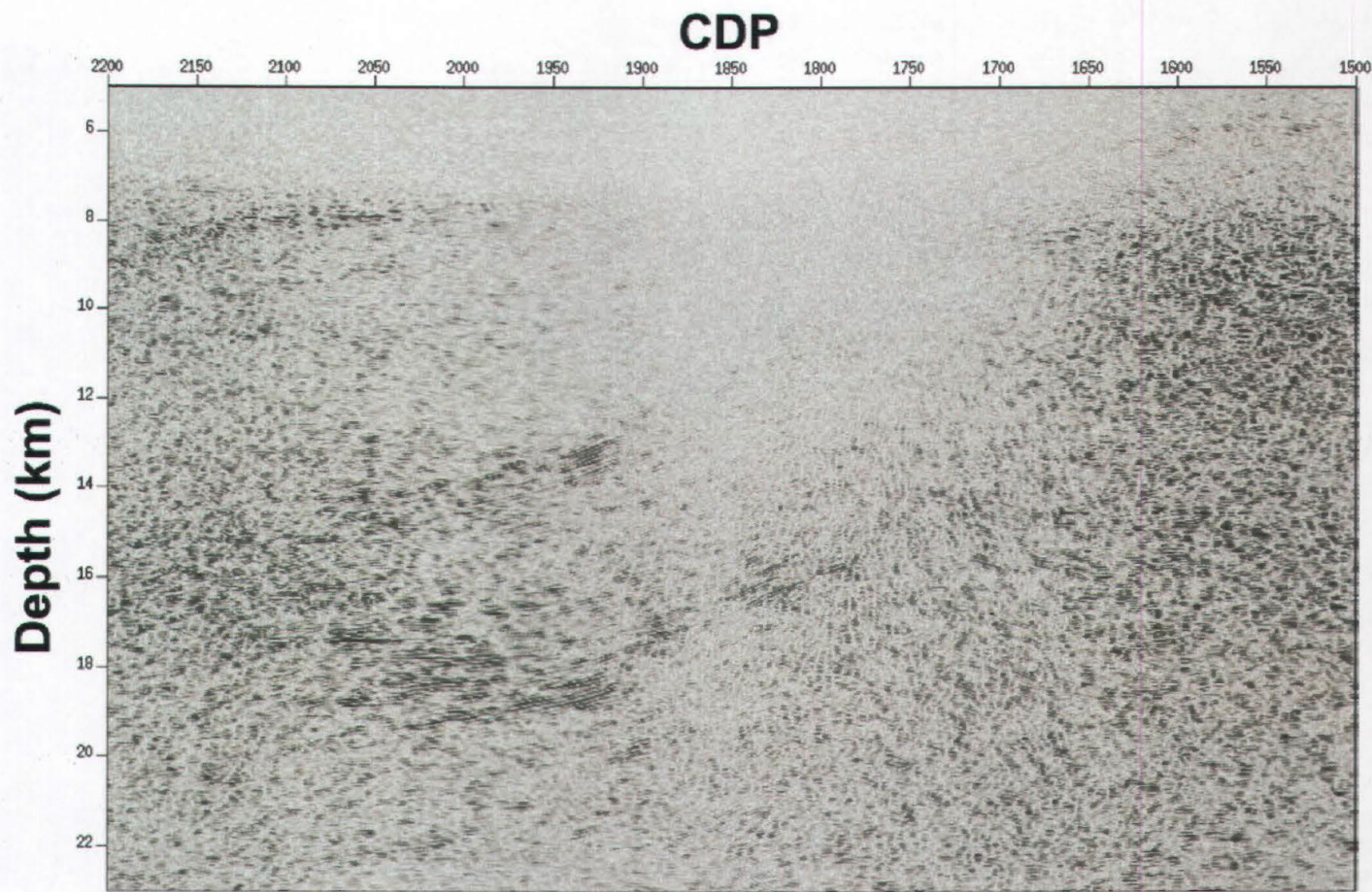


Fig. 9 - Pre-stack depth migration detail of the NW part of the segment 18-B, where slope reflectors are particularly evident.
 - Dettaglio, della parte NW del segmento 18-B, della migrazione pre-stack in profondità, dove i riflettori inclinati sono particolarmente evidenti.

PRE-STACK DEPTH MIGRATION

In order to enhance the seismic imaging and to test the velocity model obtained by the inversion, we performed a pre-stack depth migration with the Kirchhoff method (YILMAZ, 2001). In fact, the reliability of the obtained models can be tested using the tomographic velocity field to carry out the pre-stack depth migration.

The iterative use of the pre-stack depth migration allowed us to determine a rough velocity model in the lower part of the crust. Actually, we introduced a vertical gradient (upgraded iteratively) which produces an average velocity of about 5500 m/s at 20 km depth in the final model. The average velocity fields for both lines are shown in fig. 7. For this purpose, we have used the commercial software GeoDepth (Paradigm Geophysical) which allowed us to use a sample rate in depth equal to 5 m and an interval trace of 30 m, comparable with the CMP spacing.

The final results are presented in Plates 1 and 2. Note that the seismic imaging of the deepest structures is improved substantially with respect to the stacked sections. In fact, the correct focalization of the diffracted energy enhances the continuity of the reflectors.

Attention has been paid to the analysis of the slope of deep reflectors particularly evident in the southwest part of line 18-B. To avoid misinterpretation, we performed synthetic shots to test the possible presence of internal

multiples, for example in correspondence of the deepest dipping reflector. For this purpose, we used a geometric model obtained from a line drawing of the pre-stack depth migration, a reliable velocity, and the actual acquisition geometry. The synthetic shot was obtained by using the commercial software Tesseral, which provides a 2D full-wave modelling. The result of the simulation shows that: (i) no significant energy is trapped between the dipping reflectors to justify the presence of multiples; and (ii) the reflection of the deepest sloping layer observed in the synthetic shot can be related to the reflection (indicated by an arrow in fig. 8) in the real shot gather.

CONCLUSIONS

The re-processing of CROP-18 lines has highlighted the presence of strong amplitude reflectors in the stacked sections, brighter (at least on line 18-A) than the well-known marker K-horizon, as revealed in several industrial seismic lines. We remark that the CROP 18 transect was shot along the strike of the geological structures, at least for segment 18-A and the NW part of 18-B. New images and reflecting intervals appear between 4 and 9 s TWT, affecting the whole crust. Several events have high reflectivity. Some of them, after the pre-stack depth migration, are moved apart or are collapsed and can be related to dif-

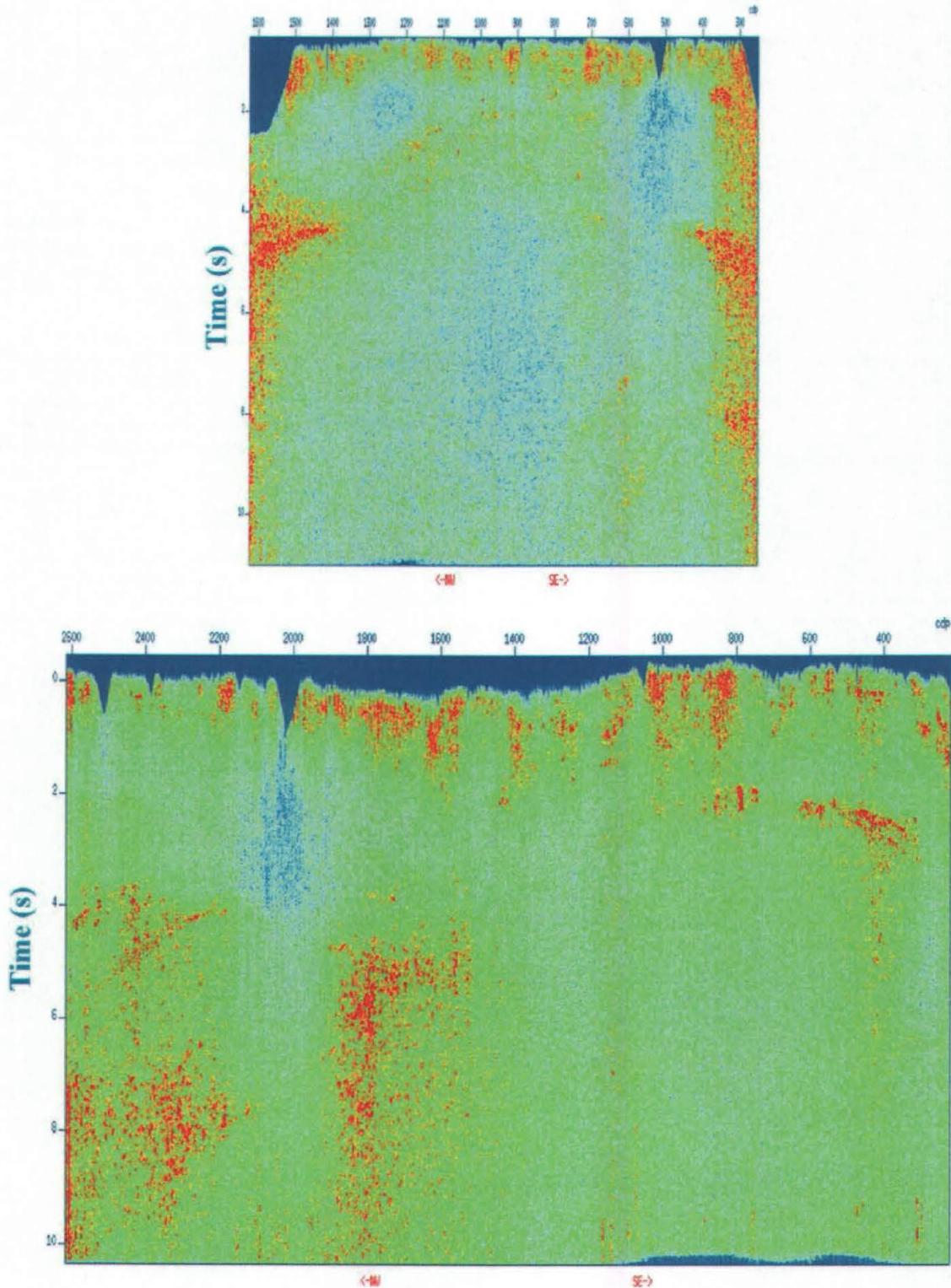


Fig. 10 - Instantaneous amplitude sections of both segments (top: 18-A; bottom: 18-B).
 - Sezione dell'ampiezza istantanea di entrambi i segmenti (sopra: 18-A; sotto: 18-B).

fractions; others appear quite clearly (see a detail of the segment 18-B in fig. 9). The base of the crust is recognizable at about 8 s TWT in the stacked sections (fig. 5), namely at 22-24 km depth in accordance with GIESE *et alii* (1981), with a lower crust interval characterised by an alternation of reflecting layers interrupted by disturbed intervals, probably due to thermophysical processes or active phenomena at the crust-mantle transition and not

only to the presence of a poor signal/noise ratio. In order to highlight the major reflecting intervals, the instantaneous amplitudes were evaluated (see fig. 10). We recognised two major characteristics: the presence of the K-horizon in the Larderello and Mount Amiata areas (i.e. BROGI *et alii*, 2003), a reflector at about 4 s TWT (i.e. 7-8 km depth), and the presence of zones with an unexpected lack of reflected energy. The latter effect can be caused by

the rise of magmatic intrusions from the lower crust to the surface, as pointed out by more detailed amplitude analysis (TINIVELLA *et alii*, 2004, this volume).

This is the first pre-stack depth-migrated section obtained for a CROP profile, with velocity control through well logs and tomographic inversion down to 8 km depth. The images show significant variations in the crustal features that can be accounted for by changes in petrophysical properties (NICOLICH & MARSON, 1994), the presence of intrusions and fluids, and structural variation in an area with peculiar geothermal features.

ACKNOWLEDGEMENTS

Tesseral Technology Inc. is kindly thanked for providing the 2-D full-wave modelling package.

The work has been done thanks to the financial support of Cofin-2000.

The authors are grateful for the corrections and suggestions made by A. Argnani and by an anonymous reviewer.

REFERENCES

- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: «deep» reflecting horizons in Larderello-Travale geothermal field.* Mem. Soc. Geol. It., **19**, 477-484.
- BÖHM G., ROSSI G. & VESNAVER A. (1999) - *Minimum time ray-tracing for 3-D irregular grids.* J. of Seism. Expl., **8**, 117-131.
- BROGI A., LIOTTA D., LAZZAROTTO D., NICOLICH R. & RANALLI G. (2003) - *L'orizzonte K nella crosta di Larderello (Campi geotermici della Toscana Meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **122**, 103-106.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. (1995) - *Relationships between the Sardinia-Corsica-Provençal domain and the Northern Apennines.* Terra Nova, **7**, 128-137.
- CASINI M. (2000) - *Contributo della tomografia sismologia per la ricostruzione della struttura profonda dell'area geotermica di Larderello.* Tesi di Laurea, Univ. di Pisa, Facoltà di Scienze MM., FF. e NN.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & TAVERNELLI E. (1994) - *Superfici strutturali profonde della Toscana e dell'Umbria-Marche.* In: Lazzarotto A., Liotta D. (eds), Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP18 Larderello- M.te Amiata, Studi geologici Camerti, Vol. Spec. 1994/1, 227-233.
- DELLA VEDOVA B., BELLANI S., PELLIS G. & SQUARCI P. (2001) - *Deep temperatures and surface heat flow distribution.* In: G.B. Vai and I.P. Martini (eds), Anatomy of an Orogen, 65-79.
- GIESE P., WIGGER P., MORELLI C. & NICOLICH R. (1981) - *Seismischen Studien zur Bestimmung der Krustenstruktur im Bereich der geothermischen Anomalie der Toscana.* EUR 7578, de MF, 108 pp.
- HOLCOMBE H.T. & WOJSLAW R.S. (1992) - *Spatially weighted trim stacking: a technique for pre-stack noise suppression.* In: Proceedings of Society of Exploration Geophysicists, 1992 Annual Meeting, 1157-1160.
- LIOTTA D., CERNOBORI L. & NICOLICH R. (1998) - *Restricted rifting and its coexistence with compressional structures: results from the CROP-03 traverse (Northern Apennines, Italy).* Terra Nova, **10**, 16-20.
- LOCARDI E. (1985) - *Neogene and Quaternary Mediterranean Volcanism: the Tyrrhenian example.* In: Stanley D.J. & Wezel F.C. (eds), Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Springer, Berlin, 273-292.
- LOCARDI E. & NICOLICH R. (1988) - *Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1212-140.
- MAUFFRET A., CONTRUCCI I. & BRUNET C. (1999) - *Structural evolution of the Northern Tyrrhenian Sea from new seismic data.* Marine and Petroleum Geology, **6** (5), 381-407.
- PASQUALE V., VERDOYA M., CHIOZZI P. & RANALLI G. (1997) - *Rheology and seismotectonic regime in the northern central Mediterranean.* Tectonophysics, **270** (2-3), 239-257.
- NICOLICH R. & MARSON I. (1994) - *Caratteri geofisici delle strutture crostali nella provincia geotermica toscana.* In: Lazzarotto A., Liotta D. (eds), Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP18 Larderello-M.te Amiata, Studi geologici Camerti, Vol. Spec. 1994/1, 163-168.
- TINIVELLA U., ACCAINO F., ROSSI G. & NICOLICH R. (2004) - *Petrophysical analysis of CROP-18 crustal seismic data.* Boll. Soc. Geol. It., this volume.
- YILMAZ O. (2001) - *Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data.* Society of Exploration Geophysicists, Series: Investigation in Geophysics, **10**, Tulsa, OK USA.

ALLEGATO 2

Il presente articolo, intitolato PETROPHYSICAL ANALYSIS OF CROP-18 CRUSTAL SEISMIC DATA, e' stato pubblicato nel 2005 nel *Bollettino della Societa' Geologica Italiana*, Volume Speciale n. 3, pp. 205-211.

Petrophysical analysis of CROP-18 crustal seismic data

UMBERTA TINIVELLA (*), FLAVIO ACCAINO (*), GIULIANA ROSSI (*) & RINALDO NICOLICH (**)

ABSTRACT

Southern Tuscany is characterised by an extensional regime, crustal thinning and magmatic intrusions. Important geothermal reservoirs and anomalous pore fluids are associated with an intricate geological setting (DECANDIA *et alii*, 1998; LIOTTA *et alii*, 1998). The area was investigated by applying integrated methodologies to deep crustal seismic reflection data: amplitude versus offset inversion, and theoretical approaches to model overpressure conditions. The seismic transect CROP-18, split into two lines (18-A and 18-B), has imaged the exceptionally high reflectivity of some markers within the metamorphic crystalline basement units and of the medium-lower crust in this region. Joint analysis of the available data enabled us to distinguish between the lithological reflectors and the reflections caused by a predominant fluids, such as overpressure conditions. We detected the presence of vertical conduits, responsible for magmatic intrusions rising from the crust-mantle transition to the near-surface layers, as well as overpressured reservoirs. Theoretical models are used to quantify the effect of overpressure in terms of porosity increase, and the consequent density decrease in two areas where the main marker characterizing the geothermal fields, the K-horizon, becomes shallow.

KEY WORDS: AVO, overpressure, magmatic intrusion, geothermal field.

RIASSUNTO

Analisi petrofisica dei dati sismici crostali CROP-18.

Nella Toscana meridionale è presente un campo geotermico associato a fluidi all'interno dei pori in un regime di pressione anomalo. In questo studio, ci occupiamo della linea sismica CROP 18 (acquisita nell'ambito del progetto CROP=CROsta Profonda).

Le analisi della variazione dell'ampiezza del segnale sismico, in funzione dell'offset, (denominata AVO) sono usualmente utilizzate per estrarre informazioni indirette sulle proprietà elastiche delle rocce. Per eseguire le analisi AVO, abbiamo utilizzato il pacchetto commerciale GeoDepth® (Paradigm Geophysical), che considera la linearizzazione delle equazioni di Zoeppritz, secondo l'approccio di Aki e Richards. Le equazioni sono linearizzate rispetto alla riflettività per le variazioni della velocità delle onde P (principalmente legate alle ampiezze del segnale a piccoli offset), alla riflettività per le variazioni delle velocità delle onde S (soprattutto legate agli offset medi) e alla riflettività per la variazione della densità (legata ai grandi offset). Il prodotto finale dell'analisi AVO consiste in due sezioni nel dominio del tempo, cioè le riflettività delle onde P e S. Confrontando le due sezioni, si possono individuare le principali strutture geologiche e la presenza di fluido.

I dati d'ingresso dell'analisi d'ampiezza sono: (i) i dati sismici, elaborati in modo da preservare l'ampiezza; (ii) la geometria d'acquisizione, utilizzata per applicare le correzioni di direzionalità della sorgente e ricevitori; (iii) il modello di velocità; e (iv) la relazione tra velocità e densità per vincolare l'inversione AVO a grandi offset. A questo scopo, abbiamo utilizzato la relazione di Gardner, la cui velo-

cità sembra confermata dai dati di pozzo disponibili nell'area esaminata. Confrontando le sezioni di riflettività risultanti è possibile individuare le aree interessate alla presenza di fluido e, in particolare, zone in condizione di pressione anomala.

Per interpretare i risultati dell'inversione AVO, è stato utilizzato un approccio teorico per modellare le velocità sismiche e le curve AVO teoriche in funzione della pressione di poro. I risultati indicano che la diminuzione della densità, causata dall'aumento della porosità per effetto della sovrappressione, può giustificare in parte le anomalie gravimetriche negative osservate nell'area.

In conclusione, le analisi eseguite sui dati sismici hanno evidenziato zone lungo le linee sismiche dove è probabile la presenza di fluido in condizioni anomale e zone con la presenza di bassa riflettività che possono essere prodotte da risalite di materiali magmatici dalla crosta inferiore fino alla superficie.

TERMINI CHIAVE: AVO, sovrappressione, intrusione magmatica, campo geotermico.

INTRODUCTION

Southern Tuscany is a crucial area for the exploitation of geothermal energy. In this region, within the framework of the Italian CROP project (CROsta Profonda), a crustal seismic transect (CROP-18, fig. 1) was acquired. Details of the seismic data are reported in ACCAINO *et alii* (this volume). The transect was split into two lines, identified as 18-A and 18-B, and was designed to study the crustal structures between the well-known major reflector characterizing the geothermal fields (the K-horizon of BATINI *et alii*, 1978; LIOTTA *et alii*, 1998; BROGI *et alii*, 2003) and the Moho discontinuity, including the crust-mantle transition (GIESE *et alii*, 1981). The planning was aimed at revealing the presence of magmatic intrusions related to the extensional regime and to the crustal thinning of the southern Tuscany dome (LOCARDI, 1985; LOCARDI & NICOLICH, 1988). Hence, the analysis of the transect had the goal of recognising the lithological discontinuities and the fluid effects, including overpressure. For this reason, we used the following integrated approaches to better constrain the interpretation of the seismic lines: (1) amplitude versus offset (AVO) inversion to extract information about fluid presence and elastic properties of the rocks; and (2) theoretical modelling of overpressure zones. The final result of our work is a geological model of the seismic sections.

AVO ANALYSIS

In the instantaneous amplitude sections of the two lines (see fig. 10 in ACCAINO *et alii*, this volume), we recognised three major characteristics: the presence of the K-horizon in the Larderello and Mt. Amiata areas, a

(*) Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS, Borgo Grotta Gigante 42/C Sgonico (TS) 34010; e-mail: utinivella@ogs.trieste.it

(**) Università degli Studi di Trieste, Dipartimento di Ingegneria Civile - DIC, via A. Valerio 10 Trieste 341270.

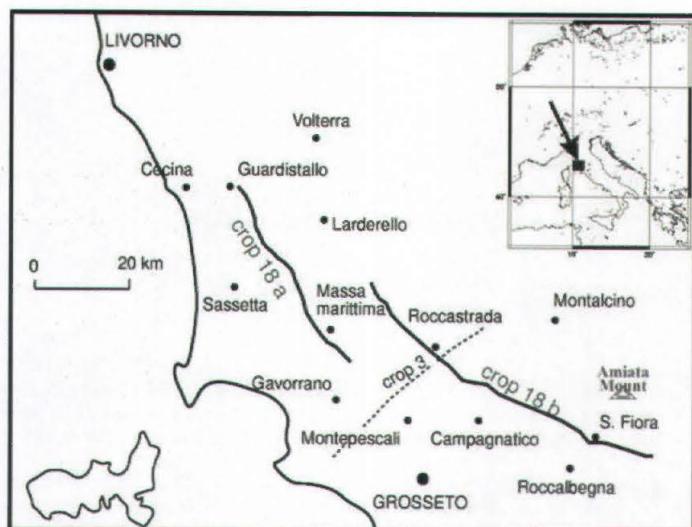


Fig. 1 - Map of the investigated area.
- Mappa dell'area investigata.

second reflector at about 4 s TWT (i.e. 7-8 km depth), and the presence of zones with an unexpected lack of reflectivity. In particular, the high-energy events can be associated with lithological changes or the presence of fluids. To better discriminate these effects, we performed an

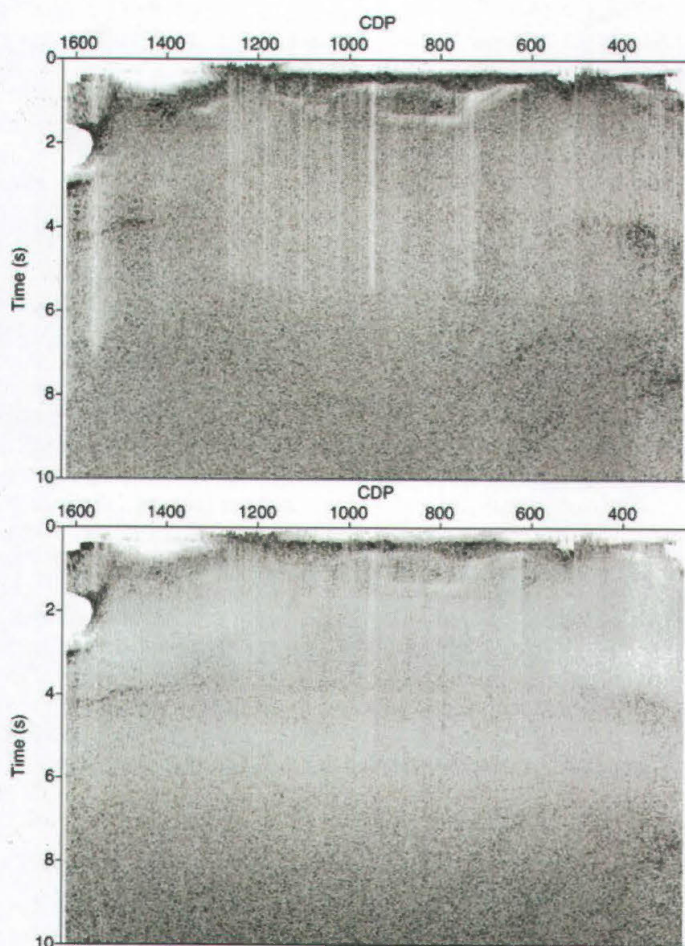


Fig. 2 - P- (top) and S-wave (bottom) reflectivity sections obtained after AVO inversion of the segment 18-A.
- Sezioni di riflettività delle onde P (sopra) e S (sotto) ottenute dall'inversione AVO del segmento 18-A.

amplitude versus offset (AVO) analysis by using commercial software (GeoDepth[®]; Paradigm Geophysical) which considers a linearization of the Zoeppritz equations following the AKI & RICHARDS (1980) approach. This approach considers the linearization of the equations with respect to the P-wave velocity reflectivity (mainly influenced by the near offsets), the S-wave velocity reflectivity (mainly influenced by the medium offsets), and the density reflectivity (related to the very large offsets). The amplitude along each reflection is inverted by applying the Aki and Richards' procedure, and the variation of amplitude versus offset is translated in terms of P- and S-wave velocity reflectivities. After the AVO inversion we obtain two sections in the time domain: the P- and S-wave reflectivity sections. Comparing the two sections we can underline the main geological structures and the presence of fluid. In fact, comparing the P and S reflectivity sections, it is possible to discriminate between the reflections caused mainly by geological features and the reflections that can be attributed to fluid content variation.

The inputs of the amplitude inversion are (i) the data processed following a true-amplitude scheme (ACCAINO *et alii*, this volume), (ii) the acquisition geometry, used to apply a correction for source and receiver directivities, (iii) the velocity model, obtained by jointly considering tomographic inversion and iterative pre-stack migration (see the details in ACCAINO *et alii*, this volume), and (iv) the relationship between the velocity and density to better constrain the AVO curves for very large offsets. We use the Gardner relationship which is valid in the investigated area, as confirmed by the available well data (CASINI 2000; BATINI F., personal communication). The velocity model is used to calculate the ray path and translate the offsets in angles of incidence. We analysed the variation in the amplitude versus angle of incidence and obtained sections of both P- and S-wave velocity reflectivities, where the reflectivity is defined as the ratio between the variation of a parameter and the value of the parameter itself.

The results obtained for both segments are reported in figs. 2 (segment 18-A) and 3 (segment 18-B). We can underline three main features: (i) a possible presence of fluid in overpressure conditions across the K-horizon; (ii) the occurrence of a quite flat and continuous reflector at about 3.5-4 s TWT, present in all the profiles; (iii) zones with a loss of reflectivity that can be related to uplift of materials from the lower crust to the surface.

To better evidence the zone with fluid presence in segment 18-B, in figs. 4 and 5 two details of the reflectivities across the K-horizon and across the «regional» reflector, respectively, are reported. Arrows indicate the zones where the presence of fluids is likely.

The «regional» reflector is recognizable in both the images showing the reflectivities and in the stacked sections. This event, in particular, was interpreted in previous studies (seismic line CROP-03) as the K-horizon (see fig. 1), and can be verified by observing the intersection with the segment 18-B (DECANDIA *et alii*, 1998). The AVO sections indicate that this reflection is caused by lithological change, because it is present in both P- and S-wave reflectivity sections.

As clearly shown in the instantaneous amplitudes seismic images (ACCAINO *et alii*, this volume), zones with a lack of reflected energy occur. These transparent vertical corridors seem to correlate with rising magmatic materials from the deepest part of the crust to the surface.

PORE PRESSURE MODEL

The pore pressure condition is detected by conventional velocity analysis (e.g. BILGERI & ADEMENO, 1982) and by empirical models that relate pore pressure to the seismic properties. These models usually give a relationship between the P-wave velocity (obtained by well logs or seismic data analysis) and the actual pressure.

In this work, we consider a theoretical model to determine the velocity versus pressure based on Biot's theory (CARCIONE & TINIVELLA, 2001). Pore pressure is the independent variable, and the porosity is evaluated versus pore pressure, assuming the confining pressure, temperature and rock composition to be constant, and assuming that only compressibility effects cause the changes. The reference state (i.e. the state at which all properties are known) is the hydrostatic case.

The seismic velocities, porosity and density versus pore pressure at the K-horizon are reported in fig. 6, where we assumed confining and hydrostatic pressures equal to 80 and 30 MPa respectively. Table 1 reports the main physical parameters used in the theoretical calculus (OGLIANI F., personal communication; OGLIANI *et alii*, 2003). The physical models of the matrix versus pore pressure were obtained from the literature data for the Westerly granite (NUR & SIMMONS, 1969), while we modified the multiplicative factor of the GARDNER *et alii* (1974) relationship, obtaining, for the initial density at hydrostatic pressure, a value of 2571 kg/m³. We shifted the laboratory P- and S-wave velocities (in both dry and saturated cases), applying the gradient velocity (KERN & SCHENK, 1985) to obtain the velocities at 450°C (temperature at the K-horizon; BROGI *et alii*, 2003). In particular, the P- and S-wave velocity gradients are equal to -0.24 m/(s °C) and -0.134 m/(s °C) respectively.

TABLE 1

Physical parameters used to evaluate the theoretical velocity versus pore pressure. The values are shifted to take account of the temperature effect and supposing a temperature of 450°C at the level of the K-horizon. See text for details.

- Parametri fisici usati per valutare la velocità teorica in funzione della pressione dei pori. I valori sono stati scalati considerando l'effetto della temperatura e supponendo una temperatura di 450°C al livello dell'orizzonte K. Per i dettagli si veda il testo.

	Density (kg/m ³)	Bulk modulus (GPa)	Rigidity (GPa)
Solid	2652	49.29	33.66
Water	1000	2.30	-
Gas	100	≅0	-

First we modelled the segment 18-A. Fig. 7 (top) shows the confining and hydrostatic pressure at the K-horizon, obtained from seismic and well data. We calculated the P- and S-wave velocities along the K-horizon, which is considered a transition zone between hydrostatic (water in the pore spaces) and overpressure (gas-steam in the pore spaces) conditions, without change in the matrix properties. Fig. 7 (middle and bottom) shows the porosity and density at different pore pressures. Since the hydrostatic and confining pressures are variable along the seismic line, the pore pressure was related to the per-

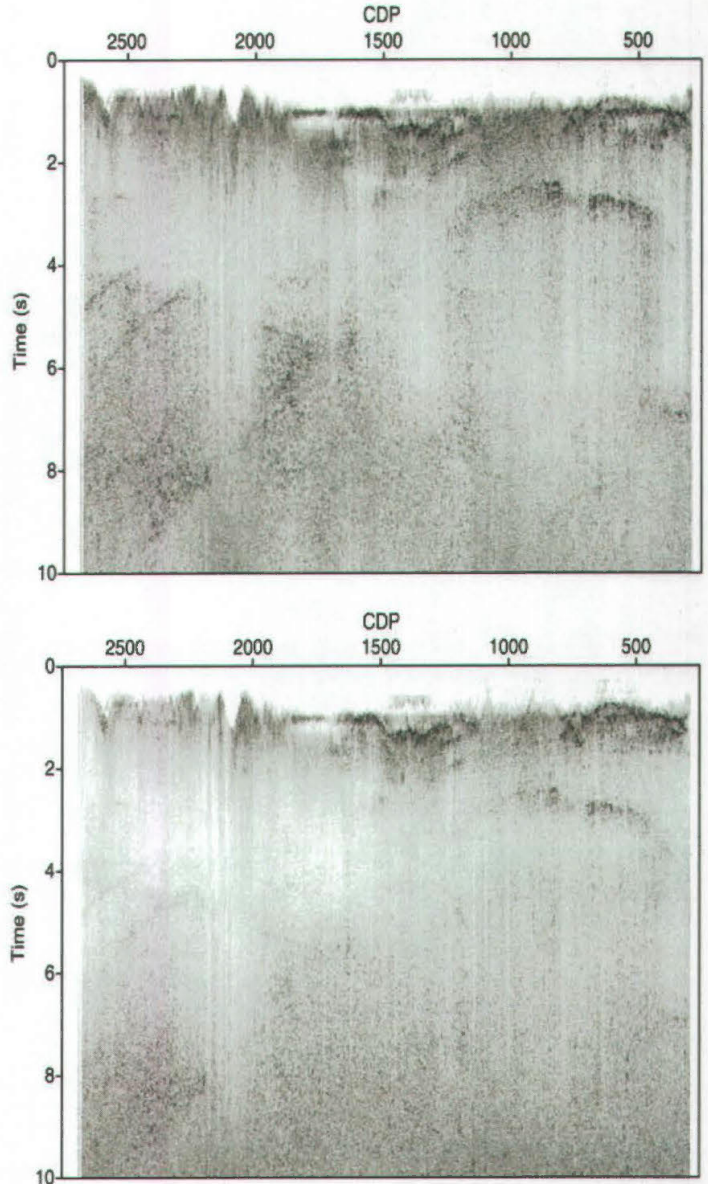


Fig. 3 - P- (top) and S-wave (bottom) reflectivity sections obtained after AVO inversion of the segment 18-B.
- Sezioni di riflettività delle onde P (sopra) e S (sotto) ottenute dall'inversione AVO del segmento 18-B.

centage variation with respect to the effective pressure. The results indicate that, if we suppose a relevant overpressure, the porosity rises to a value of about 5.5%, while the density is about 2500 kg/m³. This density decrease could contribute to the negative gravity anomaly observed in the area, as already modelled by NICOLICH & MARSON (1994).

The top of fig. 8 shows the hydrostatic and confining pressures for the selected parts of segment 18-B (in proximity of the Mt. Amiata), where the K-horizon is evident in all seismic sections; it presents an amplitude anomaly as evidenced by AVO analysis (see fig. 4) and it is quite shallow. Also in this case, we evaluated the porosity and the density variations versus pore pressure along the seismic line, as reported in the middle and bottom of fig. 8. Also in this case, the porosity increase and the consequent density decrease caused by overpressure conditions are detectable.

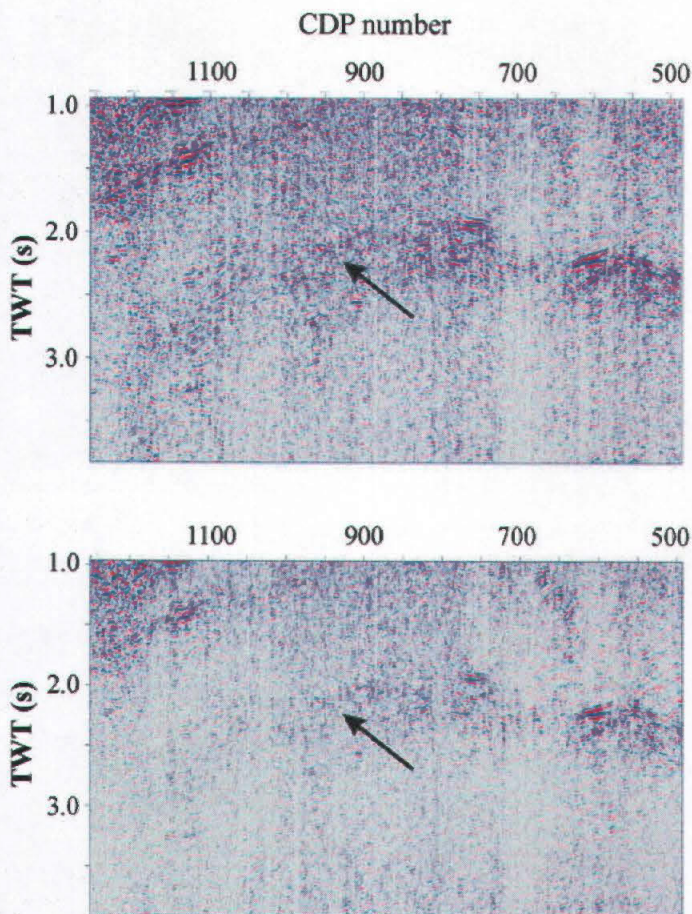


Fig. 4 - Details of the AVO results where the K-horizon is shallower (segment 18-B). The arrows indicate the possible presence of fluid.
 - Dettaglio della sezione (segmento 18-B), ottenuta dall'inversione AVO, in cui l'orizzonte K è più superficiale. Le frecce indicano le zone con possibile presenza di fluido.

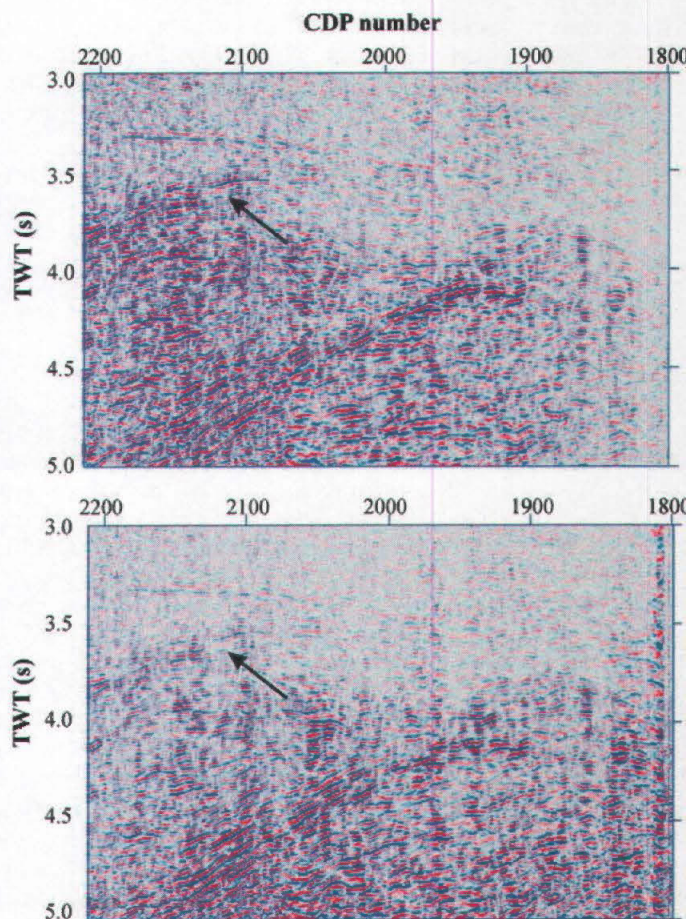


Fig. 5 - Details of AVO results in the NW part of segment 18-B. The arrows indicate the possible presence of fluid.
 - Dettaglio del risultato AVO nella parte NW del segmento 18-B. Le frecce indicano le zone con possibile presenza di fluido.

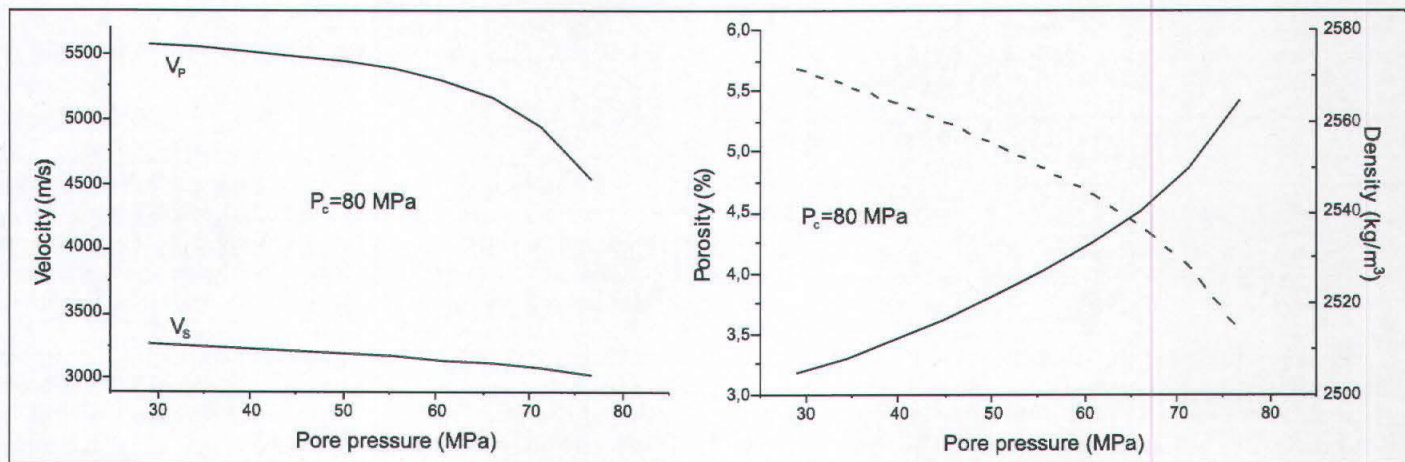


Fig. 6 - Seismic velocity (left), porosity (dashed line) and density (solid line; right) versus pore pressure, assuming a confining (P_c) and hydrostatic pressure equal to 80 MPa and 30 MPa respectively.

- Velocità sismica (sinistra), porosità (linea tratteggiata) e densità (linea continua; destra) in funzione della pressione nello spazio poroso, supponendo una pressione di confinamento (P_c) e idrostatica rispettivamente pari a 80 MPa e 30 MPa.

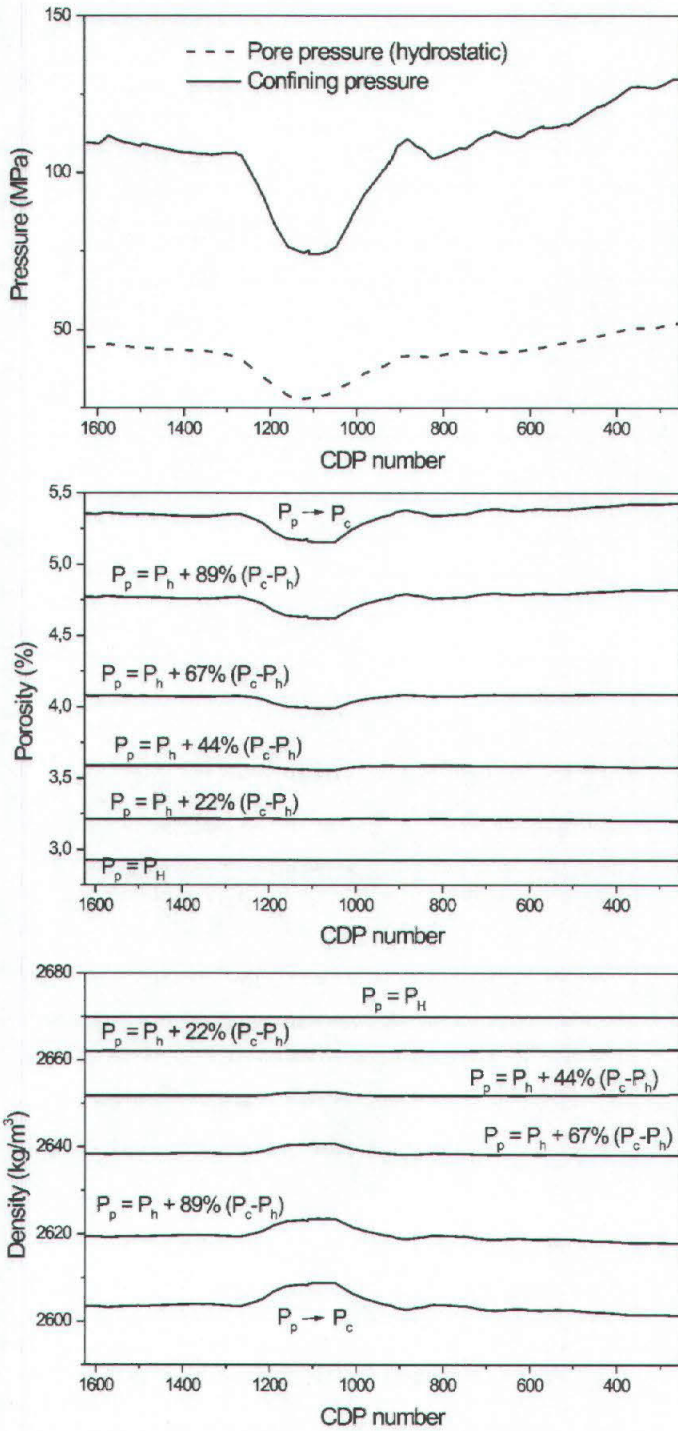


Fig. 7 - Top: Confining (P_c ; solid line) and hydrostatic (P_h ; dashed line) pressures calculated for segment 18-A. Porosity (middle) and density (bottom) at different pore pressures (P_p) along the seismic segment.
 - Pressione di confinamento (P_c ; linea continua) e idrostatica (P_h ; linea tratteggiata) calcolate nel segmento 18-A (sopra). Porosità (centro) e densità (sotto) per differenti pressioni nello spazio poroso (P_p) lungo la sezione sismica.

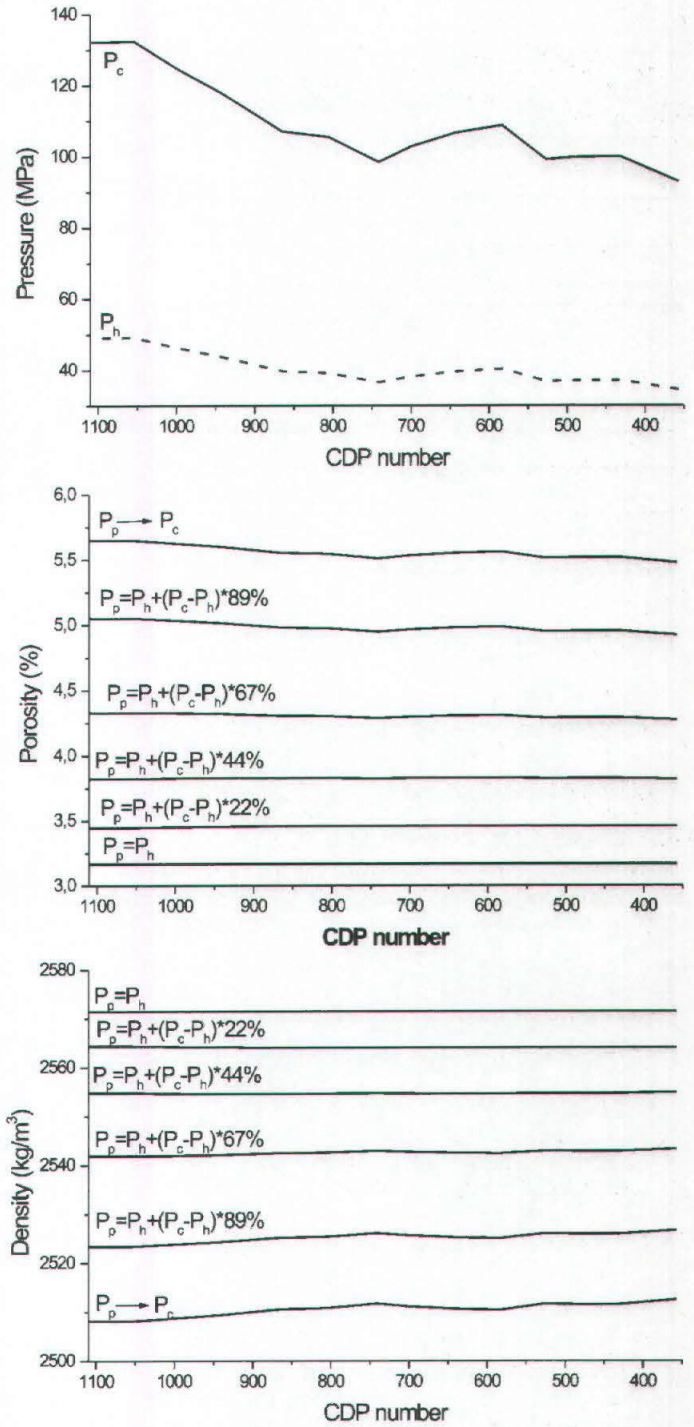


Fig. 8 - Top: Confining (P_c ; solid line) and hydrostatic (P_h ; dashed line) pressures calculated for segment 18-B. Porosity (middle) and density (bottom) at different pore pressures (P_p) along the seismic segment.
 - Pressione di confinamento (P_c ; linea continua) e idrostatica (P_h ; linea tratteggiata) calcolate nel segmento 18-B (sopra). Porosità (centro) e densità (sotto) per differenti pressioni nello spazio poroso (P_p) lungo la sezione sismica.

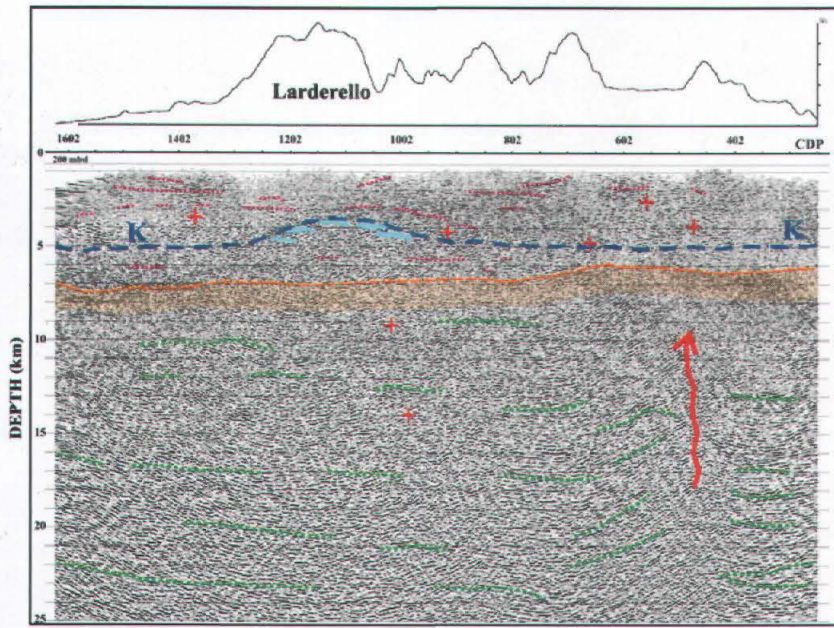
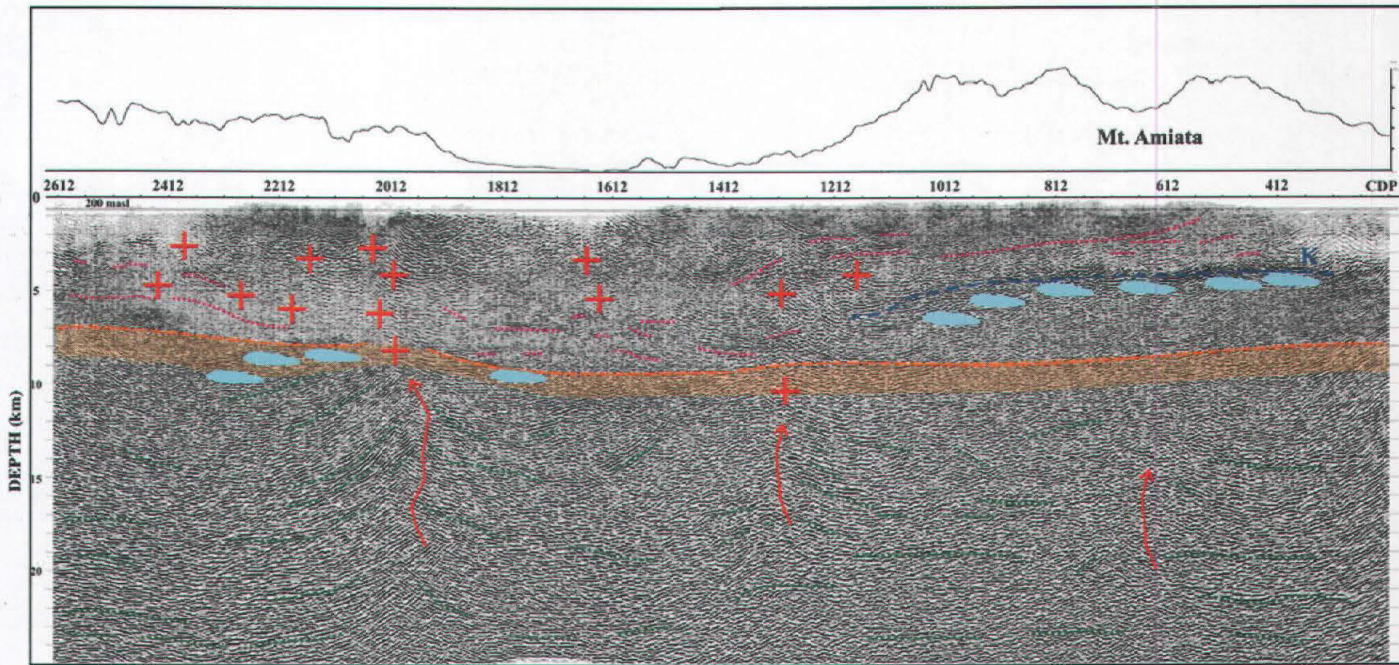


Fig. 9 - Line drawing and interpretation of the two depth-migrated seismic lines (top: 18-A; bottom: 18-B), where the topography is reported at the top. Broken blue lines: K-horizon. Orange zones: fairly flat regional reflections (see text). Light-blue zones: evidence of fluids. Red arrows: vertical channels. Red crosses: magmatic intrusions. Dotted pink lines: shallow reflections. Dotted green lines: deep reflections.

- Line drawing e interpretazione delle due sezioni migrate in profondità (sopra: 18-A; sotto: 18-B), in cui è riportata anche la topografia. La linea blu tratteggiata rappresenta l'orizzonte K, mentre le aree arancioni evidenziano riflessioni regionali quasi piatte (vedi testo). Le aree azzurre rappresentano l'evidenza di fluidi. Le frecce e le croci rosse indicano rispettivamente i canali verticali di risalita e le intrusioni magmatiche. Le linee puntinate rosa e verdi rappresentano rispettivamente le riflessioni superficiali e profonde.



CONCLUSIONS

The re-processing of the CROP-18 transect confirmed the presence of high-amplitude reflectors within the middle and lower crust, sometimes more vigorous than the well-known K-horizon. The amplitudes drop off in the proximity of the Larderello and Amiata geothermal fields, where the K-horizon is well imaged and shallow. This regional reflecting interval is compatible with a lithological change (as evidenced by AVO inversion; figs. 2 and 3), while the strong P- and S-wave reflectivities across the K-horizon can be associated with fluid overpressure conditions supported again by AVO inversions.

The reflectivity associated with lithological changes in the middle crust can be explained by the presence of magmatic intrusions into the extended deep continental crust. The intrusion of mantle-derived magmas is commonly

referred to as magmatic underplating and has been studied in depth by SINIGOI *et alii* (2003) in the Ivrea-Verbano zone. The heat released at the base of the crust induced anatexis in the overlying crustal rocks, with production of granitic melts quickly migrating to higher crustal levels, leaving behind progressively depleted restites. A sharp distinction between denser materials and less dense anatectic melts and metamorphosed volcano-sedimentary rocks can be the end result. The combination at different depths of the distinct products of the above process can explain the presence of alternating impedance and reflectivity observed.

The AVO inversion also confirmed the presence of non-reflecting zones which can be explained by the existence of energy-scattering intrusions, related to the magma rising along vertical conduits from the crust-mantle transition.

We can recognise three main vertical disturbances in the segment 18-B, as shown in the interpretation in fig. 9. The most evident of these vertical disturbances is the one in corresponding to the Roccastrada ridge (e.g. between the CDPs 1900 and 2200 in the NW part of section 18-B; see figs. 3 and 9). Less evident, in contrast, appears the disturbance at the limit of the Amiata geothermal field, around CDP 1300, or the one near CDP 600. Also present in line 18-A (CDP 450-500) is a possible vertical intrusion which we may correlate with the above-mentioned feature of Roccastrada.

Below the culmination of the K-horizon at Larderello, we cannot exclude the presence of intrusions, probably distributed laterally (sills) and at depth, and not concentrated in a single body. Other intrusions below the Amiata field are not well defined, probably not very extensive, and again perhaps located where there is a loss of continuity of the reflections and a low signal/noise ratio.

The base of the crust was detectable at 7.5-8 s TWT, consequently at 22-23 km depth, in agreement with the refraction data (DSS) acquired in the area (GIESE *et alii*, 1981). The crust-mantle transition is not marked in CROP lines as in the wide-angle recordings of the DSS sections, even if somewhere high-amplitude, continuous, fairly thick reflecting intervals are present. In some areas they are interrupted by evident tectonic deformation related to magmatic production and intrusions.

In conclusion, we accept, in the Tuscan geothermal province, the rise of warm fluids from below, with unstable equilibrium between rock properties, temperatures, fluid pressures, and confining pressures at different levels of the crust. Two models of this equilibrium are constructed where the K-horizon is shallow, forming a geometric trap across the Larderello field (between CDPs 800 and 1200 of 18-A) and in the proximity of Amiata (between CDPs 350 and 1100 of 18-B). Hence, the lithosphere of southern Tuscany is affected by velocity and density changes, as shown by different prospecting methods for penetration and resolution. From the theoretical modelling, the porosity in the overpressured zones seems to have a value near 5.5%, with a consequent decrease in density which can partly explain the negative Bouguer anomalies observed at the main geothermal fields.

REFERENCES

- ACCAINO F., TINIVELLA U., ROSSI G. & NICOLICH R. (2004) - *Imaging of CROP-18 deep seismic crustal data*. Boll. Soc. Geol. It., 195-204, this volume.
- AKI K. & RICHARDS P.G. (1980) - *Quantitative seismology. Theory and Methods*, 1. W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: «deep» reflecting horizons in Larderello-Travale geothermal field*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 477-484.
- BILGERI D. & ADEMENO E.B. (1982) - *Predicting abnormally pressured sedimentary rocks*. Geophysical Prospecting, **30**, 608-621.
- BROGI A., LIOTTA D., LAZZAROTTO D., NICOLICH R. & RANALLI G. (2003) - *L'orizzonte K nella crosta di Larderello (Campi geotermici della Toscana Meridionale)*. Boll. della Soc. Geol. It., in press.
- CARCIONE J.M. & TINIVELLA U. (2001) - *The seismic response to overpressure: a modelling study based on laboratory, well and seismic data*. Geophysical Prospecting, **49**, 523-539.
- CASINI M. (2000) - *Contributo della tomografia sismologica per la ricostruzione della struttura profonda dell'area geotermica di Larderello*. Tesi di Laurea, Univ. di Pisa, Facoltà di Scienze MM., FF. e NN.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LOTTA D., CERNOBORI L. & NICOLICH R. (1998) - *The CROP-03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **52**, 427-439.
- GARDNER G.H.F., GARDNER L.W. & GREGORY A.R. (1974) - *Formation velocity and density. The diagnostic basis for stratigraphic traps*. Geophysics, **39**, 770-780.
- GIESE P., WIGGER P., MORELLI C. & NICOLICH R. (1981) - *Seismischen Studien zur Bestimmung der Krustenstruktur im Bereich der geothermischen Anomalie der Toscana*. EUR 7578, de MF, 108 pp..
- KERN H. & SCHENK V. (1985) - *Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in southern Calabria (Italy)*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, **40**, 147-160.
- LIOTTA D., CERNOBORI L. & NICOLICH R. (1998) - *Restricted rifting and its consistence with compressional structures: results from CROP-3 traverse (Northern Apennines, Italy)*. Terra Nova, **10** (1), 16-20.
- LOCARDI E. (1985) - *Eogene and Quaternary Mediterranean Volcanism: the Tyrrhenian example*. In: Stanley D.J. & Wezel F.C. (eds), Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Springer, Berlin, 273-292.
- LOCARDI E. & NICOLICH R. (1988) - *Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1212-140.
- NICOLICH R. & MARSON I. (1994) - *Caratteri Geofisici delle strutture cristalline nella Provincia Geotermica Toscana*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., **1**, 163-168.
- NUR A. & SIMMONS G. (1969) - *The effect of saturation on velocity in low porosity rocks*. Earth and Planetary Science Letters, **7**, 183-193.
- OGLIANI F., BATINI F., CIUFFI S. & FIORDALISI A. (2003) - *Enhanced techniques of well seismic data inversion for the acoustic characterisation of deep geothermal horizons*. In: Structures in the Continental crust and geothermal resources, Siena, Italy, 80-81.
- SINIGOI S., QUICK J.E., PERESSIN G. & MAYER A. (2003) - *An example of the Apulian lower crust: the Ivrea-Verbano zone*. Transalp Conference Ext. Abs., Mem. di Sc. Geol., Padova, **54**, 101-104.

ALLEGATO 3

Il presente articolo, intitolato GEOFLUID EVIDENCE FROM ANALYSIS OF DEEP CRUSTAL SEISMIC DATA (SOUTHERN TUSCANY, ITALY), e' stato pubblicato nel 2005 nel *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 148, pp. 46–59.



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Journal of Volcanology and Geothermal Research 148 (2005) 46–59

Journal of volcanology
and geothermal research

www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Geofluid evidence from analysis of deep crustal seismic data (Southern Tuscany, Italy)

Flavio Accaino^{a,*}, Umberta Tinivella^{a,b}, Giuliana Rossi^a, Rinaldo Nicolich^b

^a*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Sgonico, I-34100 Trieste, Italy*

^b*Università di Trieste-Dipartimento di Ingegneria Civile, via Valerio 10, I-34127 Trieste, Italy*

Received 20 January 2004; received in revised form 12 June 2004; accepted 6 April 2005

Abstract

Southern Tuscany is characterized by an extensional tectonic regime, crustal thinning, magmatic intrusions, testifying the presence of fluids at elevated temperature and important geothermal fields. The area was investigated by applying integrated methodologies to deep crustal reflection seismic data: tomographic velocity analysis, amplitude versus offset inversion and theoretical approaches to model overpressure conditions. The seismic transect CROP 18, split in two lines (18-A and 18-B) with a total length of 123 km, has imaged the exceptionally high reflectivity of some markers of the metamorphic-crystalline basement units and of the medium-lower crust. The geometry of the main geological structures was reconstructed performing a pre-stack depth migration. The joint analysis of the available data enabled us to distinguish between the lithologic reflectors and the reflections caused by a predominant fluid effect, such as overpressure conditions. We detected the presence of vertical conduits, responsible for magmatic intrusions rising from the base of the crust, as well as of overpressured reservoirs. Theoretical models are used to quantify the effect of overpressure in terms of porosity increase, and the consequent density decrease in two areas where the main marker characterizing the geothermal fields, called the K horizon, is relatively shallow. © 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: tomographic velocity; AVO; overpressure; magmatic intrusion; geothermal field

1. Introduction

Southern Tuscany is a crucial area for the exploitation of geothermal energy. In this region, within the frame of the Italian CROP project (CROsta Profonda), a crustal seismic transect (CROP 18) was acquired. The transect was split in two lines, called 18-A and 18-

B, and was designed to study the crustal structures between the well-known main reflector characterizing the geothermal fields (the 'K' horizon defined by Batini et al., 1978; Liotta et al., 1998; Brogi et al., 2003a) and the Moho discontinuity, in the crust–mantle transition. The aim was to reveal the presence of magmatic intrusions related to the extensional regime and to justify the crustal thinning of the southern Tuscany dome (Locardi, 1985; Locardi and Nicolich, 1988). Hence, the transect analysis had the goal of

* Corresponding author.

E-mail address: faccaino@ogs.trieste.it (F. Accaino).

Table 1
Principal field parameters for the CROP 18 transect, acquired in 1995

Source	Dynamite (30 kg)
Average shot interval	180 m
Shot depth	30 m
Channels number	192
Receiver interval	60 m
Sample interval	2 ms
Maximum coverage	3200%
Spread	Split 3780-150-0-150-7620

The data were resampled to 4 ms with a record length limited to 12 s.

recognising the lithologic discontinuities, fluid effects, including overpressure, and the geometries of the geological structures. For this reason, we used the following integrated approaches to better constrain the interpretation of the seismic lines: (1) re-processing of the seismic lines to obtain stacked sections; (2) tomographic inversion to obtain depth models; (3) pre-stack depth migration; (4) AVO (Amplitude Versus Offset) inversion to extract information about the fluid presence and elastic properties of the rocks; (5) theoretical modelling of zones with overpressured fluids.

2. Seismic data

The seismic lines 18-A and 18-B have a length of 48 km and 75 km, respectively. The receivers spacing is equal to 60 m with an average coverage of 40. The source used was dynamite. Table 1 summarise the main acquisition parameters.

Fig. 1 presents the location map of the CROP 18 transect; another deep crustal seismic line (CROP 03; Decandia et al., 1998), crossing the investigated area, is also indicated.

The main goals of the data processing were the improvement of the signal/noise ratio and the preservation of the real amplitude of the reflections, both the shallowest and deepest, in order to maintain their characteristics. The following were the key actions to obtain the final stacked sections shown in Fig. 2: surface-consistent amplitude correction in order to preserve the true-amplitudes of the reflections, surface-consistent deconvolution, a trimmed mean-dynamic dip filter (Holcombe and Wojslaw, 1992), F-X deconvolution in common-shot domain, residual static surface consistent correction and velocity analysis



Fig. 1. Location map of crustal seismic lines acquired in the area (18 and 03).

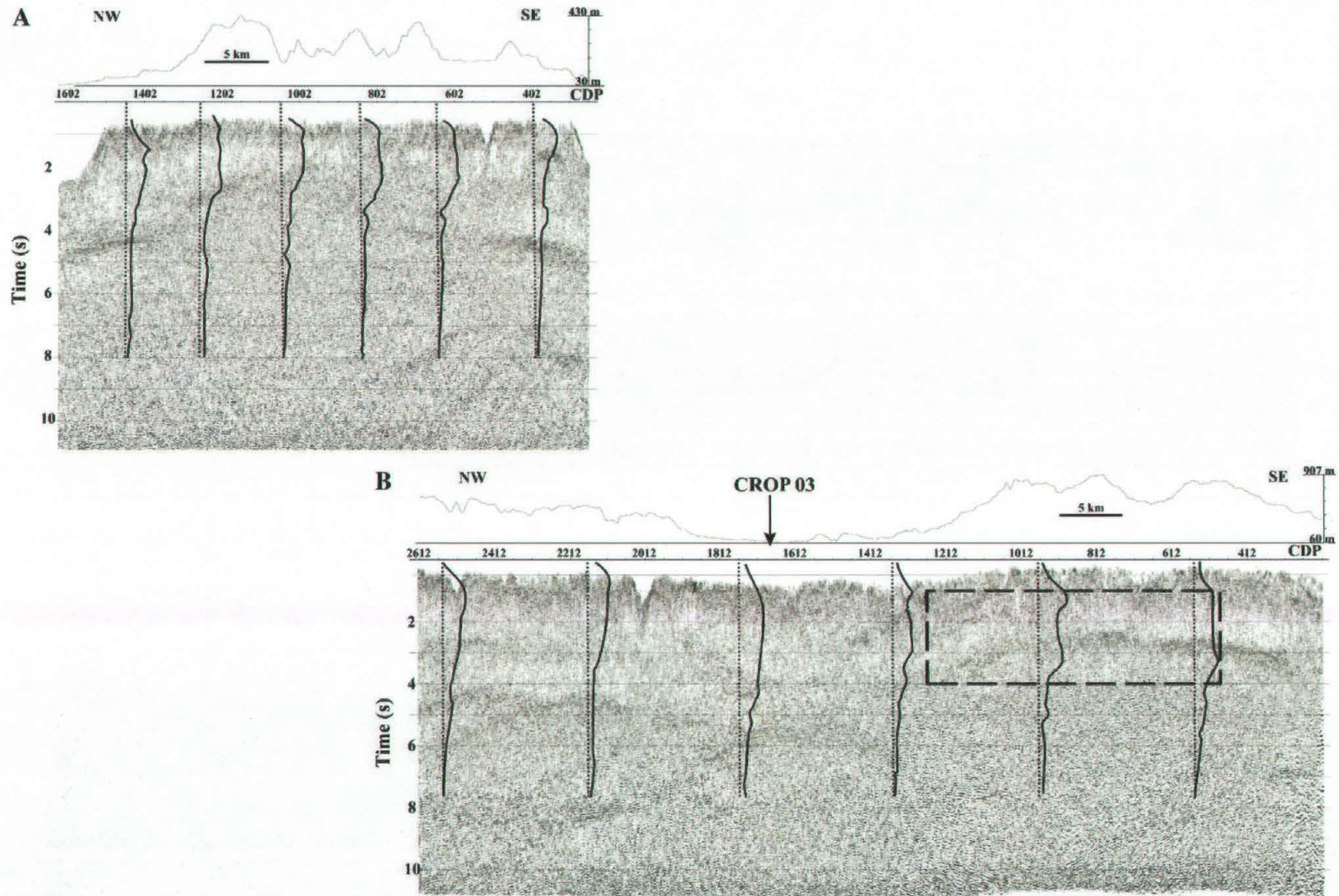


Fig. 2. Stacked sections with the topography of lines 18-A (top) and 18-B (bottom), to which the ratios between the P- and S-wave reflectivities are overimposed: 0.5 s correspond to 200 m above sea level. The sections are positioned to indicate the overlapping zones. An arrow indicates the intersection with the line CROP 03. The dashed box indicates the details presented in Fig. 6.

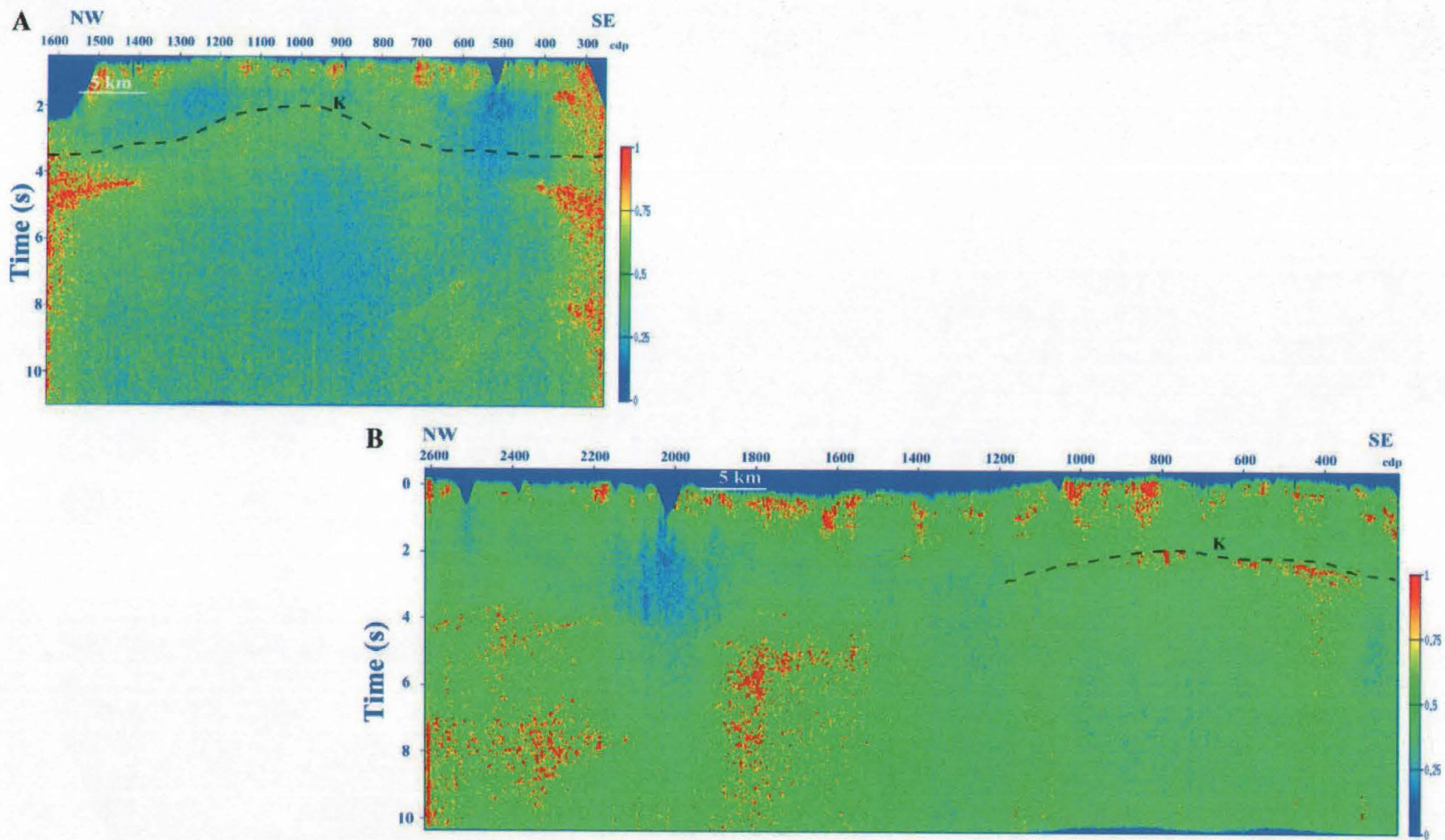


Fig. 3. Instantaneous amplitude of 18-A (top) and 18-B (bottom): 0.5 s correspond to 200 m above sea level. The sections are positioned to indicate the overlapping zones. The K horizon is indicated.

and models followed by supplementary F-X deconvolution after stack, time variant filtering and AGC.

The re-processing done has produced a clear improvement of the seismic images if we compare our results to the preliminary stack-sections published in the CROP-Atlas (Scrocca et al., 2004).

The reflectivity contrasts among zones with or without absorption or dispersion were evidenced calculating the signal attributes. Fig. 3 shows the instantaneous amplitude of both lines and strong reflectors, indicated in red and yellow, located at about 2 s and 3.5–4 s TWT. The lack of reflectivity corresponds to the sectors in blue. The foremost zones, with almost-zero instantaneous amplitude (near CDPs 520 of 18-A and 2010 of 18-B), are not an artefact of the coverage loss due to the acquisition geometry, be-

cause it can influence only the first 2 s. They are considered to represent magmatic intrusions, as discussed later. The similarity of the two sections can be observed in the segments where the two lines are almost overlapping (CDPs 250–800 for 18-A, and CDPs 1600–2600 for 18-B).

3. Depth models

The complex geometry of the geological units of the investigated area deals with the strong lateral velocity changes associated to the petrophysical properties. A standard velocity analysis, that supposes a constant velocity and flat reflectors, therefore cannot guarantee a correct reconstruction of the velocity field

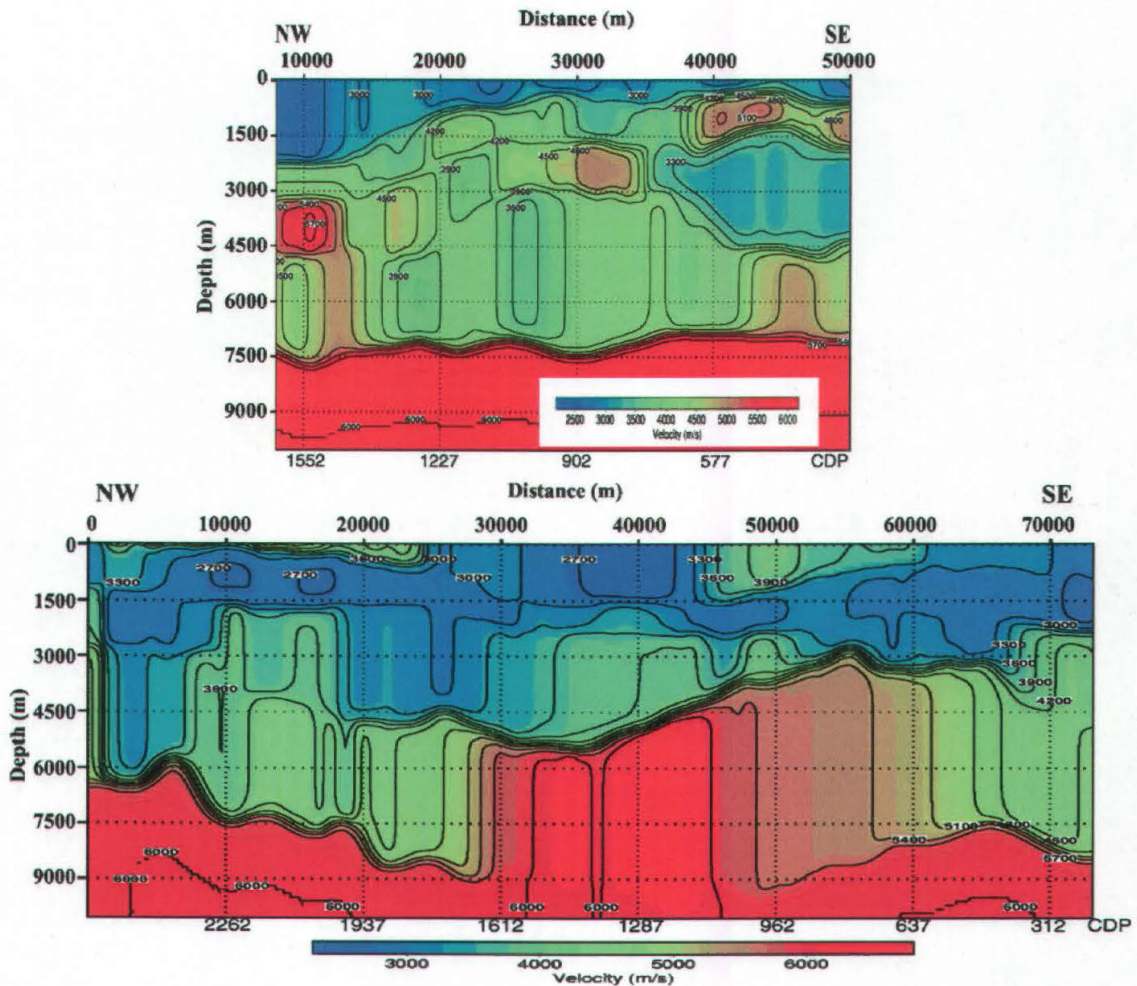


Fig. 4. Velocity fields obtained after tomographic inversion. Top: 18-A, bottom: 18-B. The correspondence among distances and CDPs is indicated.

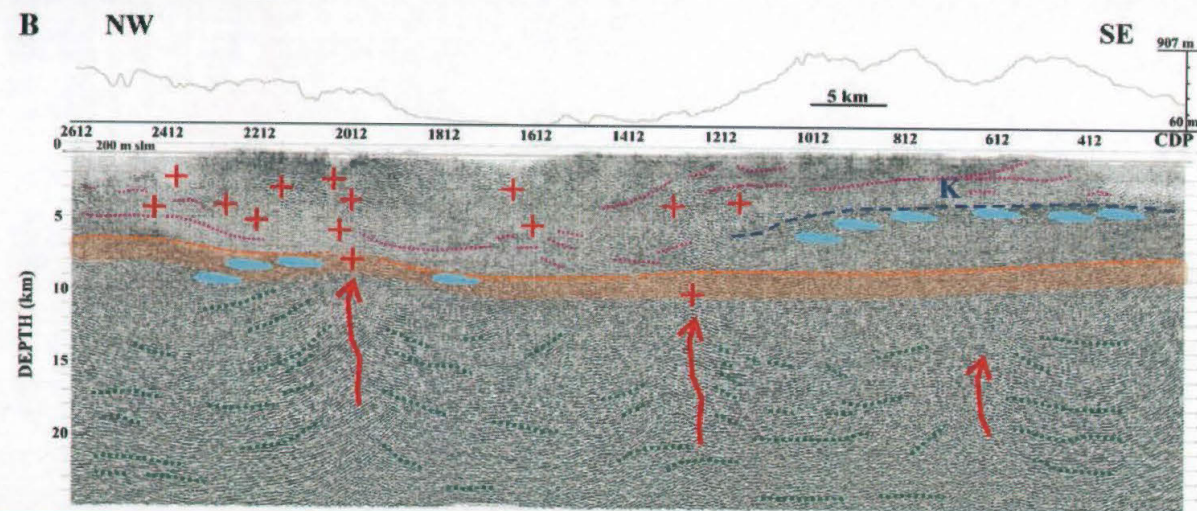
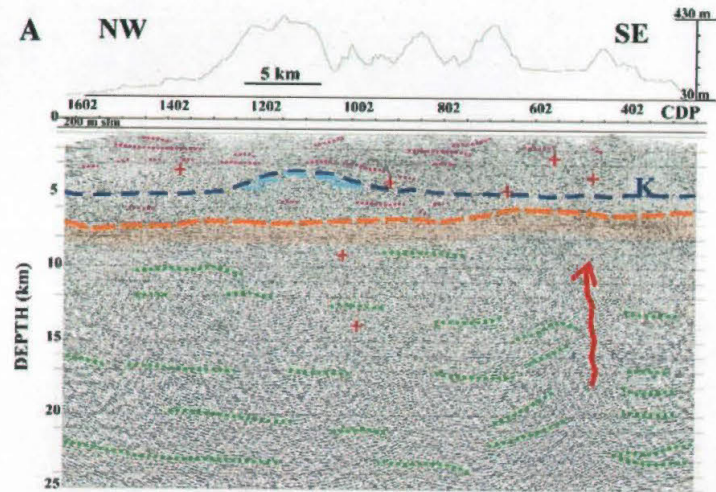


Fig. 5. Pre-stack depth migration sections and topography of lines 18-A (top) and 18-B (bottom), where the interpretation is superimposed. The sections are positioned to indicate the overlapping zones. Broken blue lines: K horizon. Orange zones: quite-flat regional reflections (see text). Light-blue zones: fluid evidence. Red arrows: vertical channels. Red crosses: magmatic intrusions. Dotted pink lines: shallow reflections. Dotted green lines: deep reflections.

and of the geometries of the main structures (Yilmaz, 2001). By applying a tomographic inversion of the reflected events using the CAT3D software (Böhm et al., 1999; Vesnaver and Böhm, 2000) this difficulty can be mitigated. To compute the tomographic inversion we selected four main reflectors down to approximately 4 s, that correspond to a depth of about 8 km with an average upper crustal velocity of 4 km/s, a depth close to the largest offset of the field data, i.e. to

the maximum depth at which we can obtain a fairly good velocity resolution. The lateral velocity variations for the line 18-A are shown at the top of Fig. 4, with a velocity anomaly in the central part of the section, where the K horizon is shallower, and lateral changes at both ends of the section due to the high velocity in proximity of the reflectors at about 3.5–4 s. The bottom of Fig. 4 shows the velocity field for the line 18-B with intervals with higher velocities

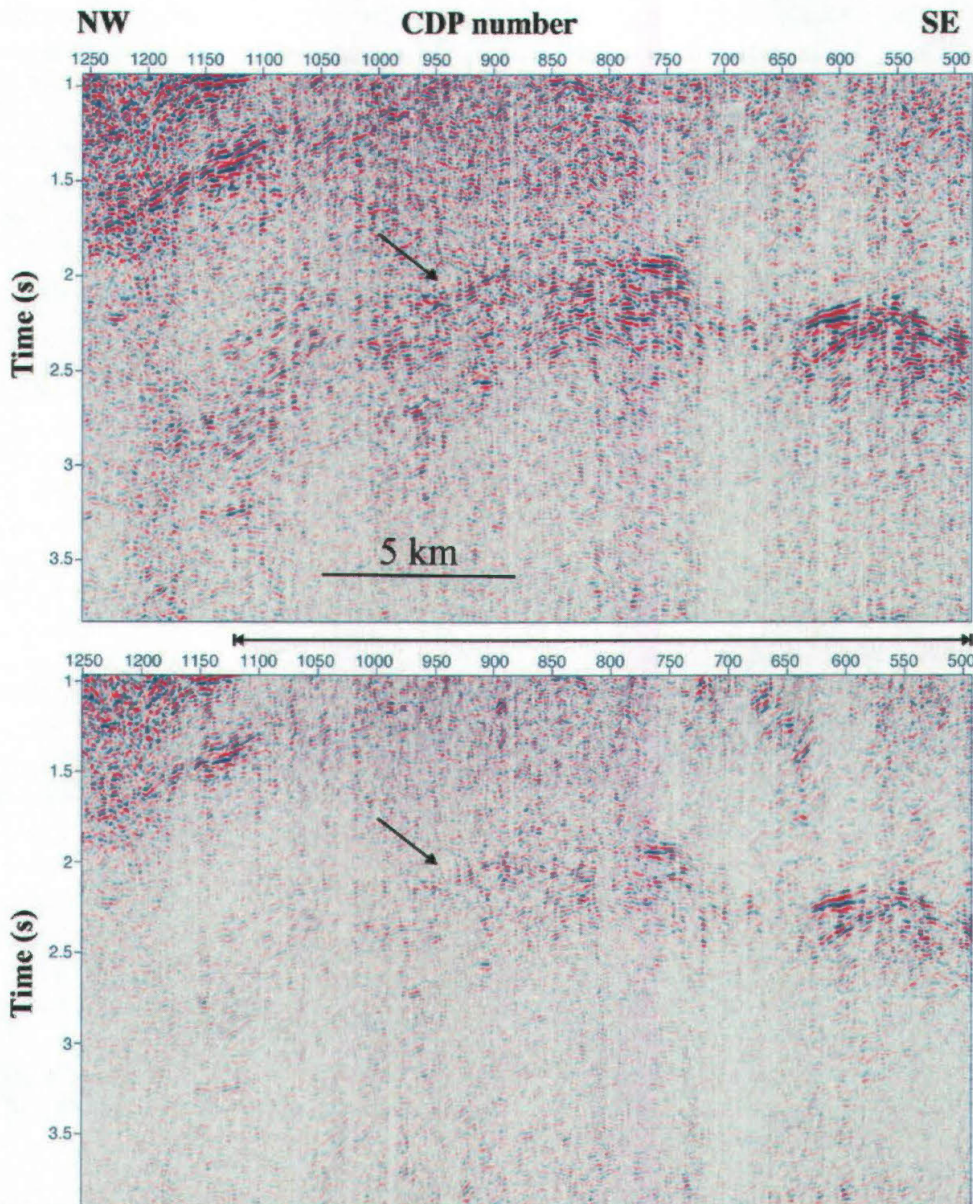


Fig. 6. Detail of the AVO sections in proximity of the Amiata Mount (NW of segment 18-B; see the dashed box in Fig. 2). Top: P-wave reflectivity. Bottom: S-wave reflectivity. The arrows indicate the reflector related to the overpressure evidence.

associated to geological formations in the shallower portion, while a deeper high velocity zone is marked in the centre of the section and to the SE, where the velocity change is related to the doming of the K horizon.

A pre-stack depth migration was performed to determine the real depth geometries of the structures (Fig. 5), using the tomographic velocity field for the upper crust, while a velocity gradient was fixed for the deepest parts after several iterations and a satisfactory final result. The final velocity at 22–23 km depth is equal to about 8000 m/s that corresponds to the base of the crust, in agreement with previous studies (Giese et al., 1981).

4. AVO analyses

The high-energy events evidenced in the seismic sections can be associated either with lithologic changes or to the presence of fluids at elevated pressure. To better discriminate between these effects, we performed an amplitude variation versus offset (AVO) analysis by using a commercial software (GeoDepth[®]; Paradigm Geophysical). The seismic data, processed with a true amplitude approach (as described in Section 2), are corrected for the source and receivers directivity. The relationship between the offset and incidence angle was obtained with a ray tracing by using the velocity field obtained through a loop of tomography and migration. The Gardner relation (Gardner et al., 1974), modified as described in the next section, was used to correlate density and compressional velocity.

The ratios between the compressional (P) and shear (S) waves reflectivity are evaluated to interpret the AVO inversion; in fact, these ratio are related to the Poisson's ratio. In the stacked sections (Fig. 2) a few profiles of P/S reflectivity ratio are shown, which indicate that two main break off, at about 2–3 s and at about 3.5–4 s, are singled out. The first break corresponds to the K horizon and has a variable strength along the seismic sections, while the second one has a constant character in both lines. Comparing the AVO sections, one can conclude that the deepest break off is probably caused by a lithologic change, while the shallowest is probably caused by the presence of overpressured fluids that

can justify the strong contrast of Poisson's ratio at this marker. In fact, as evidenced in the detail across the K horizon in the SE part of line 18-B (see Figs. 2 and 6), the S-wave reflectivity presents significant signals in correspondence of high-energy markers in the P-wave reflectivity section.

5. Seismic velocity versus pore pressure

First, we recall some useful definitions of the different pressures considered in this work. Pore pressure (P_p) is the pressure of the fluids in the pores and it is equal to the hydrostatic pressure when the pores only support the weight of the overlying pore fluids. The confining pressure (P_c) is due to the weight of the overlying sediments, including the pore fluids. Effective pressure (P_e) is a linear combination between the pore and confining pressures with a parameter called effective stress coefficient; in this paper, we consider this coefficient equal to one, so the effective pressure is equal to the difference between the P_c and P_p .

Fluids overpressure can be detected by conventional velocity analysis (e.g., Bilgeri and Ademenio, 1982) and empirical models that relate pore pressure to the seismic properties. These models usually give a relationship between the P-wave velocity (obtained by well logs or seismic data analysis) and the actual pore fluid pressure.

In this work, we consider a theoretical model to determine the velocity versus pore-fluid pressure based on Biot's (1962) theory of dynamic poroelasticity. The velocity versus pore pressure is computed considering the pore pressure as the independent variable. The main point is the evaluation of the change of the porosity (ϕ) versus pore pressure, assuming a constant confining pressure, temperature and rock composition. In this hypothesis, only compressibility effects cause the changes; the reference state (indicated with the subscript i), i.e. the state at which all properties are known, is the hydrostatic case. The theory gives the following expression:

$$\phi = A_1 \phi_i / [1 - \phi_i (1 - A_1)],$$

where the parameter A_1 depends on the pore pressure and can be defined as function of the pore compressibility versus effective pressure.

The P- (V_P) and S-wave (V_S) velocities were computed by using the following formulas (see details in Carcione and Tinivella, 2001):

$$V_P = \left[\operatorname{Re} \left(\frac{1}{V_P^*} \right) \right]^{-1}, \quad V_S = \left[\operatorname{Re} \left(\frac{1}{V_S^*} \right) \right]^{-1},$$

where Re denotes the real part and

$$V_P^{*2} = \frac{A_2 + \sqrt{A_2^2 - 4ME\rho_c\rho_1}}{2\rho_c\rho_1},$$

$$V_S^{*2} = \frac{\mu}{\rho_c}$$

ρ_c and ρ_1 depend on the effect of fluid and bulk density, seismic frequency, tortuosity, fluid viscosity and permeability of the medium. The parameter A_2 is function of the fluid and matrix density effects and elastic coefficients, such as the P-wave modulus of the dry skeleton (E in the formula), the elastic coupling modulus between solid and fluid (M) and the poro-elastic coefficient of effective stress.

The theoretical seismic velocities were evaluated following the K horizon, where an overpressure condition is evidenced by AVO analysis. The theoretical seismic velocities, porosity and density versus pore pressure are reported in Fig. 7, where we supposed a confining and hydrostatic pressure equal to 80 and 30 MPa, respectively, which correspond to the values of pressures where the K horizon is shallower in the line 18-A (measurements in geothermal wells; Casini, 2000). Table 2 reports the main physical parameters

Table 2

Physical parameters used to evaluate the theoretical velocity versus pore pressure

	Density (kg/m ³)	Bulk modulus (GPa)	Rigidity (GPa)
Solid	2652	49.29	33.66
Water	1000	2.30	–
Gas	100	≅ 0	–

The values are shifted considering the temperature effect and supposing a temperature of 450 °C at the level of the K horizon. See text for the details.

used: these data were obtained by direct measurements in wells located nearby the seismic lines (Fabio Oglioni, personal communication, and Oglioni et al., 2003). The velocity versus pore pressure data were obtained from the literature considering the laboratory measurements on a sample of Westerly granite (Nur and Simmons, 1969), whereas the porosity versus pore pressure data were obtained applying a modified Gardner relationship between density and velocity. In the Gardner relationship, we changed the multiplicative factor (in literature equal to 0.31) until obtaining, for the initial density at the hydrostatic pressure, a value of 2571 kg/m³, which corresponds to an initial porosity of 3.17% suitable for the rock samples in the geothermal area of Tuscany (F. Batini, personal communication). We shifted the laboratory P- and S-wave velocities (in both dry and saturated cases) applying the gradient velocity with respect to the temperature, to obtain the velocities at 450 °C (temperature at the K horizon; Brogi et al., 2003a). For this purpose, we used the velocity gradients evaluated by Kern and Schenk

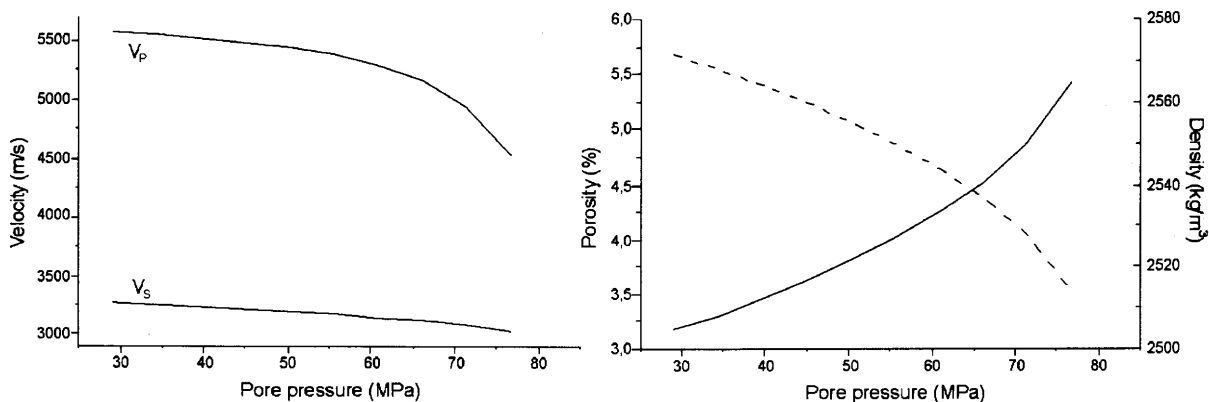


Fig. 7. Theoretical P- and S-wave velocities (left), porosity and density (right) versus pore pressure supposing steam in the pore space. Confining and hydrostatic pressures are equal to 80 MPa and 30 MPa, respectively.

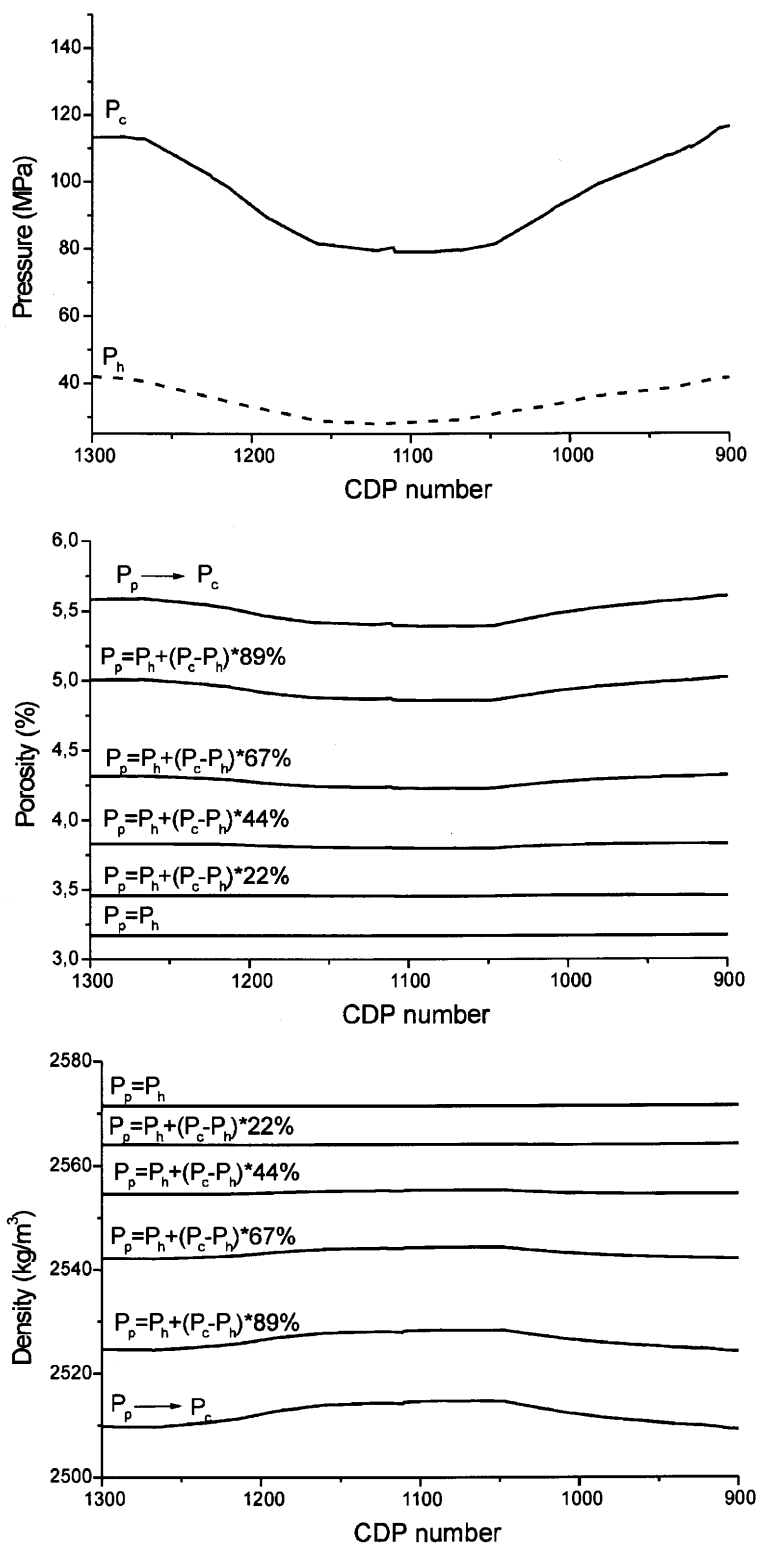


Fig. 8. Confining (P_c) and hydrostatic (P_h) pressure (top) in proximity of the K horizon (Larderello area). Porosity (middle) and density (bottom) at different pore pressure (P_p) along the selected part of line 18-A (see CDP location in Figs. 2, 5 and 6).

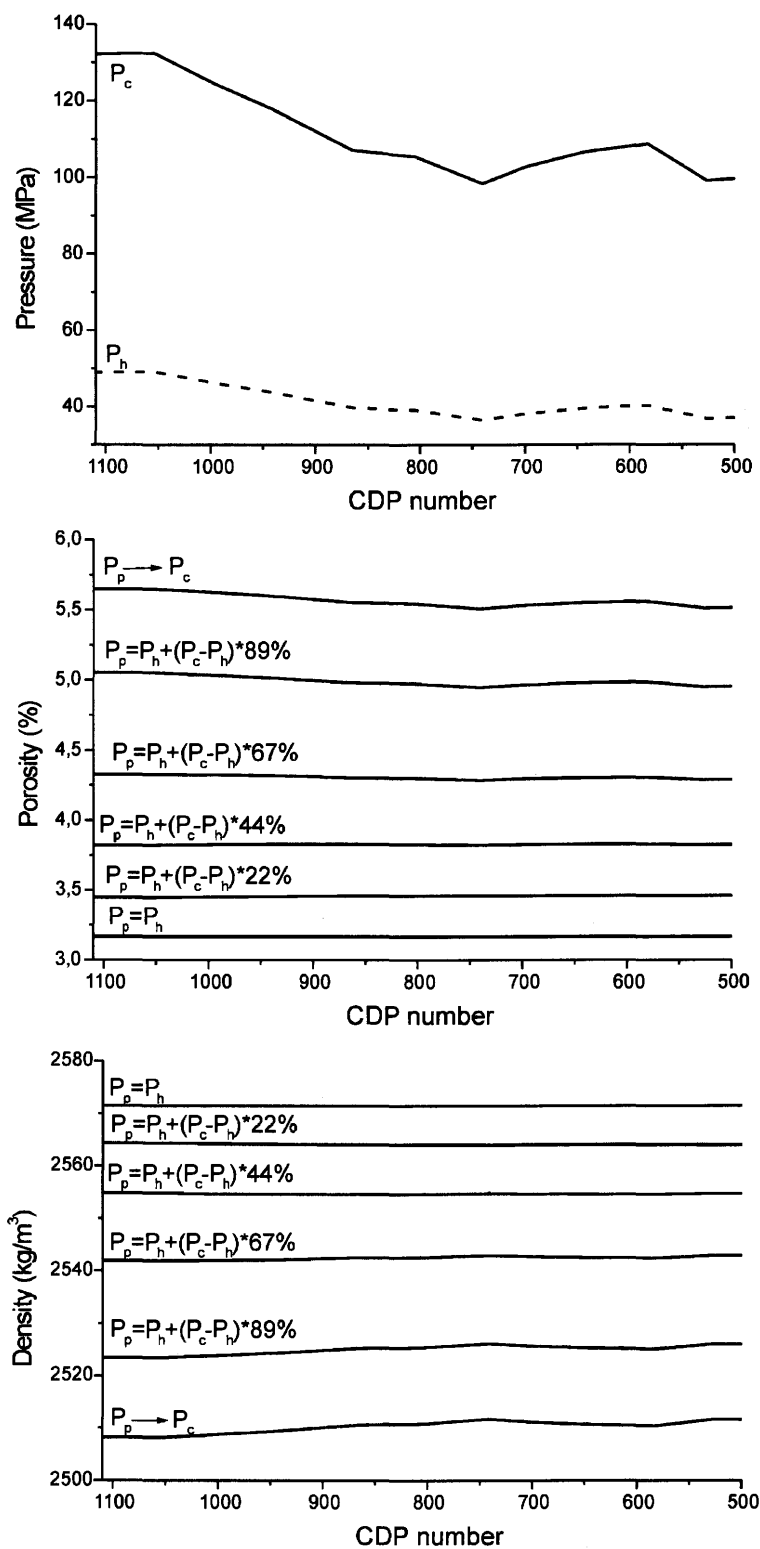


Fig. 9. Confining (P_c) and hydrostatic (P_h) pressure in proximity of the K horizon (Amiata Mount area). Porosity (middle) and density (bottom) at different pore pressure (P_p) along the selected part of line 18-B (see CDP location in Figs. 2 and 5).

(1985) for the sample identified by KAL 875; the P- and S-wave velocity gradients are equal to -0.24 m/(s °C) and -0.134 m/(s °C), respectively. This sample corresponds to a granitic rock and the velocities measured on it are very similar to those observed in the seismic data and in wells drilled in the investigated area. It is much more compatible with the geology of Tuscany, where some authors (see e.g., Brogi et al., 2003b) consider the presence of huge intruded granitic bodies. Note that the dry P- and S-wave velocities versus pore pressure were used to obtain the shear and bulk modulus of the matrix.

We focused our attention on a selected part of the segment 18-A, where the AVO analysis evidenced the presence of a pore fluid in overpressure condition, corresponding to the area where the K horizon has the shape of a trap (in proximity of the Larderello geothermal field). Fig. 8 (top) shows the confining and hydrostatic pressure at the K horizon, obtained by the information of seismic and well data. We calculated the P- and S-wave velocities along the K horizon, which may correspond to a transition zone between hydrostatic (considering water connected to the surface in the pore space) and overpressure conditions (considering fluids trapped in the pore space), without changing of the matrix properties. Fig. 8 (middle and bottom) shows the inferred porosity and density at different pore pressures. Since the hydrostatic and confining pressures are variable along the seismic line, the pore pressure was related to the percentage variation with respect to the effective pressure. The results indicate that, if we suppose a high overpressure, the porosity rises to the value of about 5.5%, while the density values approach 2500 kg/m³. This density decrease can contribute to the negative gravimetric anomaly observed in the area, as already modelled by Nicolich and Marson (1994).

The top of Fig. 9 shows the hydrostatic and confining pressure for the selected part of segment 18-B (in proximity of the Amiata Mount), where the K horizon presents an amplitude anomaly as evidenced by AVO analysis (see Fig. 6) and it is quite shallow. We also evaluated the porosity and the density variations versus pore pressure along the seismic line, as reported in the middle and bottom of Fig. 9. In this case, the porosity also increases, and the consequent density decrease, caused by overpressure condition, is again detectable.

6. Discussion

The re-processing of the CROP 18 transect confirmed the presence of high amplitude reflectors within the middle and lower crust, sometimes more vigorous than the well-known K horizon, which was revealed by the industrial seismic lines (Brogi et al., 2003a and references therein). It is worth mentioning that the CROP 18 profile was acquired parallel to the tectonic structures and near to a deformation zone characterized by dispersion and/or absence of the seismic signals also on other seismic lines (Brogi et al., 2003b). Only few markers can be associated to diffractions or to reflections from bodies out of the section, and cannot be correctly migrated. Other ones are related to interfaces lying on the section plane and prove the heterogeneities in the crust of the Southern Tuscany. The segment 18-B, to the SE, becomes almost orthogonal to the main geologic structures and hence the K horizon is well illuminated. On the other hand, this horizon is not so evident or absent in the NW part where it is deeper, according to its position in the crossing line CROP 03 (Decandia et al., 1998). Moreover, it coincides there with nearly continuous reflectors indicated also by the AVO analysis, i.e. the higher velocity body at 3.5–4 s. This interval, nearly 2 km thick, has high amplitude reflections, but is somewhere discontinuous and it is present at approximately 6 to 8 km depth. The amplitudes drop off in the proximity of the Larderello and Amiata Mount geothermal fields, where the K horizon is well imaged and shallow. This regional reflecting zone is more compatible with a lithologic change (as evidenced by AVO inversion; Fig. 2), while the strong P- and S-wave reflectivities across the K horizon can be associated to fluid overpressure conditions supported again by AVO inversions.

The reflectivity associated to lithologic changes in the middle crust can be explained by the presence of magmatic intrusions into the extended deep continental crust. The intrusion of mantle derived magmas is commonly referred to as magmatic underplating and has been significantly studied by Sinigoi et al. (1996) along the significant outcroppings of lower crust bodies in the Ivrea-Verbano zone (Southern Alps in NW Italy). The heat released at the base of the crust induced anatexis in the overlying crustal rocks with production of granitic melts quickly migrating to

higher crustal levels, leaving behind progressively depleted restites. A sharp distinction between denser materials and less dense anatectic melts and metamorphosed volcano-sedimentary rocks can be the end result. The combination at different depths of the distinct products of the above process can justify the presence of impedance's alternance and of the observed high reflectivity.

7. Conclusions

The AVO inversion confirmed the presence of non-reflective zones that may be homogenous intrusions, mainly related to the magma rising along vertical conduits, starting from the crust–mantle transition. We can recognise three main vertical disturbances in the segment 18-B, shown in the interpretation in Fig. 5. The most evident of these vertical disturbances is the one in correspondence of the Roccastrada ridge (e.g., between the CDPs 1900 and 2200 in the NW part of the section 18-B; see Figs. 1 and 5). Less evident, on the contrary, appears the disturbance at the limit of the Amiata geothermal field, around CDP 1300, or the one near CDP 600. Also in the line 18-A (CDP 450–500) a possible vertical intrusion is present that we could correlate with the above-mentioned feature of Roccastrada.

Below the culmination of the K horizon of Larderello, we cannot exclude the presence of intrusions, probably distributed laterally (sills) and in depth, and not concentrated in a single body. Other intrusions below the Amiata field are not well defined, surely not very extended, and again probably located where there is a loss of continuity of the reflections and a low signal/noise ratio is observed.

The base of the crust was detectable at 7.5–8 s TWT, consequently at 22–23 km depth, in agreement with the refraction data (DSS) acquired in the area (Giese et al., 1981). The crust–mantle transition is not marked in CROP lines as in the wide-angle recordings of the DSS sections, even if high-amplitude continuous, fairly thick, reflecting intervals are sometimes present. Somewhere they are interrupted by marked tectonic deformations related to the magmatic production and intrusions. From the integrated analysis of seismic data, we accept in the Tuscan geothermal province the rising of warm fluids from below, with

unstable equilibrium among rock properties, temperatures, fluid pressures, and confining pressures at different levels of the crust. Two models outlining the equilibrium conditions were built where the K horizon is shallow, forming a geometric trap, across the Larderello field (between CDPs 800 and 1200 of 18-A) and in proximity of the Amiata Mount (between CDPs 350 and 1100 of 18-B). The interpretations, supported by prospecting methods different both for penetration and resolution, have confirmed that the lithosphere of the Southern Tuscany is interested by strong velocity and density changes. From the theoretical modelling, the porosity in the overpressure zones shows values near 5.5%, with a consequent decrease of the density, which can partially, or nearly totally justify the negative gravity Bouguer anomalies observed in correspondence of the main geothermal fields (Nicolich and Marson, 1994).

References

- Batini, F., Burgassi, P.D., Cameli, G.M., Nicolich, R., Squarci, P., 1978. Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: "deep" reflecting horizons in Larderello-Travale geothermal field. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 19, 477–484.
- Bilgeri, D., Ademeno, E.B., 1982. Predicting abnormally pressured sedimentary rocks. *Geophysical Prospecting* 30, 608–621.
- Biot, M.A., 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *Journal of Applied Physics* 33, 1482–1498.
- Böhm, G., Rossi, G., Vesnaver, A., 1999. Minimum time ray-tracing for 3-D irregular grids. *Journal of Seismic Exploration* 8, 117–131.
- Brogi, A., Liotta, D., Lazzarotto, D., Nicolich, R., Ranalli, G., 2003a. L'orizzonte K nella crosta di Larderello (Campi geotermici della Toscana Meridionale). *Bollettino della Societa Geologica Italiana* 122, 103–106.
- Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Ranalli, G., 2003b. Extensional shear zones as imaged by reflection seismic lines: the Larderello geothermal field (central Italy). *Tectonophysics* 363 (1–2), 127–139.
- Carcione, J.M., Tinivella, U., 2001. The seismic response to overpressure: a modelling study based on laboratory, well and seismic data. *Geophysical Prospecting* 49, 523–539.
- Casini, M., 2000. Contributo della tomografia sismologia per la ricostruzione della struttura profonda dell'area geotermica di Larderello. Tesi di Laurea, Univ. Di Pisa, Facoltà di Scienze MM., FF. e NN.
- Decandia, F.A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Cernobori, L., Nicolich, R., 1998. The CROP-03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Apennines. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 52, 427–439.

- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., Gregory, A.R., 1974. Formation velocity and density—the diagnostic basis for stratigraphic traps. *Geophysics* 39, 770–780.
- Giese, P., Wigger, P., Morelli, C., Nicolich, R., 1981. Seismischen Studien zur Bestimmung der Krustenstruktur im Bereich der geothermischen Anomalie der Toscana. EUR 7578, de MF. 108 pp.
- Holcombe, H.T., Wojslaw, R.S., 1992. Spatially weighted trim stacking: a technique for pre-stack noise suppression. *Proceedings Society of Exploration Geophysicists, Annual Meeting*, pp. 1157–1160.
- Kern, H., Schenk, V., 1985. Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in southern Calabria (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 40, 147–160.
- Liotta, D., Cernobori, L., Nicolich, R., 1998. Restricted rifting and its consistence with compressional, structures: results from CROP-3 traverse (Northern Apennines, Italy). *Terra Nova* 10, 16–20.
- Locardi, E., 1985. Eocene and quaternary Mediterranean volcanism: the Tyrrhenian example. In: Stanley, D.J., Wezel, F.C. (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer, Berlin, pp. 273–292.
- Locardi, E., Nicolich, R., 1988. Geodinamica del Tirreno e dell'Apennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 41, 140–1212.
- Nicolich, R., Marson, I., 1994. Caratteri geofisici delle strutture crostali nella Provincia Geotermica Toscana. *Studi Geologici Camerti* 1, 163–168.
- Nur, A., Simmons, G., 1969. The effect of saturation on velocity in low porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 7, 183–193.
- Ogliani, F., Batini, F., Ciuffi, S., Fiordalisi, A., 2003. Enhanced techniques of well seismic data inversion for the acoustic characterisation of deep geothermal horizons. *Structures in the Continental Crust and Geothermal Resources, Vol. Abstr. Depart. of Earth Sciences, Siena, Italy*, pp. 80–81.
- Scrocca, D., Doglioni, D., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzotti, A., Bertelli, L., Burbi, L., D'offizi, S. (Eds.), 2004. CROP ATLAS-Deep Seismic Reflection Profiles of the Italian Crust, *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. 62.
- Sinigoï, S., Quick, J.E., Mayer, A., Budhan, J., 1996. Influence of stretching and density contrasts on the chemical evolution of continental magmas: an example from the Ivrea-Verbano zone. *Contributions Mineral. Petrol.* 123, 238–250.
- Vesnaver, A., Böhm, G., 2000. Staggered or adapted grids for seismic tomography? *The Leading Edge* 9, 944–950.
- Yilmaz, O., 2001. Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data. *Series: Investigation in Geophysics*, vol. 10. Society of Exploration Geophysicists—SEG, Tulsa, OK. 2027 pp.

ALLEGATO 4

Il presente articolo, intitolato HIGHLIGHTING THE CRUSTAL STRUCTURE OF THE SOUTHERN TUSCANY BY REPROCESSING OF THE CROP03 NVR PROFILE, e' in fase di revisione per essere pubblicato nel *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*.

**HIGHLIGHTING THE CRUSTAL STRUCTURE OF THE SOUTHERN TUSCANY
BY REPROCESSING OF THE CROP03 NVR PROFILE**F. Accaino¹, R. Nicolich², U. Tinivella^{1,2}¹*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – OGS, Trieste*²*Dipartimento Ingegneria Civile, Università degli Studi di Trieste, via Valerio 10, I-34127
Trieste***ABSTRACT**

The formation of the Tyrrhenian basin and the formation and evolution of the Apennines are believed to be the consequence of the settlement of two mantle domes, one in the Southern Tyrrhenian Sea and one in the Tuscan-Latium area. These domes are considered the result of the interaction between the pre-existing lithospheric mantle (and crust) with a thermal input in presence of fluids derived from deep mantle sources. A consequence is the peculiar structure of the crust which interacts with the uppermost mantle, in a region where an extensional regime, crustal thinning and magma intrusions have been identified utilizing geophysical data with the reprocessing of reflection seismic lines crossing an area where important geothermal fields have been exploited.

The new models were derived from heat-flow and gravity anomalies, deep seismic soundings (DSS), S-waves velocity models constructed by shallow and deep tomographic inversion and subsequent modelling of flow and stress distribution in the lithosphere, deep reflection lines (CROP profiles).

The reprocessed section of the deep seismic profile CROP-03, in the sector from the Tyrrhenian shore to the Siena graben, evidences important features, which are directly compared to the land profiles CROP-18A e -18B and to LISA lines acquired offshore in the Tuscany archipelago. The high resolution of reflection seismic images and the AVO analysis highlight the lithology and physical properties of the crustal rocks of the Southern Tuscany.

The intrusion of mantle derived magmas and lithology differentiation inside the lower crust, the vertical channels corresponding to the ascent paths of magma from crust-mantle transition and fluids dominating the upper crust of the southern Tuscany represent the source and motor of the geothermal resources.

1- INTRODUCTION

Southern Tuscany is a key area for the exploitation of geothermal energy. The reservoirs were discovered from near-surface evidences and the geological contest and more recently utilizing 2D and 3D reflection seismic profiling, researches furthered by ENEL, the main company for electric power supply in Italy.

High amplitude reflecting seismic horizon, generally followed by a remarkable and thick high energy interval, was revealed within the metamorphic-crystalline units of the upper crust, at depth from 3 to 6 kilometers, when acquiring data over the main geothermal fields of Larderello and Mt. Amiata. It was indicated as the K-horizon by Batini et al. (1978) and its unexpected reflectivity was mostly related to trapped fluids (occurrence of "bright spots"-like images). However, any deep well was able to sample that horizon, due to the presence of severe temperature and fluid pressure conditions (Batini et al., 1983). Therefore, the petrophysical and lithological properties of the K-horizon and the origin of high amplitude reflections within the metamorphic-crystalline basement cannot be directly proved.

To understand the crustal structures and their relationships to the geothermal fields three seismic lines (CROP-18/A, -18/B and CROP-03, Fig. 1) were acquired on land in the frame of the CROsta Profonda (CROP) project (Scrocca et al., 2003). Together with wide-angle reflection and refraction DSS data (Giese et al., 1981), the CROP seismic lines give information about the crustal structure of the geothermal province.

In literature, several models are suggested to describe the crustal proces in Southern Tuscany. For example, Doglioni et al. (2005) and references therein suggests a subduction model. Locardi and Nicolich (2005) propose that after Middle Miocene the Tyrrhenian–Apennine region can be considered as a kinematic closed system. Geodynamic forces were local and large lateral motions, induced by plate dynamics, were absent. They wrote that during the last 10 Ma these forces transformed a segment of the Alpine-Adriatic collision belt into a deep basin and into a new mountain chain. From the analysis of geophysical and geological data Locardi and Nicolich (2005) infer that mantle upwelling above a deep-seated thermal plume caused this tectonic "revolution". A support to this geological occurrence is given by the proposed presence of 5 to 20 km thick layer of dense magma (a soft mantle wedge, or mantle cushion) that underplates the western part of the Apennine range. This layer has contributed to the accretion of new continental crust – an example of physical and chemical growing. The magmatic composition and the volcano-tectonic evolution indicate a rift tectonic environment and the transformation of the lithosphere mantle and crust by a thermal anomaly and by fluid supply from deep mantle sources. A mantle plume model has been recently proposed also by Lavecchia et al. (2004) and Bell et al. (2004, 2005). Subduction (slab rollback, passive subduction) is widely discussed by Carminati et al. (2005), with references therein.

Mapping Moho's isobaths from DSS data, two distinct mantle domes, in the Tuscan – Latium area and in the South Tyrrhenian Sea, were defined (Locardi and Nicolich, 1988). The domes evolved independently and had different rates and direction of migration. After a first eastward drift, the northern one migrated to the northeast

gaining a rate up to 2.3 cm/y, whereas the southern dome moved to the southeast at a much higher rate of 6-8 cm/y (Locardi 1986, 1988). The different migration rates and directions can account for the different tectonic evolution between the northern and southern Apennine range.

Fig. 2 shows the mechanism of accumulation of fluids in a partly molten mass at the base of the crust about 100 km south with respect our investigated area. The fluidized sector acts both as lubricant and as driving force for the tectonic movements. The model is consistent with the convective motions denoted by: 1) the opening of the Tyrrhenian basin; 2) the migration of the oceanized zone; 3) the volcanism and 4) the tectonic transport (Locardi and Nicolich, 1988, 2005). It was proposed for dome of the southern Tyrrhenian Sea, because in Tuscany, the above mentioned lowest migration rates of the northern dome, prevented large lateral displacements of the crust-mantle system. New geophysical data can give details for that region, as pointed up in this paper.

The volcanologic data in Tuscany show an eastward drift of the eruptive axes, since Tortonian, followed by a counterclockwise rotation of them with the emplacement into its final position by Pleistocene. Peccerillo (2003) proposes ages interval spanning from 12-14 Ma, western Tuscan Archipelago, to about 0.2 Ma to the East. The almost contemporaneous magmatic activity along single eruptive axes, hundreds kilometers long, is another feature of the northern dome. In fact, in the same area (Southern Tuscany, Latium, Campania), the high potash "Mediterranean" volcanism erupted along an inland arc of about 450 km length (Locardi, 1988), when the Apennine structure was already emplaced and its strong tectonic diversification along the range had already occurred. The eruption began almost contemporaneously 0.9–0.6 Ma ago and can be considered presently active and along the whole arc.

Peccerillo (2003) and Peccerillo et al. (2005) suggest a completely different model to explain the origin of Tuscan magmatism, of interaction between crust and mantle and their geodynamic contest.

Locardi and Nicolich (2005) infer a link between crustal anatexis and high potash mantle magmatism, which should correspond only to the area underplated by the heavy mantle material. They consider that the crust was molten above the migrating mantle dome where CO₂-dominated fluids exhaling from the mantle were accumulated.

Aoudia et al. (2004, 2005) inspected the crust and uppermost mantle evaluating the continental deformation and modelling the contemporary flow and stress distribution in the lithosphere. They investigated the contribution of internal buoyancy forces using the S-wave velocity model by Chimera et al. (2003), retrieved with the CROP-03 profile data and with a high resolution gravimetric survey utilized to estimate density values (Marson et al., 1998) as a primary constraints of shallow and deep tomographic inversion of surface waves. A sharp well-developed low-velocity zone in the uppermost mantle (mantle wedge, cushion), between 30 and 50 km depth and more than 130 km wide, from the Tyrrhenian dying out beneath the Apennines, separates crust and lid (sketch model in Fig. 3).

The puzzling hypocenter location of the sub-crustal seismicity, which does not define a Wadati-Benioff seismic zone (Selvaggi and Amato, 1992; Barchi et al., 2006), is

explained by Aoudia et al., 2005 by the particular geometry and buoyancy of the delaminating lithosphere. In the crust their model predicts compression regime at the eastern part of the profile and tension in Tuscany over the mantle wedge with severe earthquakes in the region where the lithosphere is highly deformed.

Geophysical data acquired across the Tuscan geothermal province support this model. Important information is represented by refraction and wide-angle reflection deep seismic soundings (DSS; Giese et al., 1981), which defined the top of the lower crust at 12 to 16 km depth, marked by an interface with a refraction velocity of 6.8 – 7.3 km/s. The Moho discontinuity is at 22-25 km depth (Locardi and Nicolich, 2005; Nicolich, 1989), characterized by an anomalous low interval velocity of 7.5-7.8 km /s for the culmination of the above mantle wedge beneath the geothermal province. In Fig. 4 two crustal models along two DSS profiles (N-S directed NW-SE and C-B-A, WSW-ENE) are reported. The lower crust interval is defined anomalous with the presence of high and low velocity layers are proposed there by the authors. The velocity alternations, resolved by the DSS's wavelengths favor the observed reflectivity. Fig. 4 represent a simplification of the velocity model, that was refined by Ponziani et al. (1995).

Seismic velocities, which are intermediate between the velocities of the mantle and those of the lower crust (7.5-7.8 km/s) are generally interpreted as underplating of heavy mafic melts extracted by a hot mantle plume (Bonatti and Seyer, 1987).

The highest heat-flow values (Della Vedova et al., 2001) correspond to the extension of the mantle wedge and are in agreement with an upward flow field, suggesting that the mantle wedge is partially molten.

Gravity data, when the Bouguer anomalies are computed with a reduction density of 2.670 kg/m³, show an excess of mass in the lower crust of the geothermal province, which is isostatically undercompensated (Velicogna et al., 1996; Marson et al., 1998). Geoid height shows a steep gradient moving from Tuscany towards Umbria-Marche regions (Barzaghi et al., 2002). Local scale negative anomalies, when utilizing a density of 2.400 kg/m³, indicate a deficit of mass in the upper crust (Nicolich and Marson, 1994; Tinivella et al., 2005).

Plutons emplacements, studied by Acocella and Rossetti (2002), require roof uplift to provide the pathway to the ascent of granite magmas in the brittle-extending crust to give the necessary space to the ascent and emplacement of the volcanic staff. A broad uplift of more than 600 m for Pliocene deposits characterize the geothermal fields.

Geologic and tectonic description of the Southern Tuscany can be found in Decandia et al. (1988), Brogi et al. (2003, 2005), with references therein. We want to underline that in this paper we present the seismic imaging of the deep crust of the geothermal field of Tuscany, without a description of the very complex structuration.

2- CROP-03 REPROCESSED SEISMIC DATA

The recent deep seismic reflection data, recorded in the studied area (CROP-03 and CROP-18A,B profiles: Pialli et al., 1998; Accaino et al., 2005b), are of great interest. The results of reprocessing and analysis of the available western sector of the seismic line CROP-03 (indicated with a thick line in the map of Fig. 1) are here presented through a multidisciplinary approach. The main objective of the study was indicated by the necessity to obtain structures of the crust completed by information on the composition and fluids contents. Improving the signal/noise ratio and preserving the reflection amplitudes, the distinct seismic units are differentiated offering a direct image of the variable lithological and petrophysical properties characterizing the crust of the Tuscan Geothermal Province.

The applied processing flow chart is consistent with the data elaboration performed on the other CROP lines located in the area (CROP-18A and -18B; details in Accaino et al., 2005b) allowing the comparison among different seismic sections. Shot/receiver geometry applied to the raw data defined the common mid points (CMPs) producing correctly stacked signals. Surface-consistent amplitude balancing completed the recovery of the amplitude losses (spherical divergence and absorption phenomena or variable ground coupling of the geophones and diverse energy of each shot). Sources and receivers static corrections were evaluated, after picking the first arrivals, by means of the commercial software (GEOTOMO[®]) that utilises tomographic approaches. Surface consistent deconvolution has been applied selecting a prediction lag of 24 ms (that corresponds to the second zero crossing) and an operator length of 140 ms. A preliminary velocity analysis, after a trimmed dip filter (Holcombe and Wojslaw, 1992), with the data corrected to a floating datum, has been computed. With this procedure we have removed the ground roll with a satisfactory result. The sequence preserved significantly the amplitude spectrum. To improve the signal-noise ratio, F-X deconvolution was applied in the shot domain after normal moveout (NMO) and field static corrections. Removing NMO and statics, a new stack velocity analysis was evaluated. A refined NMO correction and residual statics using a surface consistent procedure were then computed and applied. Finally, a time variant filter and an AGC, with a time window of 3 s, completed the stack section shown in Fig. 5.

The section is also plotted in perspective with the seismic line CROP-18B (Fig. 6, Accaino et al., 2005b) to evidence the correspondence of the main reflecting intervals recognisable on both lines. The high reflectivity, below 5 s TWT, is present in both sections, while the K-horizon, characterizing the neighbouring Mt. Amiata geothermal field, loses amplitude and cannot be followed on the line CROP-03. The re-processing confirms a quite flat reflector around 4 s, which can be correlated with the regional interface already considered on CROP-18A and B, below the K-horizon, and associated to a lithologic change (Tinivella et al., 2005).

The main reflectivity along the CROP-03 section can be identified directly in the instantaneous amplitude section (Fig. 7). As distinctly evidenced, the deeper part (from 5 to 8 s TWT) presents reflections with much higher energy compared with the shallow part (above 4 s). The Moho is marked by the termination of the high-amplitude

continuous fairly thick reflecting intervals at 7.5-8 s TWT. Somewhere a lack of reflected energy occur, like the transparent vertical corridors crossing the lower section. The shallow non-reflecting zones can be explained by the presence of energy scattering by multiple magma intrusions.

3- EVALUATION OF THE SEISMIC VELOCITIES

The velocity analysis was performed by using iteratively the pre-stack migration, employing the commercial software GeoDepth[®]. At the first inversion step, we considered a velocity model with a constant velocity, equal to 2500 m/s. Thus the pre-stack time-migration is computed and then the Common Image Gathers (CIGs) were analysed, determining the residual move-out corrections from the semblance analysis. The model is updated by using the following rule: the flatness of an event on CIG yields a qualitative estimation of the error in the determination of the velocity model (Yilmaz, 2001). The residual moveout analysis of the CIGs and the update of the velocity model were iteratively repeated until the residual moveout was nearby the zero. We used a layer stripping approach, updating the velocity following the time sequence. In this way, the velocity versus time is better constrained. The main advantage to use this iterative procedure is that the picking in the pre-stack domain, particularly difficult in case of poor land data, is not necessary.

The deeper velocity information (below 5 s TWT) can not be obtained, because the maximum available offsets do not allow a detailed move-out analysis. So, we introduced a velocity gradient determined (i) from the deeper velocity identified by refraction data (Giese et al., 1981) and (ii) upgrading the seismic imaging of the pre-stack time-migration. The criterion followed was to obtain the same depth for the base of the crust as defined by DSS (Fig. 3) also after tests performed on acceptable velocity dependent migration of the data. Note that Fig. 3 reports interval velocities in each layer, whereas Fig. 8 reportes root mean square (RMS) velocity model. The two velocities are related by the Dix equation (i.e., Yilmaz, 2001):

$$V_{int} = \sqrt{\frac{V_n^2 t_n - V_{n-1}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}}$$

where V_{int} is the interval velocity of the layer defined by the layer boundaries n and $n-1$; V_n and V_{n-1} are the RMS velocities at the layer boundaries n and $n-1$, respectively, and t_n and t_{n-1} are the horizon times at these layer boundaries.

The RMS velocity model (Fig. 8), obtained by the above iterative procedure, was smoothed and a pre-stack time-migration computed (Fig. 9A), improving the correct positioning of the seismic horizons and of dipping anomalous events.

In the lower window (Fig. 9B) the line-drawing. The details of the shallow part (about 3 km in depth) can be obtained by using wells and available geological information, which are exhaustively described in Decandia et al. (1998). The termination of layered reflectivities is considered to coincide with the Moho discontinuity at about 23 km depth.

The reprocessed data of the CROP-03 section do not offer to the interpreter any seismic image that can allow the definition of the very intriguing features presented in the paper of Finetti et al. (2001). On the contrary our data match very well those recorded in the Tuscan Archipelago by Mauffret et al., 1999 (LISA project). In Fig. 10 the line drawing of the line LISA-08, which continue inside the Tuscan Archipelago the lower crust structures made known on land.

We already mentioned that the seismic section reveals the presence of sub-vertical conduits or fractures which can be related to the ascent of plutons from the lower to the upper crust, as identified also on CROP-18B and -18A (Accaino et al., 2005b; Tinivella et al., 2005). To better evidence this aspect we present a pre-stack depth-migration by using the final velocity model in the sector between the CDPs 1100 and 2100. Fig. 11A indicates the section in which the opposite dip of the reflectors with respect to a vertical channel is marked. In Fig. 11B the similar feature revealed on the CROP-18B (from Tinivella et al., 2005).

4- AVO ANALYSIS

Both the stacked section and the pre-stack time-migration sections reveal the presence of a quite flat reflector at a depth (~ 9 km – 4 s TWT) already recognised in the other seismic lines acquired in Southern Tuscany (Accaino et al., 2005a,b; Tinivella et al., 2005). To identify if the reflections are related to the lithology or pore fluid changes, we performed amplitude versus offset (AVO) analysis by using the GeoDepth[®] (Paradigm Geophysical) commercial software. We used the Aki and Richards's (1980) approach for the linearization of the Zoeppritz equations. The main inputs are the pre-stack true amplitude data, the velocity model, and the acquisition geometry, while the outputs are two sections that reported the P- and S-wave reflectivities, linked to the main P- and S-wave velocity contrasts. For more details about the procedure see Tinivella et al., 2005.

The P- and S-wave reflectivity sections are shown in Fig. 12 and reveal (i) the presence of a low S-energy above 4 s TWT (probably related to fluids in the pore space in agreement with Tinivella et al., 2005), and (ii) the relatively high-energy reflectors below 5 s TWT in both sections. Thus, the AVO results confirm the absence of important lithologic changes and support the presence of fluids above 4 s TWT.

To help the interpretation of the AVO results, we evaluated the ratio between the P-wave and S-wave velocity reflectivity sections, providing information about the Poisson ratio contrast. The results are reported at selected CDPs in the stacked section (see Fig. 5) and indicate the presence of the reflector at about 4 s TWT with high P/S reflectivity ratio most likely caused by a lithologic change.

5- WIDE-ANGLE SHOTS

During the acquisition of the seismic line CROP 03 several high energy shots were used to record expanding spread data (Gualtieri et al., 1998). In this paper we

consider three shots located at CDP 2885 position (Fig. 5) and recorded until 40 km of distance. The details of the acquisition geometry are reported in Table 1. Because different source energy was used during the three acquisitions, we considered the overlapping traces to rescale and equalize the amplitudes (Fig. 13). The reflector at about 4 s TWT is recognizable at near offsets.

Picking this reflector we extracted the amplitudes, averaging signal within a window wide 0.05 s. The amplitudes were rescaled applying a geometrical spreading correction considering the effects of the offsets (Ursin, 1990) and utilizing the velocity model obtained for the line CROP-03. The offset was converted into incidence angles by using the velocity information. Finally, the amplitudes versus incidence angles were rescaled with respect the maximum amplitude and filtered. Note that the extracted amplitudes are not precisely related to the reflection coefficients at the selected reflector, because the reflection points at different offset are broadly distributed along the reflecting interface. Observing the geometry (quite flat) and the reflectivity of the interface (quite constant strength amplitude, as evidenced in Fig. 7) along the seismic line, we can suppose that the assumption of the coincidence uncertainty of the reflection point at all offsets has the same order of magnitude of other errors included in the analysis, such as the velocity model. These amplitudes are related to the contrasts of the physical parameters that caused the reflection, i.e. the P- and S-waves velocities and density, by using a theoretical model for viscoelastic isotropic media (single-phase model; Carcione, 1997). The algorithm for determining these parameters is the least-square method; we estimated the physical parameter contrasts minimising the function that represents the square difference between the amplitudes obtained from seismic data and those obtained from the theory. The results (see the insert in Fig. 13) indicates that P-waves reflectivity is controlled by density variation, that is by the presence of changes of lithology.

6- DISCUSSION

The comparison of the velocity functions of CROP-03 and CROP-18B (Fig. 8) in proximity of their crossing point indicates the excellent match between the two profiles above 5 s TWT, confirming the goodness of the two approaches (tomographic inversion, used in CROP-18, and CIG analysis). On the contrary, below 5 s the two velocity profiles present strong differences. Because the two seismic lines are dip (CROP 03) and strike (CROP 18B) lines with respect to the main regional structures (Apenninic and anti-Apenninic), the velocity difference can be related to anisotropy (see also Margheriti et al., 1996). The presence of anisotropy in the lower crust has been evidenced by many authors (see for example the recent papers of Godfrey et al., 2002; Shapiro et al., 2004; Wilson et al., 2004; Lueschen, 2005). Weiss et al. (2000) point out that the seismic anisotropy is particularly strong in layered structures, such as the seismic lamellae that are typical of the lower crust. They reached the conclusion that the deformation that occurs by slip on discrete faults in the upper 15 km of the crust is distributed as strain over a progressively broader region below, a typical situation for Tuscany. Millahn et

al. (2005) have found in the Tauern Window (Transalp profile crossing the Eastern Alps) a 10% velocity anisotropy attributed to E-W elongation of the rock texture caused by paleo-stresses, that is N-S compression and E-W extrusion and stretching.

In our case, the percentage anisotropy (A) is between 10 and 20%, calculated by using the following relationship:

$$A = (V_{03} - V_{18B})/V_{03}$$

where V_{03} is the maximum velocity in the WSW-ENE direction and V_{18B} (NW-SE direction) is the minimum velocity, in agreement with seismological studies that reveals the presence of anisotropy in the southern Tuscany (Margheriti et al., 1996). The orientation of the high-velocity direction is approximately E-W and may be due to stretching of the upper mantle below the Tyrrhenian Sea.

The seismic sections and the AVO analyses on both wide-angle and near-vertical reflection seismic reveal the presence of a regional reflector at about 4 s (i.e., ~ 9 km depth) that can be positioned at the base of a more transparent zone. The AVO inversion confirmed the occurrence of non-reflecting zones that can be justified accepting the occurrence of magma ascent along vertical conduits in the lower crust, and of energy scattering by intrusions in the upper crust. The presence of overpressured trapped fluids can explain the reflectivity in the upper crust (K-horizon) revealed on the neighbouring geothermal fields (Tinivella et al, 2005).

Dini et al. (2005) presented the assumption that crustal sources for magmas (granites) are located at 14-23 km depth (5 to 8 s TWT). They estimated an efficient, fast magma extraction from that source, while mantle derived magmas are supposed to be present at the base and into the lower crust (again the interval between 14 and 23 km).

Heat flow sources are confined at depths of 3 km or less, contributing to the very high values in correspondence of the geothermal fields and short wavelengths: local advection of hot fluids. To take account of regional conductive heat transfer with larger wavelengths, the contribution of deep sources (at 7-10 km) is obligatory (Bellani and Della Vedova, 2003).

The intrusion of mantle derived magmas is commonly referred to as magmatic underplating and has been studied by Sinigoi et al. (2003, and references therein) along the considerable outcroppings of lower crust bodies in the Ivrea-Verbano zone (Southern Alps in NW Italy). The heat released at the base of the crust induced anatexis in the overlying crustal rocks with production of granitoid melts, quickly migrating towards higher crustal levels, leaving behind progressively depleted restites, the residual product of the fusion processes, representing high-grade metamorphic and refractory rocks. A sharp distinction between denser materials and less dense anatectic melts and metamorphosed volcano-sedimentary rocks is the end result.

The partial melting of the uppermost mantle and the delamination processes are accepted from Serri et al. (1993), but they prefer to relate it to the subduction processes of the Adriatic continental lithosphere (Doglioni et al., 1999). Our model does not support the existence of active subduction zones activated by external convergence forces.

Upper mantle mafic intrusion in the lower crust layers is consistent with volcanological observations as well as with the reflection seismic images and with a

layered lower crust marked by velocity (and density) alternations in the DSS profiles. In the upper crust volcanic products, fluids and overpressures are accepted by our analysis. From the theoretical modelling, the porosity in the overpressured zones results to have a value near 5.5% (Tinivella et al., 2005), with a consequent decrease of the density that can partly justify the negative gravity Bouguer anomalies observed in correspondence of the main geothermal fields.

7- CONCLUSIONS

The formation of the Tyrrhenian basin and the formation and evolution of the Apennines are the effect of two asthenospheric mantle domes. These domes should be considered, to a large extent, as a physical and chemical transformation of the pre-existing lithospheric mantle. The magma formation was induced by heat and mantle metasomatic fluid supply from deep sources, it is produced at the top of the ascending mantle plume and is accreted at the base of the crust-underplating or continental crust accretion in a rift tectonic environment.

In the Southern Tuscany delamination of the uppermost lithosphere beneath the base of the crust is observed by tomographic inversion of surface S-waves from seismological data, defining the presence of a mantle wedge. Modelling shows that lithospheric deformations are driven by buoyancy forces interrelated to this mantle wedge. The rising of hot melts from below, with unstable equilibrium among rock properties, temperatures, fluid pressures and confining pressures at different levels of the crust, source and motor of the geothermal energy resources, was argued from the seismic images and the integrated analysis of geophysical data, dissimilar for penetration and resolution.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank Michela Giustiniani for the tomographic inversion with GEOTOMO and static corrections along the CROP-03 profile. We thank Massimiliano Barchi for comments and helpful reviews. An anonymous reviewer is acknowledged.

REFERENCES

- Accaino F., Tinivella U., Rossi G. and Nicolich R.; 2005a: Geofluid evidence from analysis of deep crustal seismic data (Southern Tuscany, Italy). In: D. Liotta and G. Ranalli (eds.), Structures in the Continental Crust and Geothermal Resources. *J. of Volc. and Geother. Res.*, 148, 46-59.
- Accaino F., Tinivella U., Rossi G. and Nicolich R.; 2005b: Imaging of CROP-18 deep seismic crustal data. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 3*, 195-204.
- Acocella V. and Rossetti F.; 2002: The role of extensional tectonics at different crustal levels on granite ascent and emplacement: an example from Tuscany (Italy). *Tectonophysics*, 154, 71-83.
- Aki K. and Richards P.G.; 1980: Quantitative seismology. Theory and methods, 1. W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Aoudia A., Ismail-Zadeh A.T. and Panza G.F.; 2004: The simultaneous use of CROP and surface wave tomography evidences lithospheric delamination and buoyancy-driven deformations in Central Italy. 32nd Intern. Geological Congress, Florence, August. Abstract 45-7.
- Aoudia A., Ismail-Zadeh A.T. and Panza G.F.; 2005: Buoyancy-driven deformations and contemporary tectonic stress in the lithosphere beneath north-central Italy. Submitted to *J. of Geophys. Res.*
- Barzaghi R., Betti B., Borghi A., Sona G. and Tornatore V.; 2002: The Italian quasi-geoid ITALGEO99, *Boll. di Geodesia e Scienze Affini*, 1, 33-51, 2002.
- Batini F., Burgassi P.D., Cameli G.M., Nicolich R. and Squarci P.; 1978 : Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: "deep" reflecting horizons in Larderello-Travale geothermal field. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19, 477-484.
- Batini F., Bertini G., Bottai A., Burgassi P.D., Cappetti G., Gianelli G. and Puxeddu M.; 1983: San Pompeo 2 deep well: a high temperature and high pressure geothermal system. *European Geothermal Update*, 3rd Intern. Seminar EC Res. Demonstration Projects, Ext. Abs., 341-353.
- Bellani S. and Della Vedova B.; 2003: Structures in the continental crust and geothermal resources. *Geothermal Congress*, Abs. vol., Univ. of Siena, September 24-27, 34-35.
- Bell K., Castorina F., Lavecchia G., Rosatelli G. and Stoppa F.; 2004: Is there a mantle plume below Italy ? *EOS*, 85 (50), 541, 546-547.

- Bell K., Lavecchia G. and Stoppa F.; 2005: Reasoning and beliefs about Italian geology. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. spec., 5, 119-127.
- Bonatti E. and Seyler M.; 1987: Crustal underplating and evolution in the Red Sea rift. *J. Geophys. Res.*, 92, 12083-12121.
- Brogi A., Liotta D., Lazzarotto A., Ranalli G. and Nicolich R.; 2003: L'orizzonte K nella crosta di Larderello (Campi geotermici della Toscana meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 122, 103-116.
- Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Ranalli D. and CROP-18 Working Group; 2005: Crustal structures in the geothermal areas of southern Tuscany (Italy): insights from CROP-18 deep seismic reflections lines. In: D.Liotta and G.Ranalli (eds.), *Structures in the Continental Crust and Geothermal Resources. J. of Volc. and Geother. Res.*, 60-80.
- Carcione J.M.; 1997. Reflection and transmission of qP-qS plane waves at a plane boundary between viscoelastic transversely isotropic media. *Geophys. J. Int.*, 129, 669-880.
- Carminati E., Negredo A.M., Valera J.L. and Doglioni C.; 2005: Subduction-related intermediate deep seismicity in Italy: insights from thermal and rheological modelling. *Phys. of Earth and Plan. Int.*, 149, 65-79.
- Chimera G., Aoudia A., Saraò A. and Panza G.F.; 2003: Active tectonics in central Italy: constraints from surface wave tomography and source moment tensor inversion. *Phys. Earth Planet. Int.*, 241-262.
- Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Cernobori L. and Nicolich R.; 1988: The CROP-03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 427-439.
- De Franco R., Ponziani F., Biella G., Boniolo G., Caielli G., Corsi A., Maistrello M. and Morrone A.; 1998: DSS-War experiment in support of the CROP-03 project. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 67-90.
- Della Vedova B., Bellani S., Pellis G. and Squarci P.; 2001: Deep temperature and surface heat flow distribution. In: Vai G.B. and Martini I.P. (eds), *Anatomy of an Orogen – The Apennines and adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Acad. Publishers, Dordrecht, Boston, London, 65-76.
- Della Vedova B., Marson I., Panza G.F. and Suhadolc P.; 1991: Upper mantle properties of the Tusca-Tyrrhenian area: a key for understanding the recent tectonic evolution of the Italian region. *Tectonophysics*, 195, 311-318.

Doglioni C., Guenguen E., Harabaglia P. and Mongelli F.; 1999: On the origin of W-directed subduction zones and applications to the Western Mediterranean. *Geol. Soc. Special Publ.*, 156, 541-561.

Dini A., Giannelli G., Puxeddu M. and Ruggieri G.; 2005. Origin and evolution of Pliocene-pleistocene granites from the Larderello geothermal field (Tuscan Magmatic Province, Italy). *Lithos*, 81, 1-31.

Finetti I.R. (ed); 2005: CROP Project: deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy, 798 pp.

Finetti I.R., Boccaletti M., Bonini M., Del Ben A., Geletti R., Pipan M. and Sani F.; 2001: Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian – Northern Apennines - Adriatic Sea. *Tectonophysics* 343, 135-163.

Giese P., Wigger P., Morelli C. and Nicolich R.; 1981: Seismische Studien zur Bestimmung der Krustenstruktur-anomalien der Toskana. *Comm. Europ. Communities*, EUR, pp. 1-108.

Godfrey N.J., Christensen N.I. and Okaya D.A.; 2002. The effect of crustal anisotropy on reflector depth and velocity determination from wide-angle seismic data: a synthetic example based on South Island, New Zealand. *Tectonophysics*, 355, 145-161.

Gualtieri L., De Franco R. and Mazzotti A.; 1998: A velocity model along the CROP-03 profile derived from expanding spread experiments. In: Pialli G., Barchi M. and Minelli G. (eds), *Results of the CROP-03 deep seismic reflection profile*, *Mem. Soc. Geol. It.*, LII, 139-152.

Lavecchia G., Boncio N., Creati N. and Brozzetti F.; 2004: Some aspects of the Italian geology not fitting with a subduction scenario. *Virtual Explorer*, 10, 1-14.

Liotta D., Cernobori L. and Nicolich R.; 1998. Restricted rifting and its consistency with compressional structures: results from CROP-3 traverse (Northern Apennines, Italy). *Terra Nova*, 10, 1, 16-20.

Locardi E.; 1986: Tyrrhenian volcanic arcs: volcano-tectonics, petrogenesis and economic aspects. In: Wezel F.C. (ed), *The origin of the arcs*, Elsevier Sc. Publ., Amsterdam, pp. 351-373.

Locardi E.; 1988: The origin of Apenninic arcs. *Tectonophysics*, 146, 105-123.

Locardi E. and Nicolich R.; 1988: Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino Centro-Meridionale: la nuova carta della Moho. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 121-140.

Locardi E. and Nicolich R.; 2005: Crust-mantle structures and Neogene-Quaternary magmatism in Italy. *Boll. di Geof. Teor. ed Appl.*, 46, n. 2-3, 169-180.

Lueschen E.; 2005: Relationship between recent heat flow and seismic properties: some notes from crustal research in Germany. *J. of Volc. and Geother. Res.*, in press.

Marson I., Cernobori L., Nicolich R., Stoka M., Liotta D., Palmieri F. and Velicogna I.; 1998: CROP03 profile: a geophysical analysis of data and results. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 123-137.

Margheriti L., Nostro C., Cocco M., and Amato A.ò 1996. Seismic anisotropy nemeath the Northen Apennines (Italy) and its tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2721'2724.

Millahn K., Lueschen E., Gebrande H. and TRANSALP Working Group; 2005: TRANSALP - cross-lines recording during the seismic reflection transect in the Eastern Alps. In: H. Gebrande, A. Castellarin, E. Lueschen, F. Neubauer, R. Nicolich (eds.): TRANSALP- a Transect Through a Young Collisional Orogen. *Tectonophysics*, 414, Issues 1-4, 39-49.

Mauffret A., Contrucci I. and Brunet C.; 1999: Structural evolution of the Northern Tyrrhenian Sea from new seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 16, 381- 407.

Nicolich R. and Marson I.; 1994. Caratteri geofisici delle strutture crostali nella provincia geotermica Toscana. In: Lazzaretto A. and Liotta D., (eds), *Studi preliminari all'acquisizione del profilo CROP-18, Larderello – M.te Amiata. Studi Geologici Camerti*, Vol. spec., 1994/1, 163-168.

Nicolich, R., 1989. Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and CROP project. In *The Lithosphere in Italy*, ed. A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, and G.B. Vai, *Accad. Naz. of Lincei*, Rome: 41-61.

Peccerillo A.; 2002: Quaternary magmatism in central-southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications. *Boll. Soc. Geol. It.*, 1, 113-127.

Peccerillo A.; 2003: Plio-Quaternary magmatism in Italy. *Episodes*, 26, 3, 222-226.

Pialli G., Barchi M. and Minelli (eds); 1998: Results of the CROP-03 deep sismic reflection profile. *Mem. Soc. Geol. It.*, LII, 657 pp.

Ponziani F., De Franco R., Minelli G., Biella G., Federico C. and Pialli G.; 1995: Crustal shortening and duplication of the Moho in the Northern Apennines: a view from seismic refraction data. *Tectonophysics*, 252, 391-418.

Scrocca D., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Mazzotti A., Bertelli L., Burbi L. and D'Offizi S. (eds); 2003: CROP ATLAS – Seismic Reflection Profiles of the Italian Crust. Mem. Descrittive della Carta Geol. d'Italia, v. LXII. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Roma, 194 pp.

Selvaggi G. and Amato A.; 1992: Subcrustal earthquakes in the Northern Apennines (Italy): evidence for a still active subduction? *Geophys. Res. Lett.* 19, 2127-2130

Serri G., Innocenti F. and Manetti, P.; 1993: Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism in central Italy. *Tectonophysics* 223, 117-147.

Shapiro N.M., Ritzwoller M.H., Molnar P. and Levin V.; 2004: Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic anisotropy. *Science*, 305, 233-236.

Sinigoi S., Quick J.E., Peressini G. and Mayer A.; 2003: An example of the Apulian lower crust: the Ivrea-Verbano zone. *Transalp Conference Ext. Abs. of oral and poster presentations, Mem. di Sci. Geol.*, vol. 54 (speciale), 101-104.

Tinivella U., Accaino F., Rossi G. and Nicolich R.; 2005: Petrophysical analysis of CROP-18 crustal seismic data. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.*, 3, 205-211.

Ursin B.; 1990: Offset-dependent geometrical spreading in a layered medium. *Geophysics*, 55, 492-496.

Velicogna I., Marson I. and Suhadolc P.; 1996: Morfologia della moho da gravità, topografia ed isostasia. *Atti XIV Conv. GNGTS, CNR, Roma, 23-25 Ottobre 1995.*

Weiss T., Siegesmund S., Rabbel W., Bohlen T. and Pohl M.; 1999: Seismic velocities and anisotropy of the lower continental crust: A review. *Pure Appl. Geophys.*, 156, 97-122.

Wilson C.K., Jone, C.H., Molnar P., Sheehan A.F. and Boyd O.S.; 2004: Distributed deformation in the lower crust and upper mantle beneath a continental strike-slip fault zone: Marlborough fault system, South Island, New Zealand. *Geology*, 32, 837-840.

Yilmaz O.; 2001: Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data. Series: Investigation in Geophysics, vol. 10. Society of Exploration Geophysicists-SEG, Tulsa, OK, 2077 pp.

TABLES

TABLE 1. Acquisition geometry of the three wide-angle shots.

DYNAMITE (kg)	FIRST OFFSET (m)	CDP AT FIRST OFFSET	LAST OFFSET (m)	CDP AT LAST OFFSET
80	5412	2706	16,837	2326
150	16,537	2335	27,994	1954
200	27,694	1963	39,051	1586

FIGURES

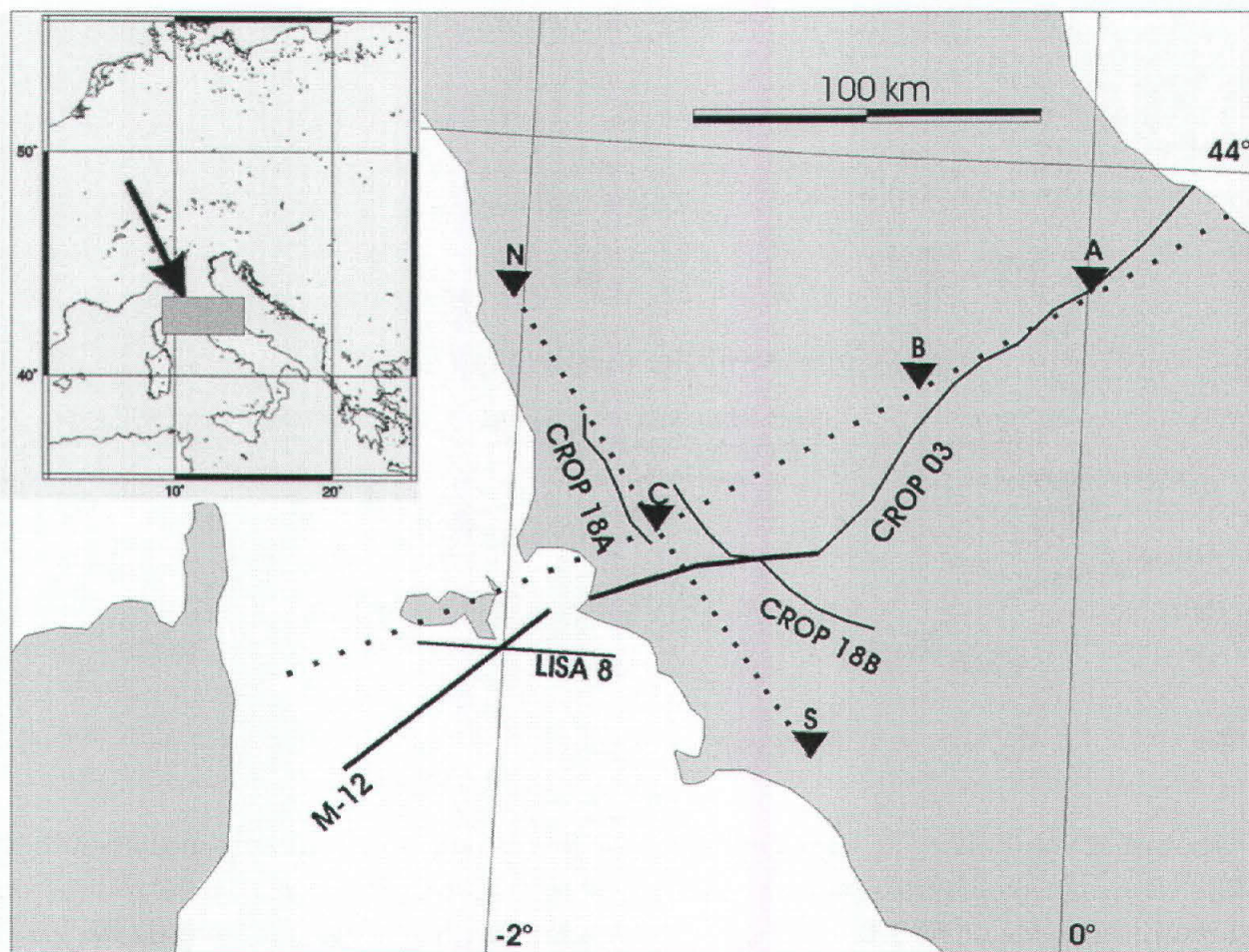


Figure 1. Location map of CROP seismic lines acquired in Tuscany, from Elba island to the Northern Apennines. The analysed sector of the profile CROP-03 is indicated as thick line. Traces of profiles crossing the Tuscan archipelago are reported (M-12, from Scrocca et al., 2003; Lisa-08, from Mauffret et al., 1999). The position of DSS profiles (N-S; C-B-A; from Giese et al., 1981) is presented with dotted lines.

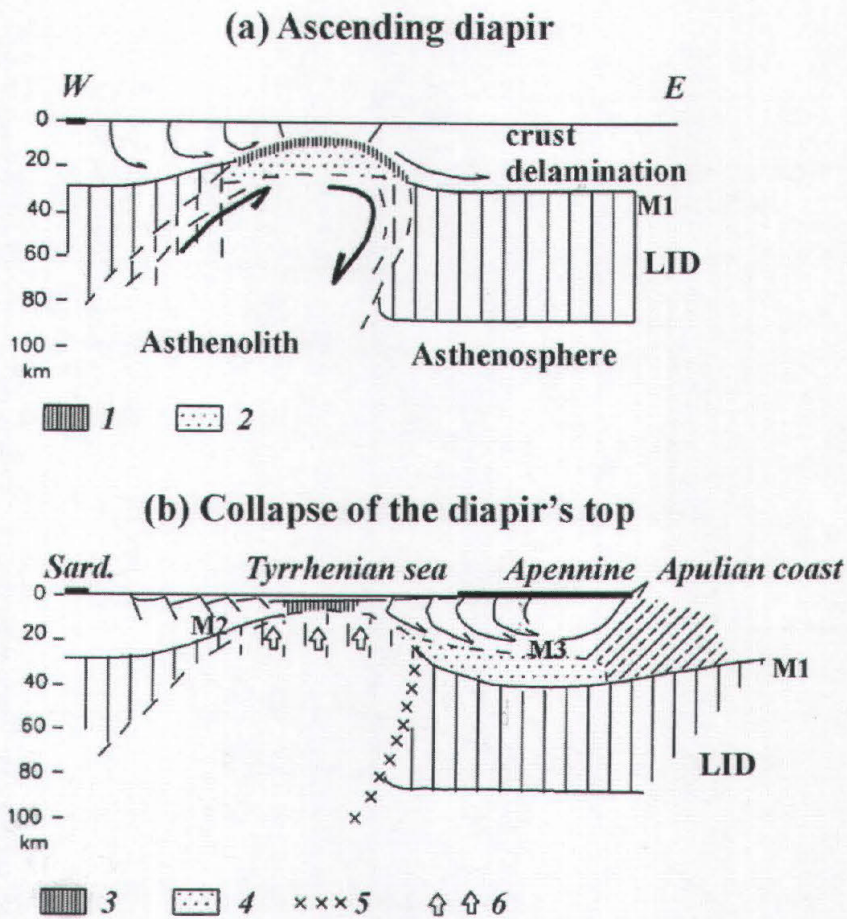


Figura 2. Evolutionary scheme proposed for the asthenosphere diapir in the southern Tyrrhenian (a sketch transect from Sardinia island to Adriatic coasts of the Apulia, from Locardi and Nicolich, 2005), about 100 km south with respect our investigated area. M1= Adria Moho, M2=Tyrrhenian exposed mantle, M3= top of mantle derived underplated material. Thin arrows= crustal structure delamination mechanism. Thick arrows: convective movements inside the mantle. 1= crust reduced by delamination and successively melted; 2= zone of maximum fluids accumulation; 3= oceanization; 4= mantle-derived underplated material; 5= seismic arrays corresponding to Benioff's zone of southern Tyrrhenian; 6= isostatic uprising.

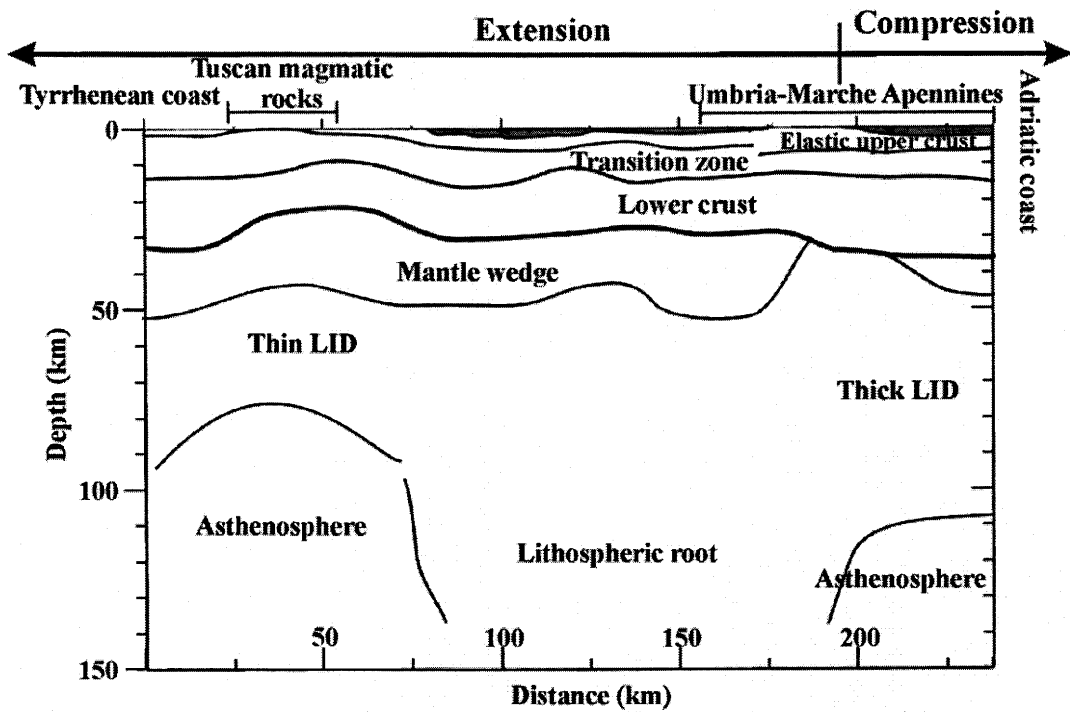


Figure 3. Sketch of the lithosphere-asthenosphere system, with a soft mantle wedge beneath Tuscany and Umbria-Marche, following the CROP-03 transect (after Aoudia et al., 2004; position in Fig. 1).

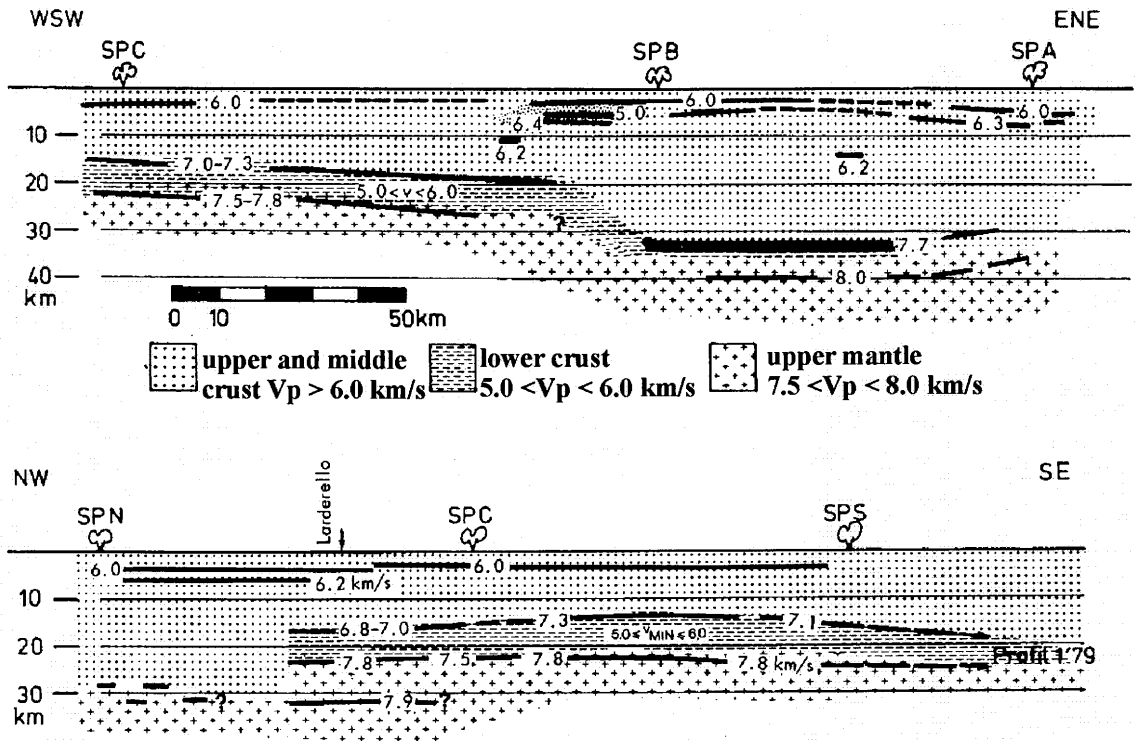


Figura 4. Interpretation scheme of DSS data (from Giese et al., 1981) along the profile C-B-A and N-S (position in Fig. 1).

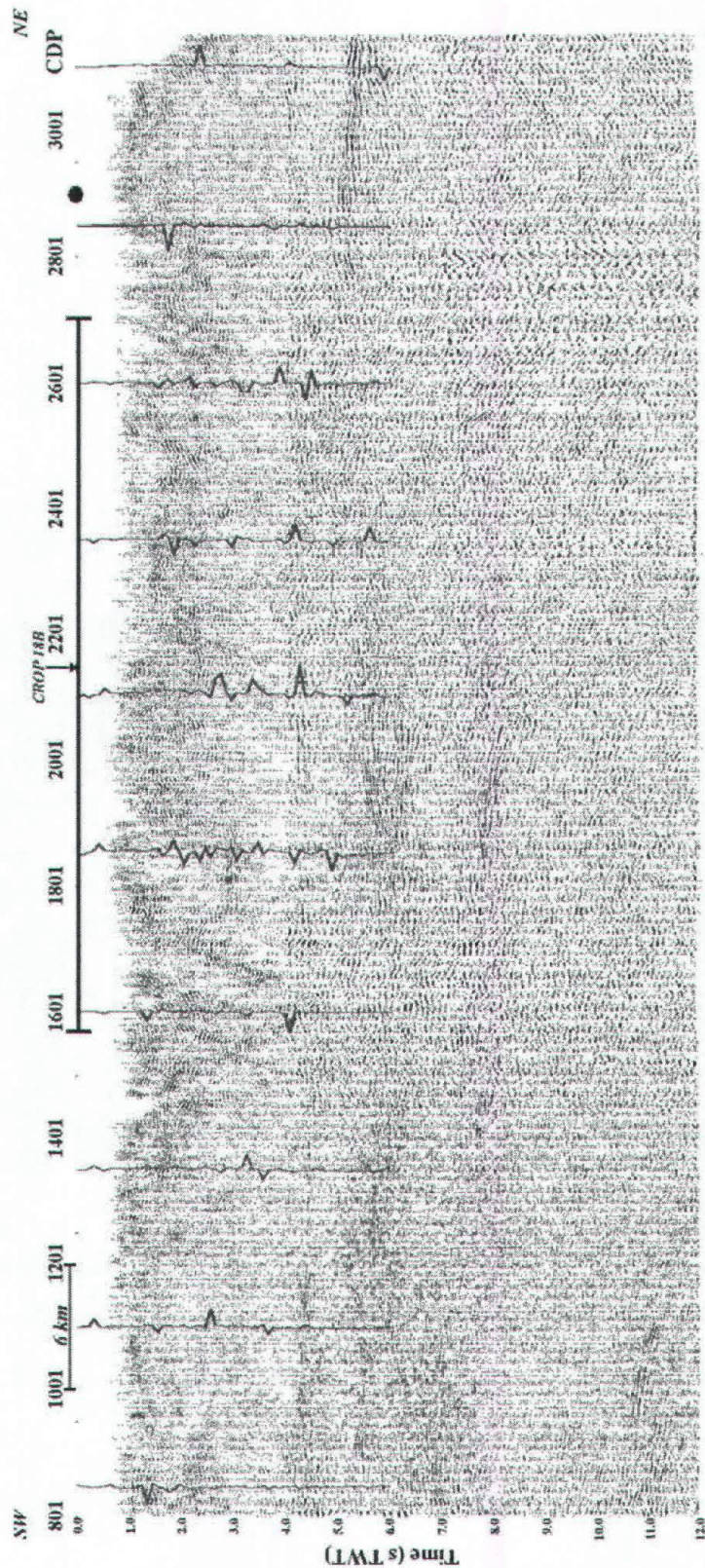


Figure 5. Stack section after true-amplitude processing of the western portion of the CROP-03 profile (see Fig. 1). Datum plane: + 250m above sea level. The ratio between P- and S-waves reflectivity is over-imposed to the section at selected CDP (see the text for details). An arrow indicates the crossing point of the line CROP-18B. The horizontal solid line shows the overlapping with the receivers of the wide-angle acquisition with shots fired in correspondence of the black circle.

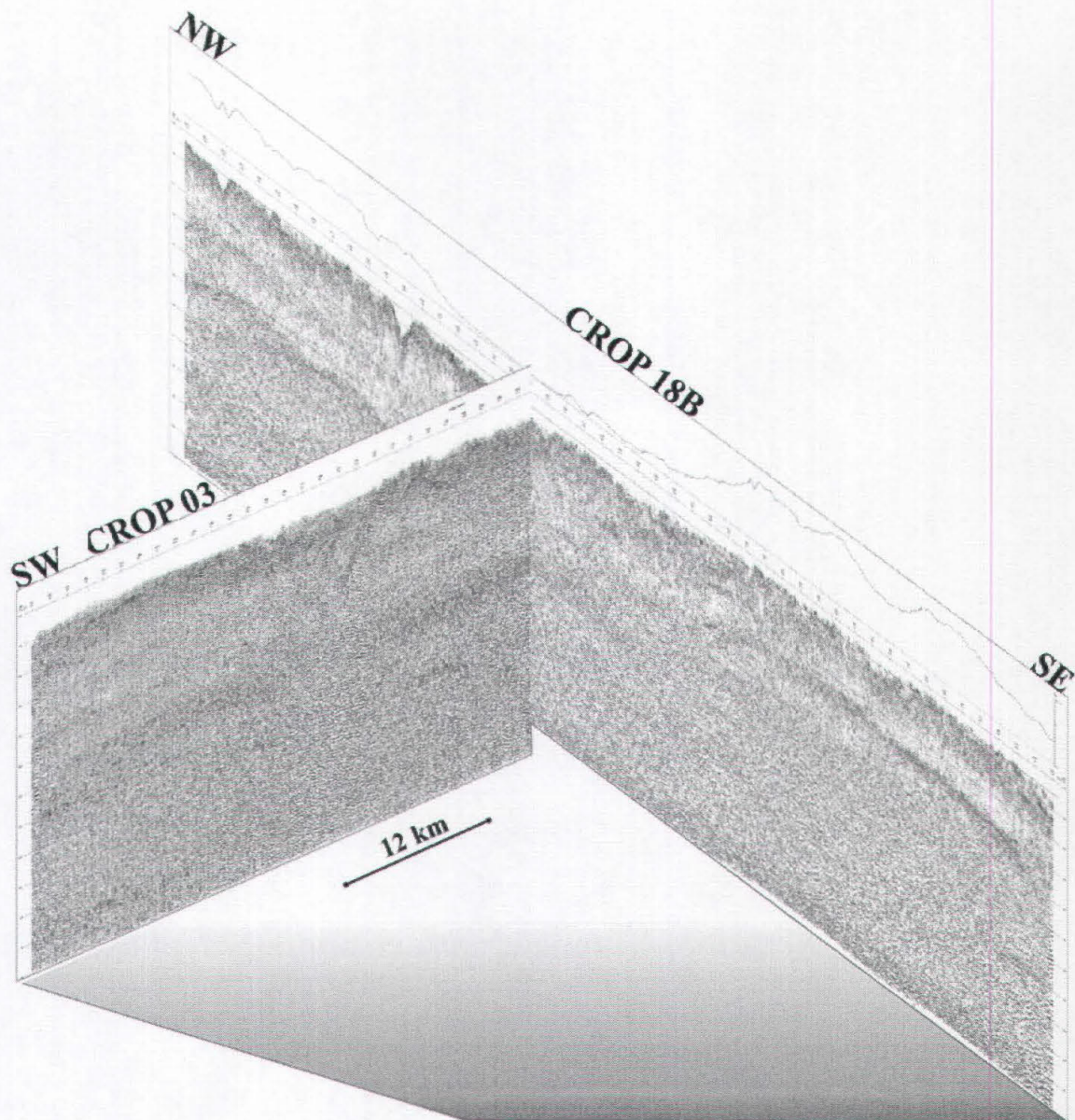


Figure 6. Stacked sections of the lines CROP-18B (Accaino et al., 2005b) and CROP-03 plotted in perspective. Note the continuity between the two sections in correspondence of the main reflection zone at about 4 s TWT.

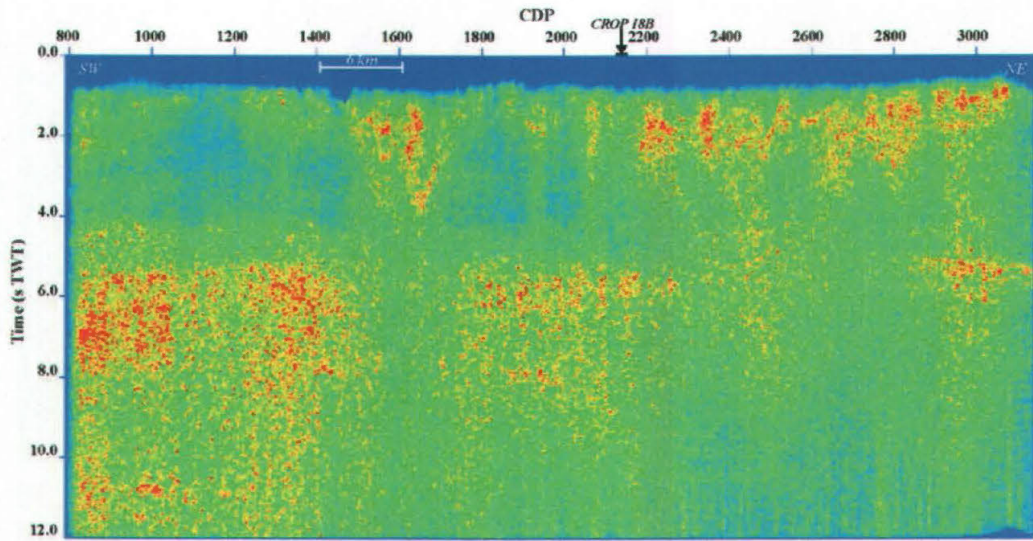


Figure 7. Instantaneous amplitude obtained from stacked section with the highlighted image of the lower crust and with blue transparent zones related to magma intrusions through the lower crust and within the upper crustal layers.

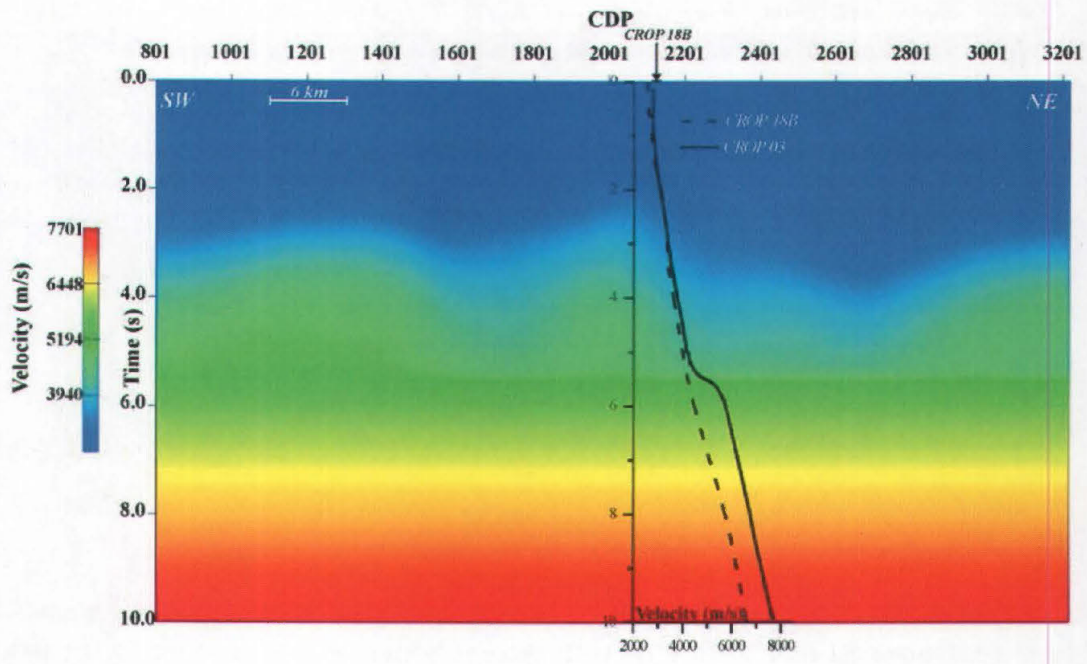


Figure 8. Root-mean-square velocity distribution used for the pre-stack time-migration. The arrow indicates the position of the line CROP-18B. A comparison between the RMS-velocity from the profile CROP-18B (dotted line) and CROP-03 (solid line) is presented in correspondence to their crossing.

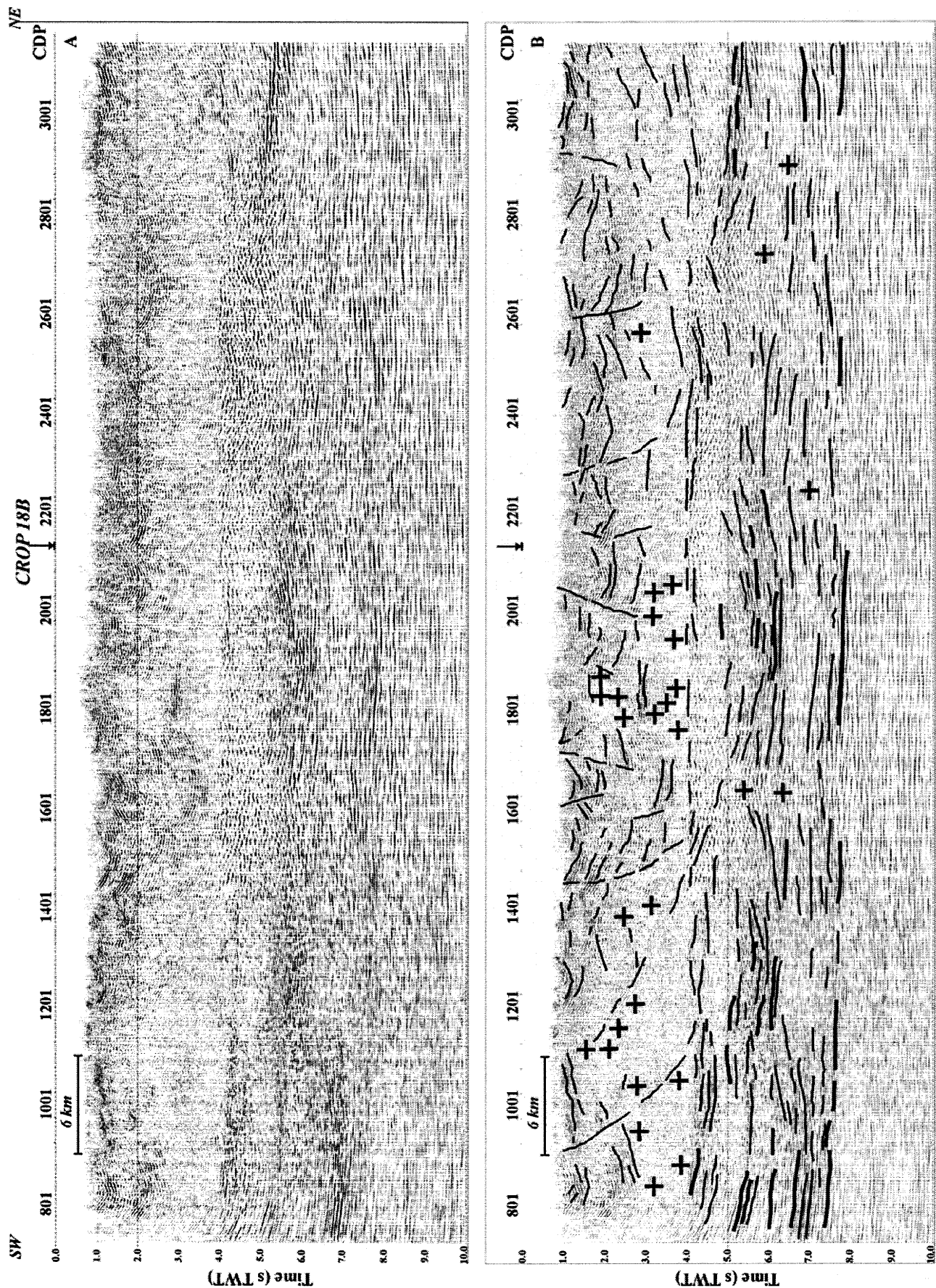


Figure 9. A: pre-stack time-migration; B: line-drawing. The cross indicates the possible magmatic intrusions associated with low energy. The main reflectors in the lower crust are indicated with tick segments. The arrow indicates the location of the line CROP 18B.

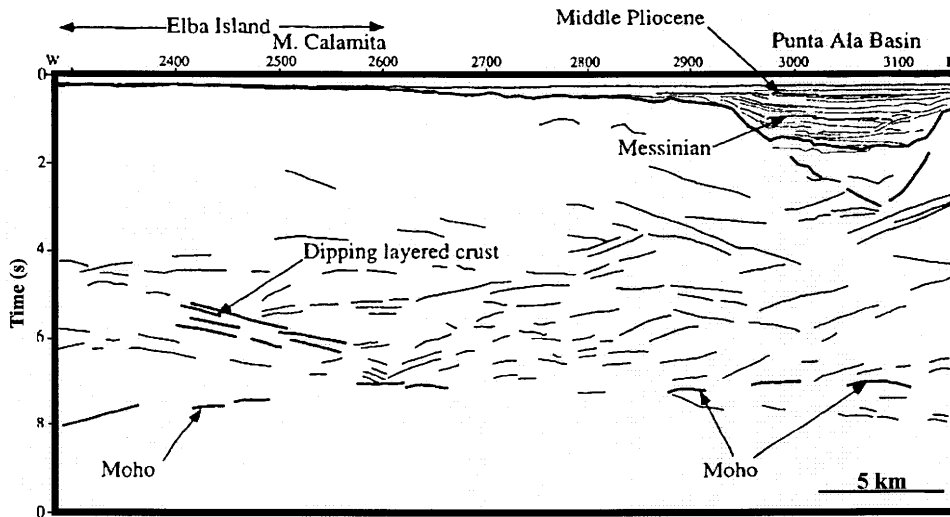


Figure 10. Line-drawing of the profile LISA-08 (from Mauffret et al., 1999; position in Fig. 1). Note the dipping reflection in the Eastern part of the section. The Moho is located at about 7.5'8 s TWT.

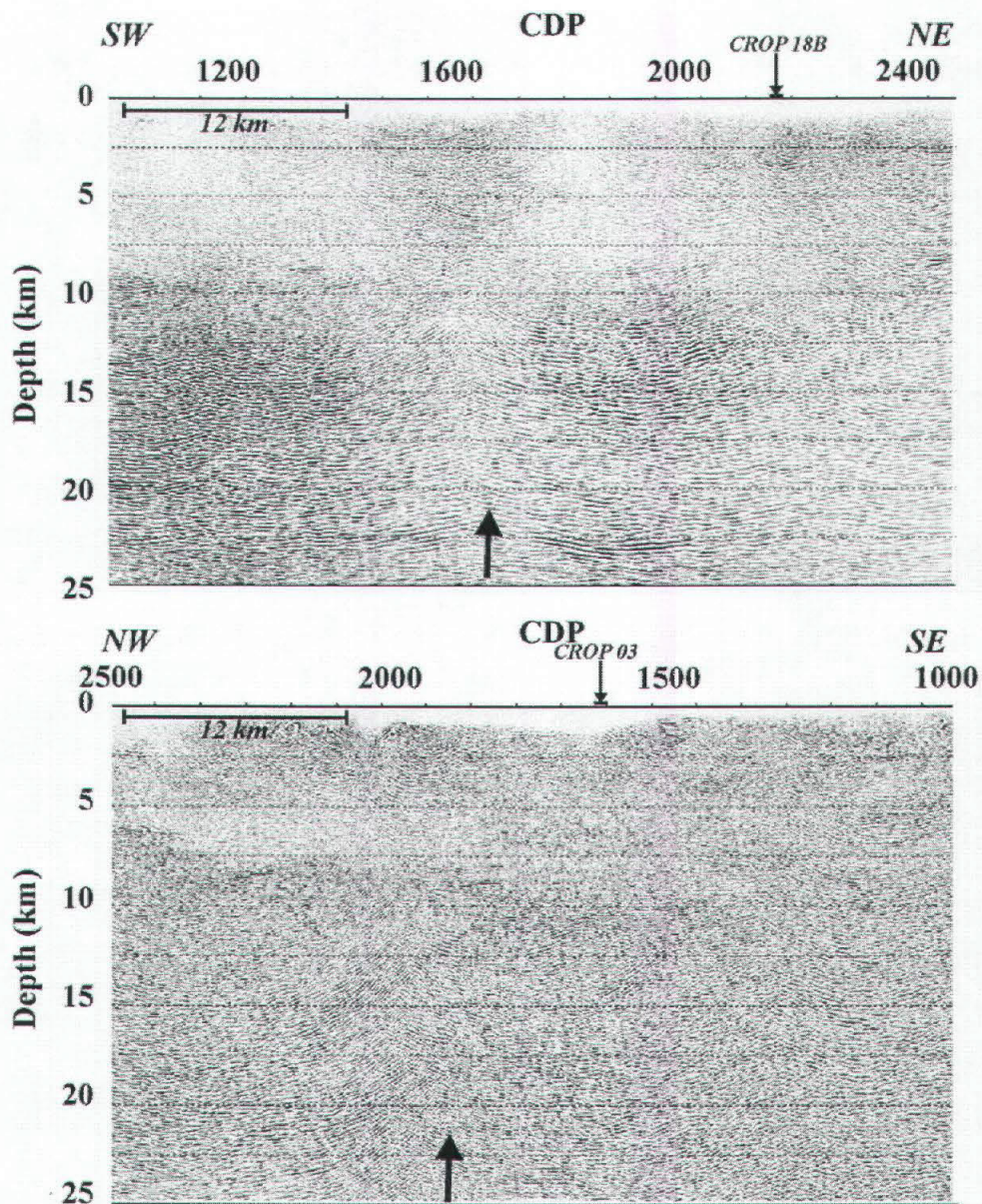


Figure 11. Top: Detail of the pre-stack depth-migration in the central part of the line CROP-03; Bottom: image of a vertical channel obtained on the line CROP-18B (Accaino et al., 2005).

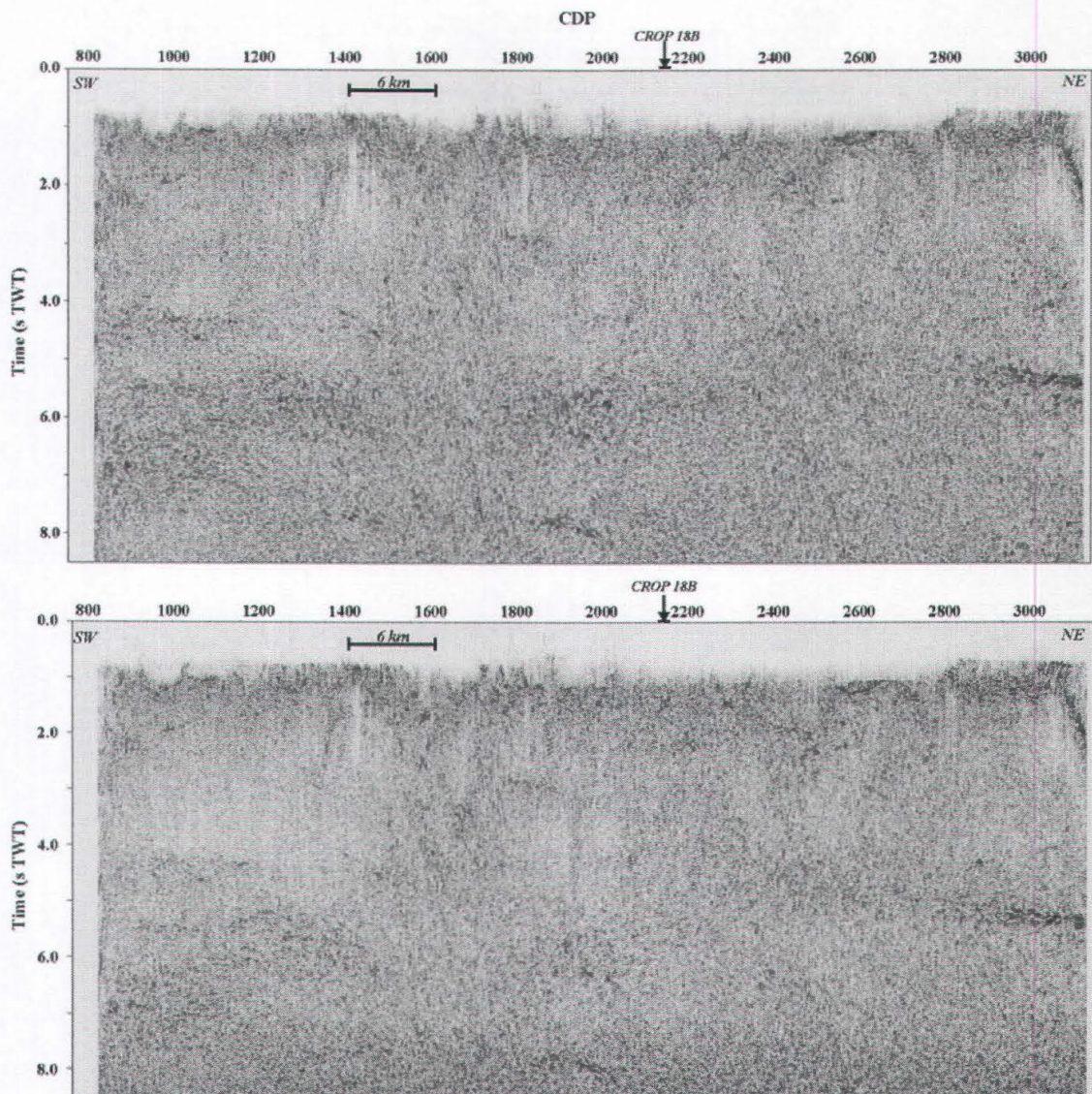


Figure 12. P-waves reflectivity (upper section) and S-waves reflectivity (lower section) after AVO inversion. The arrow indicates the intersection with the line CROP 18B. Note the low reflection zone in the upper part of the two sections and the energy presents in both section at about 4 s TWT.

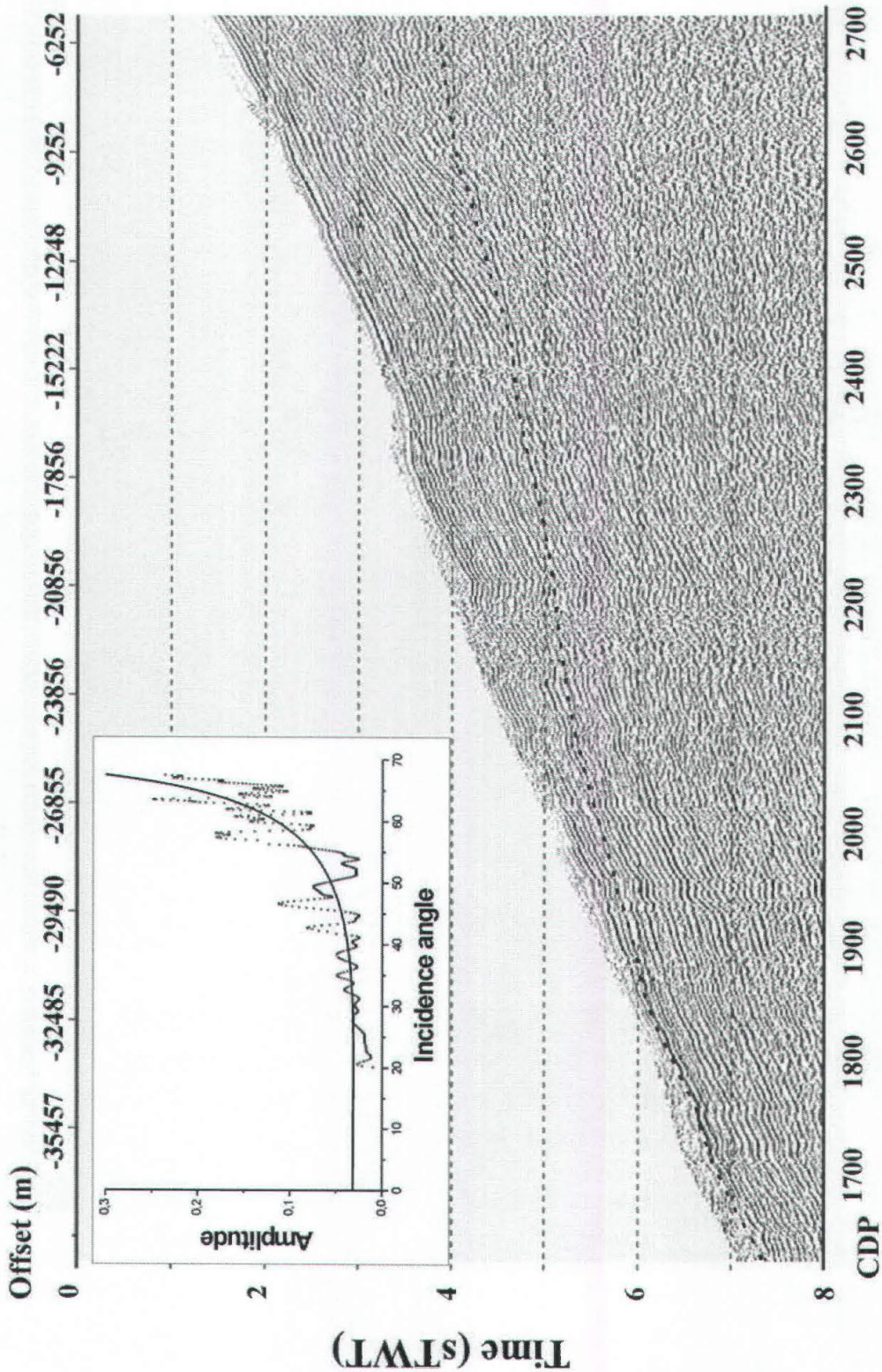


Figure 13. Wide Wide-angle records after amplitude compensation (see text for details). The position of shot and receivers are indicated in Fig. 5. The dotted line indicates the picked reflector. The insert shows the energy versus incidence angle extracted from the data (stars) and the best theoretical fit (continuous line).

