



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

Dottorato in Scienze della Terra
XXIII Ciclo

**Metodi di imaging sismico ad alta risoluzione per lo studio di
faglie sismogenetiche: il caso di studio della faglia di
Apricena (Puglia settentrionale).**

Dottorando: Dott. **Francesco Varriale**

Tutore: Prof. **Antonio Rapolla**

Co-tutor: Dott. **Pier Paolo Bruno**

Coordinatore: Prof. **Maria Boni**

ANNO ACCADEMICO 2010 - 2011

Introduzione

Obiettivo del progetto di dottorato è lo studio dettagliato della porzione superficiale (0-1000 m di profondità) della faglia di Apricena (Fg), attraverso l'impiego di metodologie d'indagine di sismica a riflessione e rifrazione ad alta risoluzione. Le informazioni ricavate dallo sviluppo di tale progetto, integrando le insufficienti informazioni della sismica commerciale, potranno contribuire alla ridefinizione del comportamento cinematico della zona di faglia. La sismica a riflessione commerciale è tarata per indagini profonde. Il suo potere risolutivo non è sufficiente all'identificazione di strutture superficiali recenti, che invece sono caratterizzate da rigetti cumulativi inferiori al limite di risoluzione. Il metodo sismico ad alta risoluzione può fornire invece delle chiare informazioni per l'identificazione di fagliazione superficiale recente (Improta et al., 2003). Tuttavia, tale metodo può fallire quando il sito di indagine è caratterizzato dalla presenza di forti eterogeneità dei materiali coinvolti nella fagliazione (che si traduce in forti variazioni della velocità di propagazione delle onde sismiche), e da repentine variazioni topografiche. Ciò può avere delle forti ripercussioni sulla qualità del dato registrato, il cui rapporto segnale-rumore viene drasticamente abbattuto dalla presenza di diffrazioni, riflessioni multiple e problemi di statiche.

La faglia d'Apricena, secondo Patacca & Scandone (2004), è una faglia cieca; tali strutture, mettono in evidenza tutti i limiti di un approccio d'indagine basato esclusivamente su informazioni morfologiche e sismologiche, ai fini della caratterizzazione sismica per la mitigazione del rischio. Tale lavoro rappresenta un esempio della potenzialità della sismica a riflessione ad alta risoluzione per l'individuazione e la ricostruzione di dettaglio della geometria superficiale di queste strutture. La faglia di Apricena, identificata come la struttura causativa del terremoto di San Severo del 1697 (Patacca & Scandone, 2004), è localizzata nella

zona occidentale del promontorio del Gargano e presenta un andamento WNW-ESE con direzione d'immersione SSE. Essa rappresenta la diramazione settentrionale della struttura principale ad andamento W-E, nota come faglia di Mattinata. Essa è a sua volta la prosecuzione occidentale, su terraferma, della zona di deformazione a mare "Gondola-Grifone", che si estende per circa 130 km nell'Adriatico a sud del promontorio del Gargano. La faglia di Mattinata a terra, e il sistema della Gondola-Grifone a mare, sono le zone di maggior concentrazione della sismicità della piattaforma Apula. Secondo i dati raccolti sulla porzione esposta di tale struttura hanno rivelato che la faglia di Mattinata durante il Cretacico ha funzionato come zona di trasferimento tra le faglie dirette sin-sedimentarie ad andamento longitudinale (Chilovi et al., 2000).

Piccardi (1988) riconosce alla faglia di Mattinata ed a quella di Apricena un comportamento estensionale con una componente di movimento laterale destro, anche Salvi et al. (1999) individuano una componente obliqua nell'evoluzione cinematica di queste strutture. La complessità strutturale del sistema di faglie dell'area di Mattinata suggerisce un'attività cinematica alquanto complessa, con significative variazioni del comportamento nel corso del Pliocene e del Quaternario. Tale complessità ha generato, per ciò che concerne la cinematica di tali strutture, numerose e differenti interpretazioni che spaziano dall'interpretazione di pura faglia trascorrente destra data da Finetti (1982), passando per le già citate interpretazioni di Piccardi (1988) e di Salvi et al. (1999), sino alle ricostruzioni più complesse (Chilovi et al., 2000), che individuano un'inversione della direzione di trascorrenza da sinistra (Miocene superiore-Pliocene inferiore), a destra (Pliocene superiore-attuale). Dato il comportamento polifasico, la cinematica della faglia di Mattinata è ancora materia di dibattito. Comunque, molti autori concordano sulla attuale predominanza della componente laterale destra, come confermato dai dati GPS e

dei meccanismi focali degli eventi del 19 Giugno 1975 e del 24 Luglio 2003 (Di Bucci et al., 2007).

Le indagini sismiche a riflessione ad alta risoluzione, di cui si presentano i risultati puntano alla caratterizzazione, alla migliore comprensione della cinematica e dei tempi di attivazione della faglia di Apricena e all'inquadramento del suo loro ruolo in relazione alla struttura principale (faglia di Mattinata), per ridefinire il quadro sismotettonico dell'area garganica. I risultati ottenuti mirano a dare maggiori elementi di comprensione sui caratteri di una "tettonica intraplacca", poco caratterizzata e probabilmente sottovalutata ai fini della valutazione del rischio sismico. L'ubicazione dei profili ad alta risoluzione è stata decisa in base alle indicazioni ottenute dalle linee sismiche commerciali (Eni-Agip) presenti nell'area, che hanno permesso di individuare tre settori chiave della faglia d'Apricena, dove la sismica Eni-Agip presenta lacune d'acquisizione o una cattiva qualità generale del dato. In totale sono stati acquisiti 3 profili a riflessione ad alta risoluzione, per un totale di circa 8 km di stendimenti.

Per l'acquisizione dei dati sismici di questo progetto è stato impiegato un array di geofoni regolarmente distanziati (5 m) che ha permesso d'ottenere una ridotta spaziatura tra i CDP, così da poter ricostruire in maniera dettagliata la forma dei riflettori. La lunghezza totale dello stendimento e il numero di canali impiegati di volta in volta è stato tarato in base agli scopi investigativi. La strategia d'acquisizione impiegata, descritta in Bruno et al. (2009), consente d'applicare, ai dati acquisiti, tecniche avanzate d'imaging come l'inversione tomografia non-lineare dei tempi dei primi arrivi, oltre che d'effettuare un'elaborazione a riflessione mirata alla massimizzazione della risoluzione superficiale del dato acquisito. Inoltre, l'impiego di una sorgente sismica vibratoria, come il Minivib, adatta per indagini superficiali ad alta risoluzione (Doll et al., 1998), ha permesso di aumentare il rapporto segnale/rumore del dato.

I risultati di queste indagini qui presentati, mostrano come la sismica a riflessione ad alta risoluzione rappresenti un potente strumento per la definizione di strutture sismogenetiche e potenzialmente attive, per la ricostruzione dell'assetto geologico-strutturale sia di dettaglio che a grande scala di un'area, consentendo di estendere ed integrare in superficie le scarse informazioni derivanti dalla sismica commerciale.

CAPITOLO 1

1.1. Appennino meridionale ed Avampaese Apulo

L'Appennino dal punto di vista geografico è un orogene esteso per circa 1500 Km dalle Alpi all'estremità occidentale della Sicilia. Largo circa 35–50 Km in corrispondenza dell'arco ligure, si allarga a 70 – 80 Km nella sezione settentrionale fino a raggiungere un'ampiezza di 100 - 140 Km nel settore centrale e meridionale, per poi restringersi di nuovo nell'arco calabro. Costituisce uno dei tre domini di un sistema orogenico frutto di un processo di subduzione con falde adriatico-vergenti e piano di subduzione immergente verso il Tirreno: Catena appenninica, Avanfossa adriatica, rappresentata dalla Fossa bradanica, e Avampaese apulo (D'Argenio et al., 1973). La catena appenninica è costituita in gran parte da calcari Mesozoici e Terziari. Le successioni sono i relitti di piattaforme carbonatiche, separate da profondi bacini e plateau, che in origine costituivano il margine continentale del bacino della Tetide (settore ligure-piemontese), orientato in direzione NE-SW. L'orogene appenninico costituisce un segmento delle catene circummediterranee (Fig.1-1), originatesi tra il Cretacico superiore ed il Pleistocene in seguito alla convergenza tra le placche europea ed africana. L'interazione tra le due placche ha avuto un carattere di convergenza tra il Cretacico ed il tardo Oligocene, ed ha provocato, nell'Eocene, la collisione continente-continente, accompagnata dalla formazione di una catena eoalpina addossata al margine del blocco sardo-corso. La catena appenninica viene suddivisa in tre settori principali: l'appennino settentrionale, appennino centrale e appennino meridionale. L'Appennino meridionale, secondo l'interpretazione geodinamica accreditata, è il risultato della subduzione della placca Adria e dell'adiacente litosfera oceanica ionica. Dalla subduzione si è generata, in più fasi orogeniche, una struttura a falde dal fronte sovrapposto alle unità della Fossa bradanica. Lo scorrimento della placca Adria sotto il

blocco Sardo-Corso ha portato alla consunzione del paleo-oceano ligure piemontese e alla collisione continentale (Eocene superiore-Oligocene); in seguito alla chiusura della Tetide, il raccorciamento delle placche, è avvenuto a spese dei margini continentali e delle loro coperture sedimentarie; il margine paleo-africano ha subito una deformazione più intensa. In particolare, l'Appennino si è sviluppato con sovrascorrimenti con senso di trasporto verso l'avampaese principalmente tra il Miocene ed il tardo Pleistocene (Patacca et al., 1992). L'Appennino Meridionale è composto da sedimenti di bacino, parzialmente derivanti dall'oceano Tetide e da un dominio di bacino più antico (Casero et al., 1988; Patacca et al., 1992; Mazzoli et al., 2001). La struttura a falde, secondo lo schema di Ogniben (1969), è costituita da unità sinorogeniche deformate di avanfossa (unità Irpine o dei Flysch esterni e unità di Ariano e Altavilla) e da unità stratigrafico-strutturali preorogeniche che sono definite, dal basso verso l'alto, dall'unità di Lagonegrese, dall'unità carbonatica Campano-lucana, dall'unità Sicilide e dall'unità Ligure. Lo stile tettonico è riferibile ad un sistema *duplex* in cui una struttura a falde sovrascorre sulle unità apule e sulle

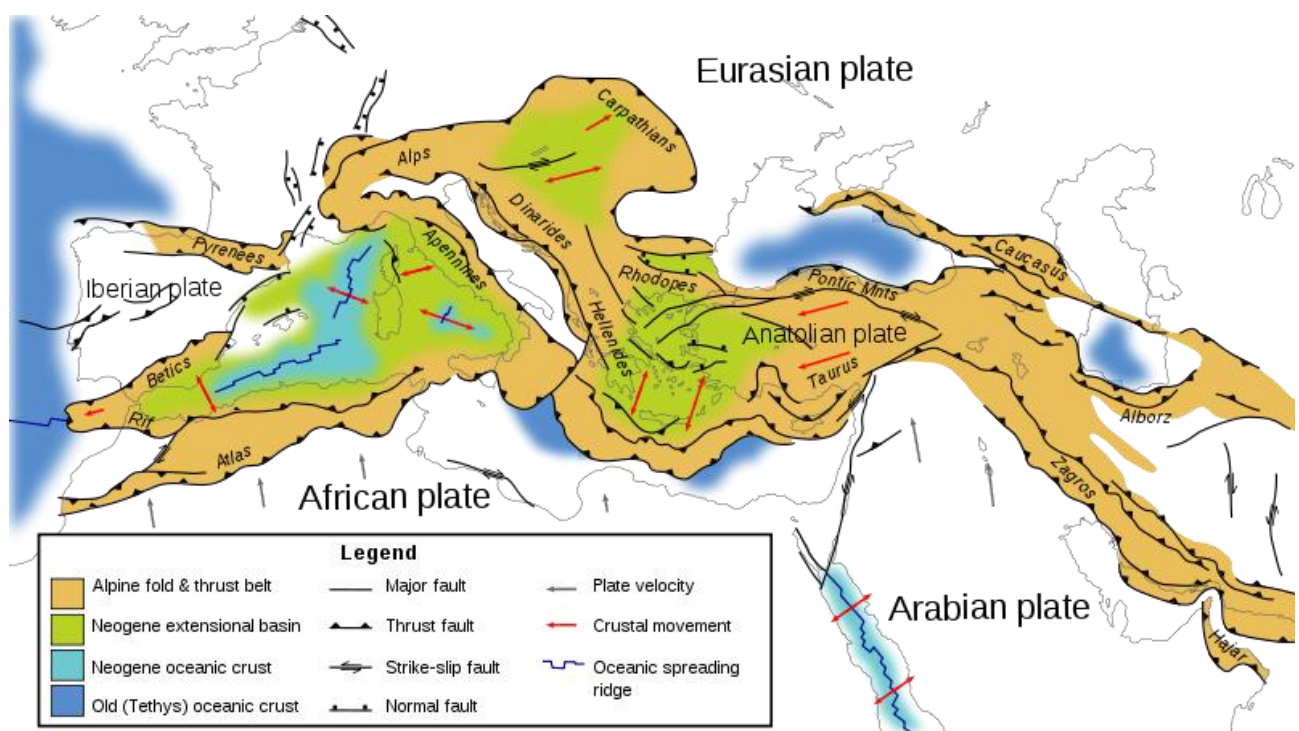


Figura 1-1: Schema tettonico dell'Europa meridionale e del Medio Oriente. Sono mostrate solo le strutture Alpine del Terziario (da Wikipedia).

coperture d'avanfossa (Mostardini e Merlini, 1986). Numerosi affioramenti, dati sismici e da pozzo (e.g., Cello and Mazzoli, 1998) vincolano la porzione superficiale dell'orogene. In cui, potenti successioni carbonatiche sono coinvolte dalla deformazione sia in settori allocotni (Appennici) che autoctoni (Apuli) dell'Appennino meridionale. Le unità appenniniche comprendono falde che sovrascorrono la piattaforma Apula, come una catena a pieghe e sovrascorrimenti con successioni scollate dal basamento. In ogni modo, i dati sismici, inclusi i profili CROP (Scrocca et al., 2005, Finetti et al., 2005) non chiariscono se il basamento venga interessato dai sovrascorrimenti profondi. Le ricostruzioni "thin-skin", con le unità apule scollate dal basamento (e.g., Mazzotti et al., 2000), e la "thick-skin", con i sovrascorrimenti che si radicano nella basamento sotto la piattaforma Apula (Menardi-Noguera and Rea, 2000), sono entrambe ancora argomento di accesa discussione.

L'Appennino meridionale, come l'intera catena è interessata, dal Pleistocene medio, da un sostanziale mutamento del regime di stress a scala regionale: fino al Pleistocene inferiore, infatti, si registrava la coesistenza tra un regime di stress compressivo (ad orientazione ENE-WSW) nelle aree esterne ed un regime di stress a carattere estensionale (ad orientazione NNW- SSE) lungo il fianco tirrenico (Hippolyte et al., 1995); dal Pleistocene medio, si registra l'instaurarsi di un regime di stress estensionale che giunge ad interessare l'intero orogene. Tale regime è caratterizzato da direzione d'estensione NE-SW come dimostrato dell'analisi sismologica per i terremoti che interessano l'Appennino meridionale (cfr. Westaway & Jackson, 1987) e sulla base di dati GPS (Ferrante & Oldow, 2005). Secondo Hippolyte et al (1994), ciò manifesta la cessazione del trasporto orogenico.

L'Appennino Meridionale è, quindi, una catena a pieghe e sovrascorrimenti, di cui il promontorio del gargano rappresenta una porzione dell'avampaese apulo. L'avampaese è costituito da una potente successione carbonatica mesozoico-terziaria di mare basso (da 4000 a 6000 metri) (Ricchetti et al., 1988), debolmente deformata,

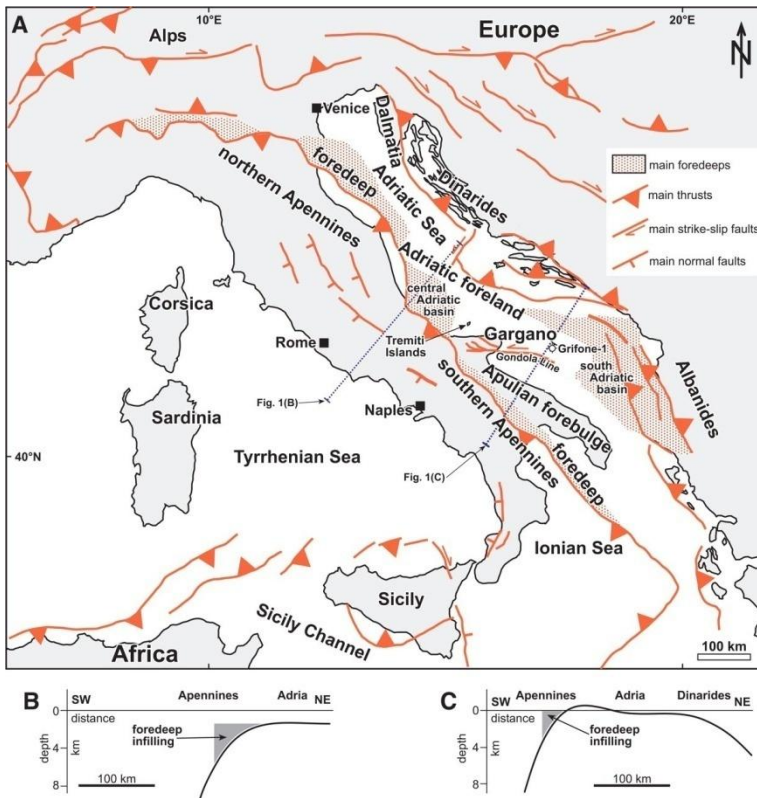


Figura 1-2: Schema del sistema appenninico, con l'individuazione dei settori d'avanfossa e d'avampaese. Il confronto delle sezioni B e C mostra il sollevamento della avampaese apulo.

caratterizzata da facies di piattaforma carbonatica di età Triassico-Cretacico superiore (D'Argenio et al., 1973), affioranti appunto al Gargano ed al Tavoliere delle Puglie. Gli ultimi 1000 m di questa successione sono costituiti da

anidriti Triassiche, seguite da depositi fluviali di delta Permo-triassici (Bosellini et al., 1993; Butler et al., 2004) e da un basamento igneo/metamorfico paleozoico (Chiappini et al., 2000; Tiberti et al., 2005).

Al termine del Mesozoico la piattaforma apula emerge definitivamente e diventa un'ampia area continentale interessata da processi di degradazione prevalentemente carsici e da una tettonica distensiva, legata alla convergenza verso le Dinari ad est e verso l'Appennino ad ovest della piattaforma (orogenesi appenninico-dinarica), ed interpretata come subduzione della Piattaforma Apula governata da affondamento passivo (Patacca e Scandone, 1989) o da opposizione al flusso del mantello (Doglioni, 1991) (Fig. 1-3). Durante tale orogenesi il tratto pugliese della piattaforma apula pur presentando un assetto monoclinale con immersione a SSW è interessata da blandi piegamenti e da faglie dirette con direzione appenninica NNO-SSE (ad esempio la faglia del Candelaro) (Festa, 2003). La piattaforma assume progressivamente l'assetto ad Horst esteso in direzione appenninica a creare due grandi gradinate, una immergente verso oriente nel mar Adriatico e una immergente verso occidente al di

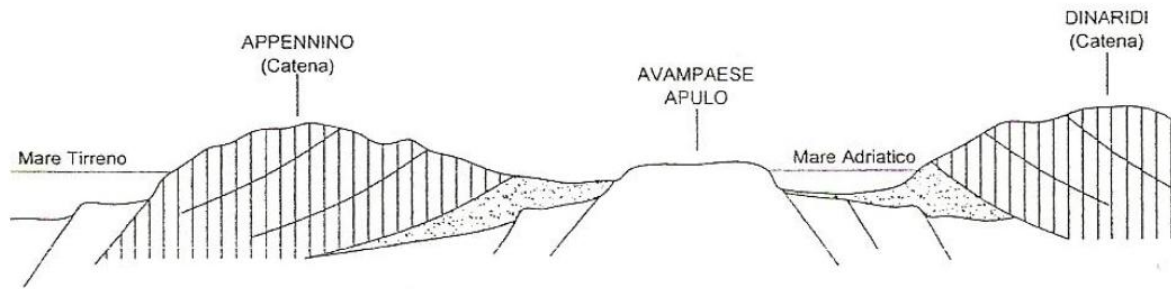


Figura 1-3: Schema geologico del sistema appenninico-dinarico (Maggiore e Pagliarulo, sotto della catena appenninica).

1.2. Promontorio del Gargano

Il promontorio del Gargano costituisce un alto strutturale di carbonatici Mesozoici che formano un'ampia struttura anticlinale ad asse WNW-ESE (Billi & Salvini, 2000). L'ampia anticlinale del Promontorio risulta interessata da tre principali sistemi di faglie con direzione E-W, WNW-ESE e NW-SE. Le faglie sono concentrate nel settore meridionale e lungo una fascia che costituisce la cerniera dell'anticlinale.

Il promontorio del Gargano, sebbene sia esterno alla principale zona sismogenetica italiana, che corre lungo l'asse della catena appenninica, mostra un'intensa attività sismica. Secondo i cataloghi sismici, terremoti notevoli interessano la zona ad intervalli regolari a partire dal 1200. La comprensione della tettonica regionale e la sua relazione con la struttura cinematica sono indubbiamente incomplete come testimoniato dal terremoto del Molise (2002, Mw 5.8), completamente impreveduto in base alle informazioni storiche e geologiche (Camassi et al., 2008). Il promontorio del Gargano è una porzione dell'avampaese apulo poco nota da un punto di vista sismotettonico. Il principale elemento strutturale dell'intera area è la faglia di Mattinata, che interessa la struttura morfologica della porzione meridionale del promontorio. A causa della difficoltà di identificare indicatori cinematici nei carbonati

Mesozoico-Terziari, la datazione ed il comportamento cinematica sono ancora materia di dibattito.

1.2.1. La faglia di Mattinata e sistema "Gondola Grifone"

La faglia di Mattinata, ubicata lungo il fianco meridionale dell'anticlinale garganica, rappresenta la discontinuità tettonica morfologicamente più evidente della regione (Fig. 1-4).

Questa faglia, caratterizzata da una fascia di deformazione di circa 200 m di larghezza, è la prosecuzione occidentale del sistema di faglie offshore "Gondola-Grifone", che si estende per circa 130 km nell'Adriatico a sud del promontorio del Gargano. Sulla terraferma, nel settore orientale della faglia di Mattinata, l'omonima Piana costituisce una depressione a ridosso della costa, la cui formazione è da attribuirsi ad un meccanismo di tipo pull-apart, simili caratteristiche presenta il Pantano di S. Egidio.

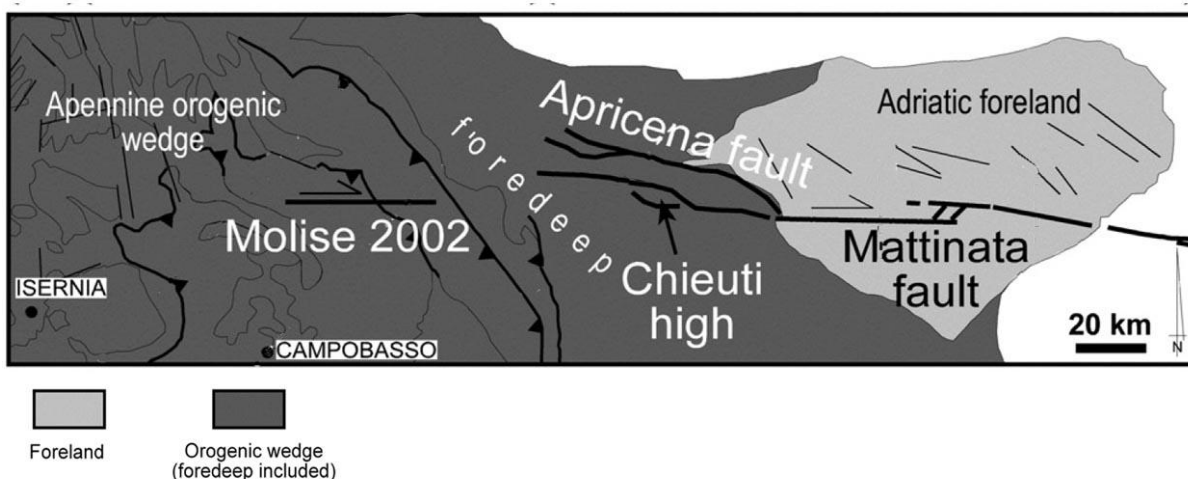


Figura 1-4: Inquadramento delle faglie di Mattinata ed Apricena. (Modificato a Di Bucci et al. 2007).

La faglia di Mattinata, e più in generale la fascia di deformazione E-W tra questa struttura e le isole Tremiti è considerata come l'espressione di un cambio di spessore nella litosfera adriatica, che s'ispessisce verso sud (Calcagnile e Panza, 1981; Favali et al., 1993; Doglioni et al., 1994). Il lineamento strutturale, costituito dal sistema di faglie "Gondola-Grifone" e dalla faglia di Mattinata, è stato ripetutamente riattivato con differenti regimi tettonici, durante la costruzione della catena appenninica, sia con una componente di moto laterale sinistro che destro.

La complessità strutturale del sistema di faglie dell'area di Mattinata suggerisce un'attività cinematica alquanto complessa, con significative variazioni del comportamento nel corso del Pliocene e del Quaternario. Tale complessità ha generato, per ciò che concerne la cinematica di tali strutture, numerose e differenti interpretazioni che spaziano: dall'interpretazione di pura faglia trascorrente destra data da Finetti (1982), passando per le interpretazioni estensionali con una componente di movimento laterale destro di Piccardi (1988) e di Salvi et al. (1999), sino alle ricostruzioni più complesse, che individuano un'inversione della direzione di trascorrenza da sinistra (Miocene superiore-Pliocene inferiore), a destra (Pliocene superiore-attuale) da Chilovi et al. (2000). L'attività polifasica è certa, ma la cinematica della faglia è ancora materia di dibattito. La maggioranza degli autori concorda su un'attuale predominanza della componente laterale destra, come confermato dai meccanismi focali dei terremoti del 19 Giugno 1975 e del 24 Luglio 2003 oltre che dai dati GPS (Anzidei et al., 1996; Ferranti and Oldow, 2005).

1.2.2. La faglia di Apricena

La faglia di Apricena, a cui Patacca e Scandone (2004) attribuiscono il terremoto di San Severo (FG) del 1697 ($M_e=6.8$), è localizzata nella zona occidentale del promontorio del Gargano e presenta un andamento WNW-ESE con direzione d'immersione SSW (Fig 1-4). Gli stessi autori non riconoscendo evidenze di deformazione superficiale definiscono "cieca" tale struttura. La faglia di Apricena rappresenta la diramazione settentrionale della struttura a carattere regionale, con andamento W-E, della faglia di Mattinata, ed interessa l'intera successione pleistocenica fino ad includere i termini regressivi sommatiali (Patacca & Scandone, Identificazione e valutazione di strutture sismogenetiche). Secondo Di Bucci et al. (2007) la faglia di Apricena potrebbe essere interpretata come una delle diramazioni nell'avanfossa al fronte della catena orogenica, sviluppatesi da un preesistente discontinuità del basamento. Secondo tale interpretazione la faglia di Apricena svolge un ruolo secondario rispetto al lineamento principale (Faglia di Mattinata - "Gondola-Grifone"). Dato il carattere ausiliario rispetto alla faglia di Mattinata anche la faglia di Apricena presenta diverse interpretazioni cinematiche che riconoscono alla struttura un comportamento principalmente estensionale (Patacca & Scandone, 2004) oppure una cinematica estensionale obliqua con componente di movimento laterale destro (Salvi et al., 1999; Piccardi, 1988).

La componente normale di dislocazione della faglia di Apricena, registrata dalla deformazione della sequenza regressiva, può essere dovuta al campo di stress transtensionale attivo dal Medio Pleistocene lungo la direzione WNW-ESE, al di fuori del piano della faglia di Mattinata. La deformazione al tetto dei carbonati della piattaforma apula, in corrispondenza della faglia di Apricena, è molto maggiore della dislocazione registrata lungo la faglia di Mattinata. Tale differenza è interpretata come deformazione pre-ereditata ed accumulata prima del Pleistocene medio (Patacca e

Scandone, 2004). Questa interpretazione suggerisce che la faglia di Apricena è una zona di deformazione pre-esistente riattivata con una cinematica laterale destra e trastensionale durante gli ultimi 650 ka (Tondi et al., 2005). I modelli analogici confermano che la faglia di Apricena rappresenta una diramazione sviluppatasi, nei depositi d'avanfossa al fronte dell'orogene, a partire da una discontinuità profonda preesistente, confermando il ruolo di struttura sussidiaria rispetto al sistema Mattinata-"Gondola Grifone" (Di Bucci et al. 2007).

CAPITOLO 2

2.1. Introduzione al metodo sismico

Nel campo della prospezione geofisica le metodologie sismiche sono senza dubbio le più largamente impiegate. I principi fondamentali della prospezione sismica sono gli stessi, sviluppatasi a partire dall' 800 per lo studio dei terremoti. I sismologi furono i primi sperimentatori, nel secolo XIX e all'inizio del 1900, tentarono le prime applicazioni di sismica attiva, sfruttando come sorgenti d'energia artificiale grandi esplosioni. La differenza sostanziale tra la sismologia classica e la prospezione sismica è che la prima studia i terremoti naturali mentre, la seconda si serve di sorgenti d'energia artificiali, in luoghi e tempi predefiniti. Il metodo sismico a riflessione, usato da oltre 60 anni nell'esplorazione sismica profonda per la ricerca petrolifera, è stato adattato alle applicazioni più generali all'inizio degli anni '80, quando i progressi tecnologici hanno permesso la costruzione di sismografi che consentono un'efficace acquisizione ed elaborazione dei dati a relativamente basso costo. Negli ultimi 50 con lo sviluppo di nuove tecniche e con l'avvento della registrazione digitale le metodologie sismiche hanno avuto un notevole sviluppo. Recentemente, i metodi sismici hanno trovato una larga applicazione al campo della meccanica delle rocce, ad esempio per la progettazione di grandi opere di ingegneria civile (dighe, strade, ferrovie etc.), per lo studio di frane ed in particolare per la valutazione e la mitigazione del rischio sismico.

Le indagini di sismica a rifrazione e/o riflessione consentono di definire, lungo un profilo o un'area (sismica 3D), le unità litologiche presenti, la loro geometria (spessori e superfici di contatto) ed inoltre consentono di stimare i valori dei moduli elastici dei terreni investigati.

In una registrazione sismica solo una percentuale è rappresentata dal segnale primario riflesso e rifratto, il resto per lo più è costituito da rumore coerente ed incoerente. In un'analisi a riflessione tutti gli arrivi che non sono riconducibili a una riflessione vengono considerati alle stregua di rumore; vengono inclusi in questa categoria le onde rifratte e quelle di superficie.

La sismica a riflessione mira alla ricostruzione delle strutture geologiche, attraverso l'acquisizione e la successiva elaborazione delle informazioni derivanti dalle onde elastiche generate artificialmente e riflesse dalle discontinuità del sottosuolo, fornendo un'immagine non dissimile da una sezione geologica.

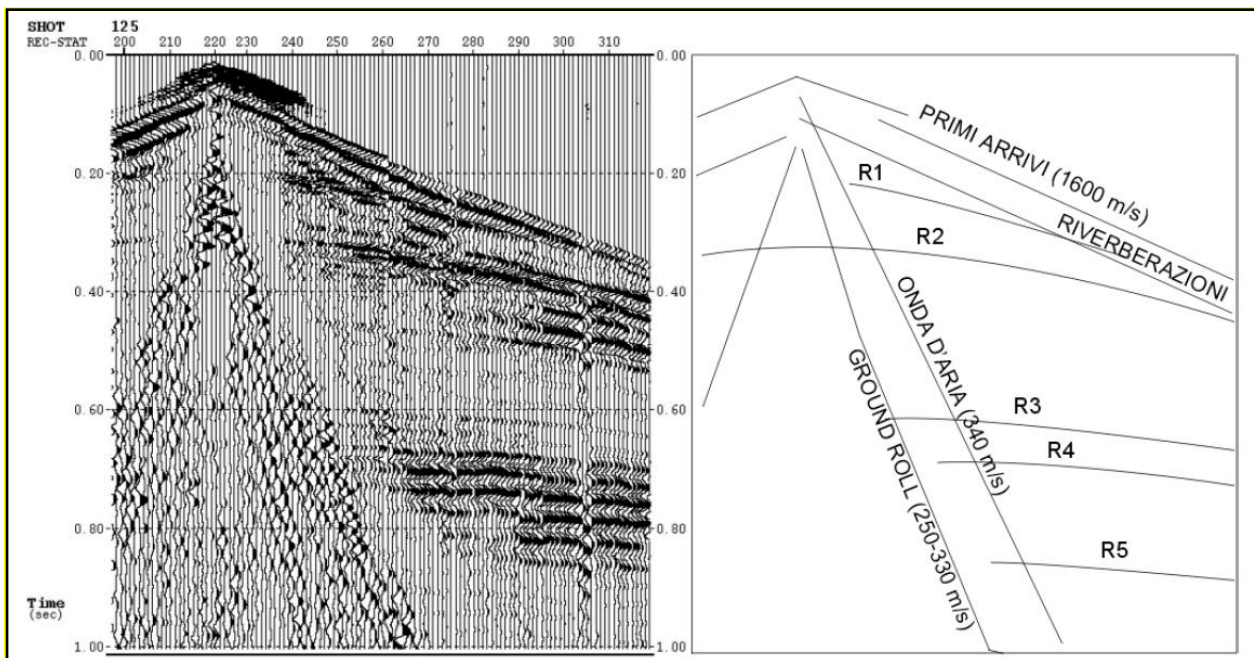


Figura 2-1: a sinistra un esempio di dato sismica a riflessione. A destra sono tracciati gli eventi identificabili. R1-R5 arrivi riflessi (Yilmaz, 2001).

La sismica a riflessione ad alta risoluzione si differenzia dalla sismica d'esplorazione petrolifera per le minori profondità d'investigazione (di regola non superiori ai 1000 m) e l'elevata risoluzione laterale e verticale del dato (da qualche decimetro a qualche metro). Tale tecnica è caratterizzata da minori costi d'esecuzione e da un apparato logistico d'acquisizione più gestibile rispetto alla sismica

d'esplorazione. La sismica d'esplorazione impiega sorgenti molto energetiche, caratterizzate da basse frequenze, un passo di campionamento di diversi millisecondi ed una spaziatura tra i ricevitori d'alcune decine di metri. Mentre, la sismica ad alta risoluzione opera in un intervallo di frequenze tra i 10 ed i 500 Hz campionando il segnale ogni millisecondo e con una spaziatura tra i canali che varia da decine di centimetri a pochi metri. Tale metodologia consente di estendere in superficie le informazioni profonde derivanti da profili commerciali a riflessione; mirando alla ricostruzione di strutture profonde, la qualità della porzione più superficiale del dato commerciale (0-1 s Tempo Doppio o TWT), mostra un basso potere risolutivo e risulta, quindi, inadeguato per ottenere informazioni superficiali dettagliate. La sismica a riflessione ad alta risoluzione ad esempio è stato applicato con successo negli anni passati per indagare la geometria superficiale di importanti faglie attive negli Stati Uniti occidentali (es. Dolan & Pratt, 1997).

Il principio fondamentale della sismica a riflessione è il modello convoluzionale che approssima la Terra ad un sistema lineare e di cui si tratterà di seguito. Secondo tale modello la traccia sismica è una serie temporale che rappresenta la registrazione della risposta del sottosuolo (riflettività terrestre) alla perturbazione indotta dalla sorgente sismica. Lo scopo dell'elaborazione di dati di sismica a riflessione è il tentativo di ricostruire dalle tracce registrate la riflettività terrestre estrapolandola sulla base del modello convoluzionale. Ciò avviene attraverso alcuni passaggi fondamentali:

- Ricostruzione della funzione della sorgente e sua rimozione dal dato (Deconvoluzione).
- Rimozione del rumore.
- Determinazione del modello di velocità del sottosuolo (Analisi di velocità, tomografia sismica).
-

2.2. Modello Convolutionale

Il modello convoluzionale è la teoria alla base della costruzione di un sismogramma (Fig. 2-2). Esso si fonda su quattro assunzioni:

1. La terra è costituita da strati orizzontali.
2. L'onda piana generata ha un'incidenza normale sull'interfaccia di separazione tra due strati.
3. L'onda che viaggia dalla sorgente è *stazionaria*, vale a dire che non varia durante la propagazione.
4. La forma d'onda della sorgente deve essere nota e la componente di rumore ambientale deve essere trascurabile o nota.

La prima assunzione è invalidata in aree strutturalmente complesse, mentre la seconda, la si considera soddisfatta quando la profondità dell'interfaccia di riflessione è maggiore della distanza sorgente-ricevitore (offset). La terza assunzione viene rispettata applicando, durante l'elaborazione, processi che mirano ad eliminare la divergenza sferica ed a compensare l'attenuazione in frequenza del segnale. L'ultima premessa, invece, è necessaria per poter risolvere matematicamente l'equazione.

Il modello convoluzionale, può essere formalmente espresso come:

$$s(t) = w(t)*e(t) + n(t) \quad (1).$$

Nello specifico i termini dell'equazione sono: 1) la funzione $s(t)$ è il sismogramma registrato; 2) $w(t)$ è l'ondina sismica della sorgente, che nel caso di sorgenti sismiche vibratorie è nota e registrata in fase d'acquisizione; 3) $e(t)$ è la risposta impulsiva della terra e rappresenta la serie temporale corrispondente al coefficiente di riflessione (R) delle equazioni di Zoeppritz, descritte di seguito; 4) $n(t)$ è una componente di rumore; infine, l'operazione tra $w(t)$ ed $e(t)$ indicata dall'asterisco, è detta *convoluzione*.

Le equazioni di Zoeppritz descrivono la partizione dell'energia di un'onda piana quando essa incide su un'interfaccia attraverso cui cambiano le proprietà elastiche della roccia. Le equazioni, semplificate nel caso d'onda piana per incidenza normale, sono:

$$A_1 + A_2 = A_0$$

$$Z_1 A_1 - Z_2 A_2 = -Z_1 A_0$$

le cui soluzioni:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1},$$

$$T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Dove Z viene definita *Impedenza acustica* ed è il prodotto della densità e della velocità dello strato, mentre R e T sono definiti rispettivamente *coefficiente di riflessione* e di *trasmissione*.

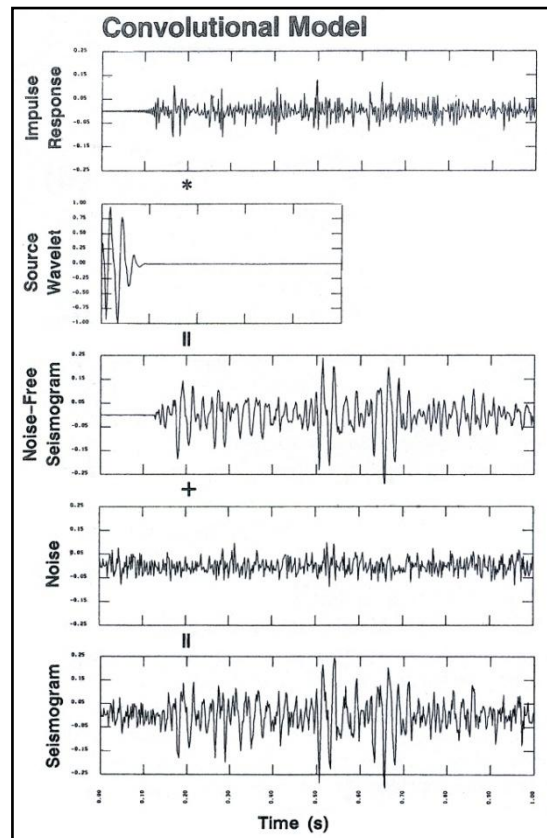


Fig 2-2: esemplificazione di come si spiega la costruzione di un sismogramma attraverso il modello convoluzionale. Il sismogramma registrato in fondo alla figura equivale alla somma del sismogramma libero da rumore e del rumore. A sua volta il sismogramma libero da rumore è dato dalla convoluzione della forma d'onda della sorgente e dalla risposta impulsiva della terra (Yilmaz, 2001).

2.2.1. Deconvoluzione

Sulla base del modello convoluzionale la deconvoluzione assume un carattere centrale nell'elaborazione, ed è un processo ampiamente applicato durante l'analisi dei dati sismici. La deconvoluzione viene impiegata a diversi livelli del flusso d'elaborazione, con scopi differenti. Durante l'elaborazione di dati acquisiti con sorgente vibratoria, in cui la funzione $w(t)$ è nota ed è definita *sweep*, la deconvoluzione rappresenta il primo processo da applicare. Infatti, per procedere all'elaborazione è necessario innanzitutto rimuovere lo *sweep* dalle tracce registrate, convertendolo in un segnale impulsivo (ondina di Dirac; Yilmaz, 2001). Tale operazione avviene cross-correlando tutte le tracce con la funzione della sorgente. La deconvoluzione, semplificando e comprimendo l'ondina della sorgente $w(t)$, aiuta a ricostruire la funzione della riflettività terrestre $e(t)$. Tale principio viene impiegato durante l'elaborazione sia per rimuovere gli effetti del filtro terrestre, che riduce le alte frequenze al crescere della profondità, sia per attenuare le riverberazioni e le multiple, incrementando la risoluzione verticale del dato.

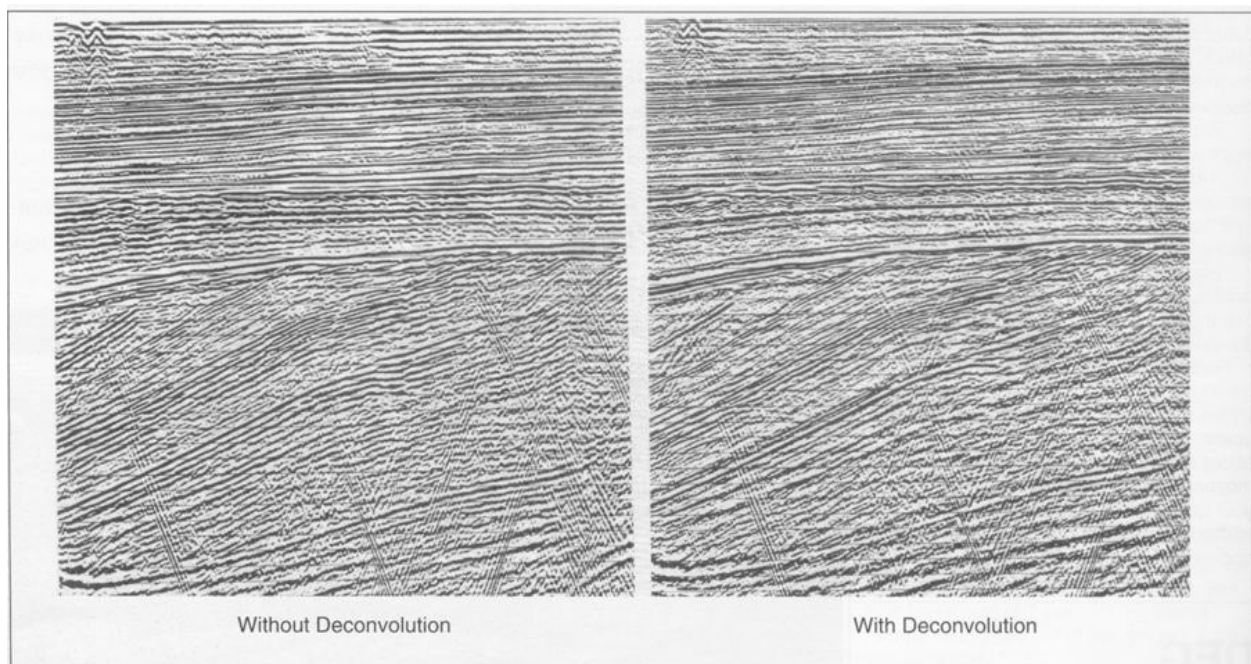


Figura 2-3: a sinistra una sezione stack senza l'applicazione della deconvoluzione, a sinistra la stessa sezione con l'applicazione della deconvoluzione (Yilmaz, 2001).

I processi d'elaborazione che assolvono a questi compiti sono:

- **Deconvoluzione Spiking:** comprime l'ondina della sorgente in uno spike (ondina di Dirac), ampliando lo spettro d'ampiezza del segnale il che si traduce in un incremento della risoluzione spaziale (Yilmaz, 2001).
- **Deconvoluzione Predittiva:** mira a predire ed eliminare le riverberazioni che sono intruse nel segnale, come ad esempio le multiple.

La deconvoluzione spiking teoricamente è definita a partire dal modello convoluzionale, secondo cui il sismogramma, escluso il rumore, sarà dato da:

$$s(t) = e(t) * w(t) \quad (2)$$

di cui sono stati già precedentemente definiti i termini. La riflettività terrestre $e(t)$ può essere ricavata applicando un filtro di Wiener $f(t)$ che modifica la forma dell'ondina comprimendola ed approssimandola alla funzione del Delta di Dirac:

$$e(t) = f(t) * s(t) \quad (3)$$

dove la funzione del Delta di Dirac $\delta(t)$ può essere definita come una funzione impulsiva che assume il valore infinito per $t=0$ ed è zero in ogni altro punto, ovvero:

$$\delta(t) = 0 \text{ per } t \neq 0$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \delta(t) dt = 1$$

Ritornando all'equazione (2) e considerando la (3) potremmo quindi scrivere:

$$x(t) = w(t) * f(t) * x(t) \quad (4)$$

eliminando $x(t)$ da entrambi i membri avremo:

$$\delta(t) = w(t) * f(t) \quad (5)$$

da cui possiamo ricavare il filtro $f(t)$:

$$f(t) = \delta(t) * \frac{1}{w(t)} \quad (6).$$

Riassumendo abbiamo ottenuto, applicando il filtro al sismogramma (eq. 5), una funzione impulsiva e l'equazione (6) stabilisce che il filtro è l'inverso del sismogramma.



Figura 2-4: Schematizzazione dei parametri per la Deconvoluzione Spiking (modificato da Hurich, 2005).

lo scopo della

Deconvoluzione predittiva è di rimuovere le multiple a breve periodo, predicendo il valore che ha il sismogramma $x(t)$ all'istante $(t+a)$ con "a" distanza di predizione. Le basi della deconvoluzione predittiva sono le stesse della deconvoluzione spiking, la

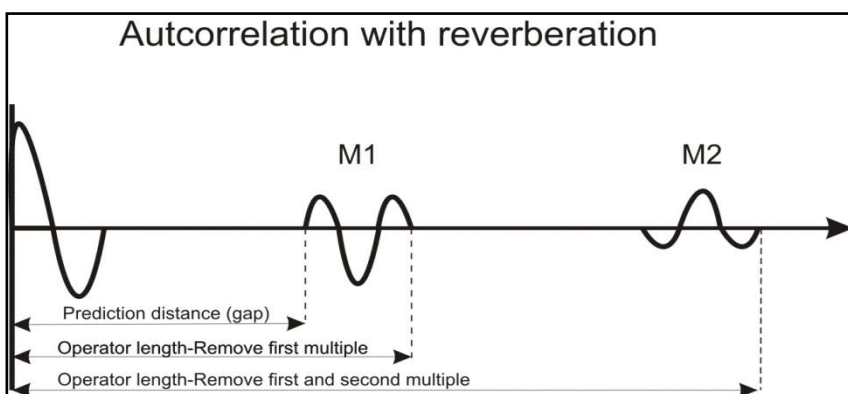


Figura 2-5: Schematizzazione dei parametri per la deconvoluzione Predittiva (modificato da Hurich, 2005).

differenza principale consiste nella costruzione del filtro inverso ed in particolare, come vedremo, nella scelta dei parametri

(Fig. 2-4, 2-5). La stima di tali parametri è effettuata

sulla base dell'autocorrelazione delle tracce (Fig. 2-5). I parametri da conoscere per costruire il filtro necessario alla deconvoluzione sono:

- **Finestra d'applicazione:** la finestra del dato in cui si applica l'autocorrelazione.
- **Distanza di predizione o gap:** parte dell'ondina che vogliamo conservare; come mostrato nelle figure 2-4 e 2-5 rappresenta il ritardo prima della multipla o della riverberazione da eliminare.

- **Lunghezza dell'operatore:** rappresenta la lunghezza del filtro ed è definito in base al numero di riverberazioni che deve eliminare.

Nelle figure si mostra come si ricavano i parametri necessari per la deconvoluzione spiking (Fig. 2-4) e predittiva (Fig. 2-5). La distanza di predizione nella deconvoluzione spiking è data dal valore in msec del primo zero della funzione di crosscorrelazione (primo zero crossing), mentre per la predittiva rappresenta la porzione d'ondina libera da riverberazioni.

2.3. Tomografia Sismica

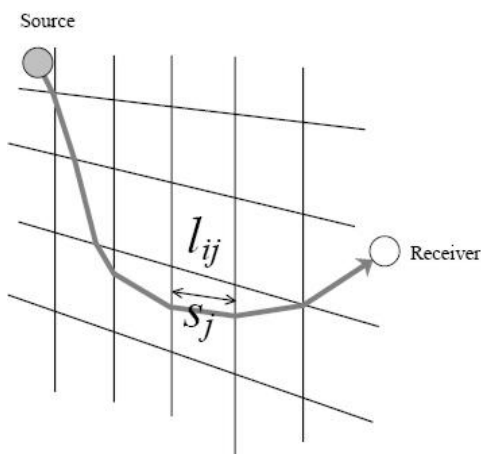


Figura 2-6: Percorso del raggio sismico tra sorgente e ricevitore (manuale di Seismager).

La determinazione del campo di velocità del sottosuolo, come detto in precedenza, è un'operazione fondamentale per l'elaborazione di dati sismici a riflessione. Per raggiungere tale obiettivo diverse strade possono e devono essere percorse per ricavare informazioni consistenti ed affidabili. Un'opportunità per ottenere indicazioni sulla distribuzione delle velocità nel sottosuolo è offerta dall'analisi a rifrazione dei dati acquisiti. Tale

metodologia d'indagine consente la costruzione di un dettagliato modello tomografico di velocità che fornisce vincoli ed indicazioni da poter sfruttare sia in fase d'elaborazione (analisi di velocità) sia in fase d'interpretazione della sezione sismica prodotta. Il metodo tomografico è una tecnica di costruzione d'immagine che visualizza una sezione (tomogramma - 2D) o un'area (3D) di un oggetto utilizzando la risposta dell'oggetto ad un campo d'energia non distruttivo, generato da una sorgente esterna. La tomografia sismica è di solito formulata in base a un problema inverso,

ovvero a partire dai dati osservati (lettura dei primi arrivi) si ricava un modello di velocità del sottosuolo.

La tomografia sismica punta a risolvere il problema inverso dato dall'integrale di linea, lungo il percorso di un raggio sismico:

$$P = \int_{\text{raggio}} M(r) dr$$

P rappresenta la funzione osservata (il tempo di arrivo del raggio sismico ai geofoni). M(r) è la funzione modello che rappresenta la distribuzione spaziale delle proprietà fisiche che influiscono sulla propagazione dell'energia nel mezzo in esame. Nel caso della sismica il parametro considerato è la slowness (1/v). Obiettivo della tomografia sismica è ricostruire un modello calcolato che approssimi il modello reale.

Il metodo più diffuso nella tomografia sismica è quello dell'espansione in serie. La funzione modello è divisa in celle in cui ad ogni cella è assegnato un valore medio della slowness. In base a questa schematizzazione, la funzione osservata è legata al modello discretizzato da:

$$P_i^{oss} = \sum_{j=1}^J S_{ij} M_j^{reale}, i = 1, \dots, I$$

in cui I è il numero totale di raggi, J è il numero di celle totale nel modello discretizzato e S_{ij} è la lunghezza del percorso dell' i-esimo raggio nella cella jth.

Il problema inverso consiste nel determinare un modello calcolato M_j^{est} che approssimi il modello reale M_j^{reale} sulla base della comparazione dell'array relativo ai tempi osservati (P_i^{oss}) con i tempi teorici P_i^{pre} , ottenuti risolvendo il problema diretto (propagazione del fronte d'onde nel modello iniziale).

Il metodo per risolvere iterativamente il sistema d'equazioni generato dall'espansione in serie è basato sull' ART (algebraic reconstruction technique) che si articola in tre punti:

1. Stima della funzione modello iniziale M^{in} da impiegare per la risoluzione del problema diretto (tracciamento di tutti raggi) per ottenere un modello predetto P_j^{pre} di partenza:

$$P_i^{pre} = \sum_{j=1}^J S_{ij} M_j^{est}$$

2. Confronto del modello predetto P_j^{pre} con il dato osservato P_j^{oss} . Se i due modelli concordano allora la funzione modello stimata M_j^{est} all'inizio è considerata la rappresentazione del modello reale M_j^{reale} .

$$\Delta_i M_j = S_{ij} \frac{P_i^{oss} - P_i^{pre}}{\sum_{j=1}^J S_{ij}^2} = S_{ij} \frac{P_i^{oss} - \sum_{k=1}^K S_{ik} M_k^{est}}{\sum_{k=1}^K S_{ik}^2}$$

La stima della concordanza tra i modelli viene effettuata statisticamente ad esempio attraverso il calcolo dello scarto quadratico medio (root-mean-square error, RMSE) tra i modelli.

3. Nel caso in cui il modello stimato M_j^{est} e l'osservato non sono comparabili si provvede ad aggiornare il modello iniziale. Le correzioni da apportare al modello sono determinate in maniera algebrica, proiettando la il modello stimato su un iperpiano (un iperpiano di uno *spazio n-dimensionale* è un sottoinsieme piatto con dimensione $n - 1$). La correzione sarà allora data da:

$$M_j^{(nuovo)est} = M_j^{est} + \Delta^i M_j; j = 1, \dots, J$$

La correzione al modello per i-esimo raggio è applicata alle J celle attraversate dall'i-esimo raggio.

Quindi, l'aggiornamento della nuova funzione modello $M_j^{(nuova) est}$, che viene sostituita al primo passaggio come modello di partenza.

Le variazioni da applicare al modello iniziale sono date da:

$$\Delta_j M_j = S_{ij} \frac{P_i^{oss} - P_i^{pre}}{\sum_{j=1}^J S_{ij}^2} = S_{ij} \frac{P_i^{oss} - \sum_{k=1}^K S_{ik} M_k^{est}}{\sum_{k=1}^K S_{ik}^2} = S_{12} \frac{P_1^{oss} - [S_{12} M_1^{est} + S_{12} M_2^{est}]}{S_{11}^2 + S_{12}^2}$$

$$M_j^{(nuovo)est} = M_j^{est} + \Delta^i M_j; j = 1, \dots, J$$

Il metodo descritto aggiorna, quindi, il modello al tracciamento di ogni singolo raggio.

Il metodo iterativo simultaneo (SIRT, simultaneous iterative reconstruction technique), invece, aggiorna il modello stimato contemporaneamente per tutti i raggi tracciati. Le variazioni in ogni cella del modello sono calcolate come la media in base all'equazione:

$$\Delta M_j = \frac{1}{W_j} \sum_{i=1}^I \Delta^i M_j = \frac{1}{W_j} \sum_{i=1}^I \frac{P_i - \sum_{k=1}^K S_{ik} M_k^{est}}{\sum_{k=1}^K S_{ik}^2}, j = 1, \dots, J$$

il peso W_j è dato dal numero di raggi che attraversano j-esima cella. La correzione media è applicata al modello iniziale per ottenere una nuova stima della funzione modello.

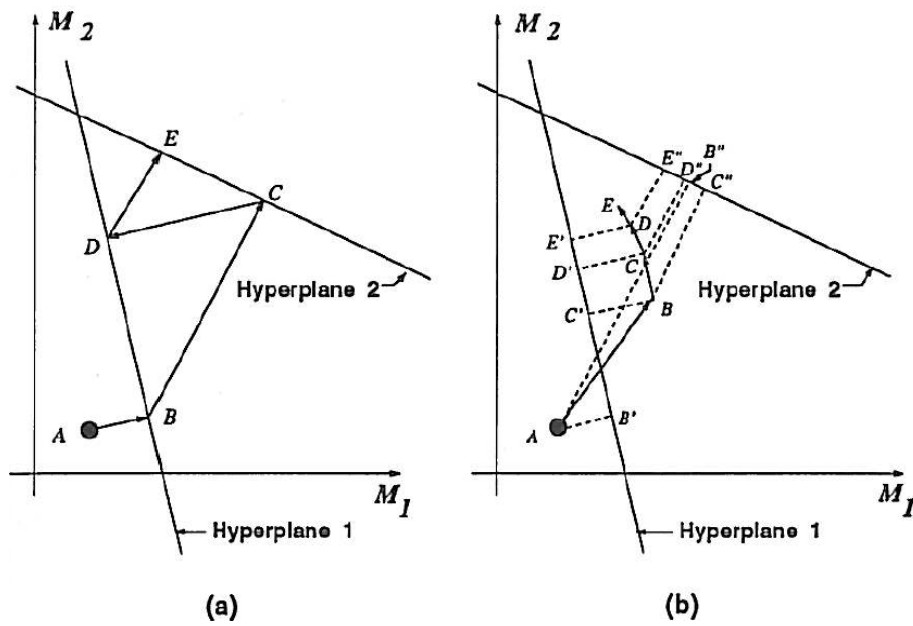


Figura 2-7: Confronto della convergenza dei modelli ottenuti con i metodi ART (a) e SIRT (b). **A** modello iniziale; **B,C,D** ed **E** modelli ottenuti aggiornando il modello iniziale con il tracciamento dei raggi.

2.4. Analisi di velocità e Normal Move Out (NMO)

Le informazioni sulle velocità ricavate dal modello tomografico, non sono sufficienti per ottenere una sezione sismica. Il modello tomografico fornisce indicazioni superficiali, che devono essere integrate in profondità attraverso l'analisi di velocità dei dati a riflessione.

L'analisi di velocità, oltre a rappresentare uno dei passaggi più delicati dell'elaborazione di una sezione sismica, è fondamentale per applicare la correzione di Normal Move Out. Scopo dell'analisi di velocità è di trovare le velocità che meglio coregono le iperboli di riflessione, prima d'effettuare lo stack delle tracce (Fig 2-8).

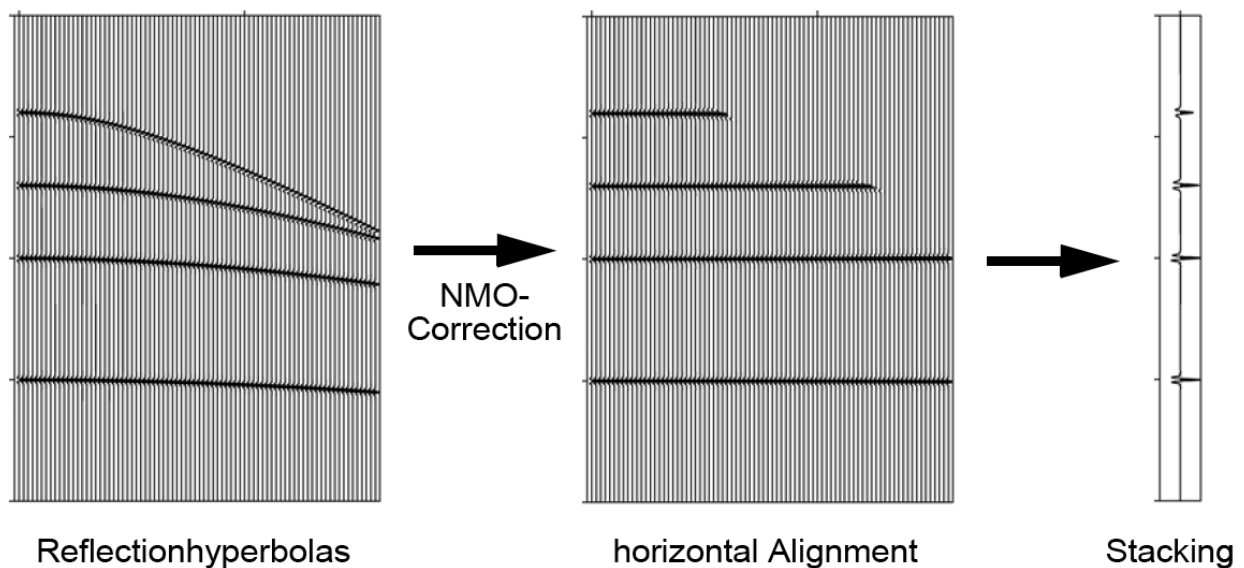


Figura 2-8: Principio della correzione di NMO. I riflettori sono allineati usando la velocità corretta, successivamente si esegue lo stack (somma) di tutte le tracce (Yilmaz, 2001).

Per chiarire il senso della correzione di NMO analizziamo geometricamente, il caso più semplice di un semispazio omogeneo ed isotropo a strati paralleli. Se diagrammiamo su un grafico $x-t$ i tempi d'arrivo dell'onda riflessa per ogni geofono otterremo un'iperbole, come mostrato nella parte superiore della figura 2-9. Sempre nella parte

superiore della figura vediamo che la retta OM, è il grafico dei tempi d'arrivo dell'onda diretta, il cui percorso è S-R ed è i suoi tempi d'arrivo ai geofoni sono dati da:

$$t_d = x / V.$$

Per calcolare, invece, il percorso compiuto dalla riflessa, per raggiungere il geofono R, basta proiettare un punto I al di sotto del riflettore ad una distanza

pari a quella tra la sorgente (S) e il

riflettore stesso (h) e congiungere I con R. Per costruzione geometrica avremo che lo spazio percorso dall'onda ($SC+CR$) è uguale a quello ottenuto dalla nostra costruzione (IR). I tempi d'arrivo dell'onda riflessa si dispongono in maniera iperbolica. L'andamento iperbolico è conseguenza del fatto che più aumenta la distanza del geofono dalla sorgente tanto saranno maggiori i tempi d'arrivo. L'iperbole risulterà tanto più aperta quanto maggiore è la velocità del mezzo nel quale avviene la riflessione. L'equazione dell'iperbole sarà:

$$t^2 \cdot v^2 - x^2 = 4h^2$$

in cui t è il tempo d'arrivo, v la velocità in cui viaggia l'onda x la distanza geofono-sorgente (offset) e h la profondità del riflettore. La differenza tra i tempi d'arrivo dell'onda a due geofoni distanti è definita *move out* (Δt). Quindi il *move out* non rappresenta altro che il ritardo accumulato dal fronte d'onda di riflessione nel raggiungere i geofononi via via più lontani.

Nel caso che la profondità del riflettore sia molto maggiore della distanza x ($h \gg x$) vale la seguente approssimazione:

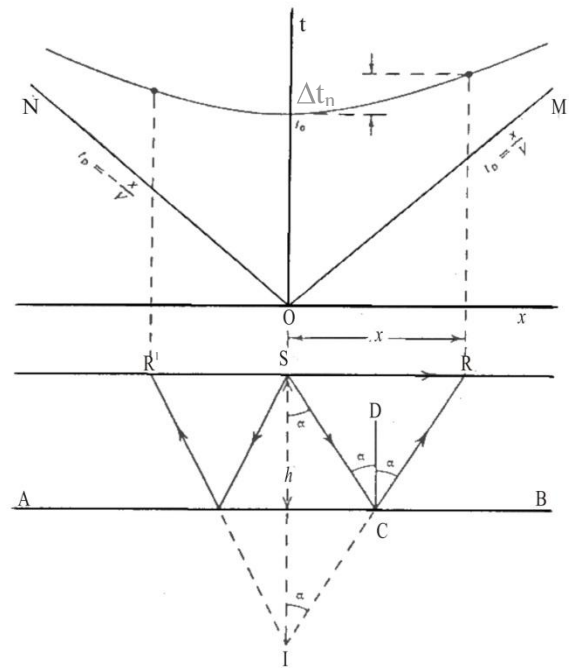


Figura 2-9: Costruzione geometrica del NMO (Yilmaz, 2001).

$$t = \frac{2h}{v} \sqrt{1 + \left(\frac{x}{2h}\right)^2} \approx t_0 \left(1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{vt_0}\right)^2\right)$$

La differenza di tempo Δt :

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx \frac{x_2^2 - x_1^2}{2vt_0}$$

Nel caso che un geofono sia localizzato in corrispondenza della sorgente avremo che:

$$\Delta T_{NMO} = t_x - t_0 \quad (10)$$

dove ΔT_{NMO} è definito *Normal Move Out (NMO)*, t_x è il tempo d'arrivo dell'onda al geofono in R mentre t_0 è il tempo d'arrivo dell'onda riflessa nel punto S. Per calcolare in NMO partiamo dall'equazione dell'iperbole di riflessione:

$$t^2 \cdot v^2 - x^2 = 4h^2$$

da cui con una serie di passaggi algebrici:

$$\begin{aligned} t^2 &= \frac{4h^2 + x^2}{v^2} = \frac{4}{v^2} \left(h^2 + \frac{x^2}{4}\right) \Rightarrow \\ \Rightarrow t^2 &= \frac{2}{v} \sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}} = \frac{2h}{v} \sqrt{1 + \frac{x^2}{4h^2}} \end{aligned}$$

Ricordando che

$$t_0 = \frac{2h}{v}$$

si ottiene

$$t = t_0 \sqrt{1 + \frac{x^2}{4h^2}}$$

Nella sismica a riflessione ci si pone nella condizione che la distanza x sorgente-geofono (offset) sia inferiore alla profondità h del riflettore; in tal caso il termine $x^2/4h^2$ sotto radice è $\ll 1$ e questo fa sì che la precedente equazione possa essere approssimato allo sviluppo della serie binomiale che dà, per ogni $|x| < 1$:

$$(1 + x)^n = 1 + n x + \frac{n^2}{2!} x^2 + \dots$$

Arrestando lo sviluppo al termine di primo grado:

$$\begin{aligned} t &= t_0 \left(1 + \frac{x^2}{4h^2}\right)^{1/2} \approx t_0 \left(1 + \frac{1}{2} \frac{x^2}{4h^2}\right) = t_0 \left(1 + \frac{x^2}{8h^2}\right) \Rightarrow \\ \Rightarrow t &= t_0 \frac{x^2}{8h^2} \end{aligned}$$

Da cui:

$$\Delta t = t - t_0 = t_0 + t_0 \frac{x^2}{8h^2} - t_0 = \frac{2h}{v} \frac{x^2}{8h^2} \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \Delta t = \frac{x^2}{4vh} \quad (11)$$

Il tempo Δt così ricavato prende il nome di Normal Moveout. Esso fisicamente rappresenta l'aumento del tempo di percorrenza per effetto dell'incidenza non normale. Esaminando l'equazione (11) si nota che il Δt cresce con la distanza sorgente-geofono (offset) x ed è inversamente proporzionale alla velocità.

La correzione di NMO è applicata, prima d'eseguire lo stack delle tracce, per rimuovere la curvatura iperbolica che impedisce di posizionare correttamente il riflettore, rimuovendo l'effetto dell'offset su tempi d'arrivo. La correzione è effettuata inserendo un valore di velocità, ricavato attraverso l'analisi di velocità. Se applichiamo valori di velocità che sottostimano la velocità del mezzo, otterremo un valore di correzione non sufficiente a rimuovere tutta la curvatura e quindi le tracce mostreranno una curvatura residua e viceversa se sovrastimiamo la velocità avremo una sovracorrezione dell'iperbole (Fig. 2-10).

La maggioranza delle tecniche per l'analisi di velocità si basa sull'assunzione di un modello di terra a strati piano paralleli. Ci sono diversi metodi per l'analisi delle velocità di stack, la scelta viene effettuata sulla

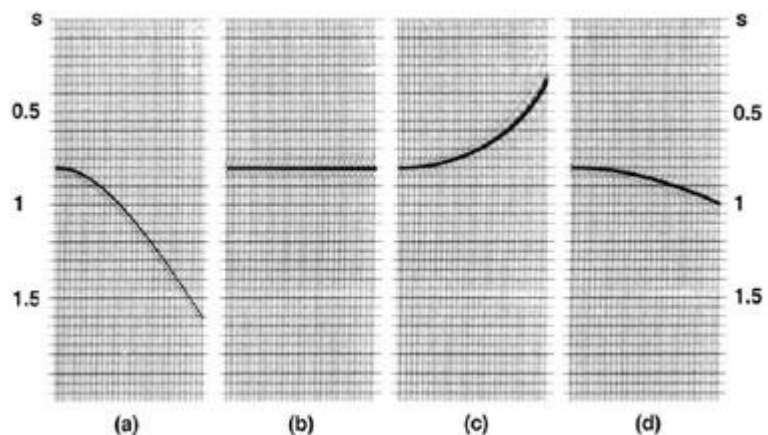


Figura 2-10: Esempi della variazione dell'iperbole di un riflettore al variare dei valori di velocità utilizzati nella correzione di NMO (Yilmaz,2001).

base della qualità del dato. La maggioranza delle analisi di velocità è effettuata sfruttando strumenti d'elaborazione interattivi. Tali strumenti consentono di visualizzare in maniera dinamica il risultato dell'applicazione della correzione di NMO,

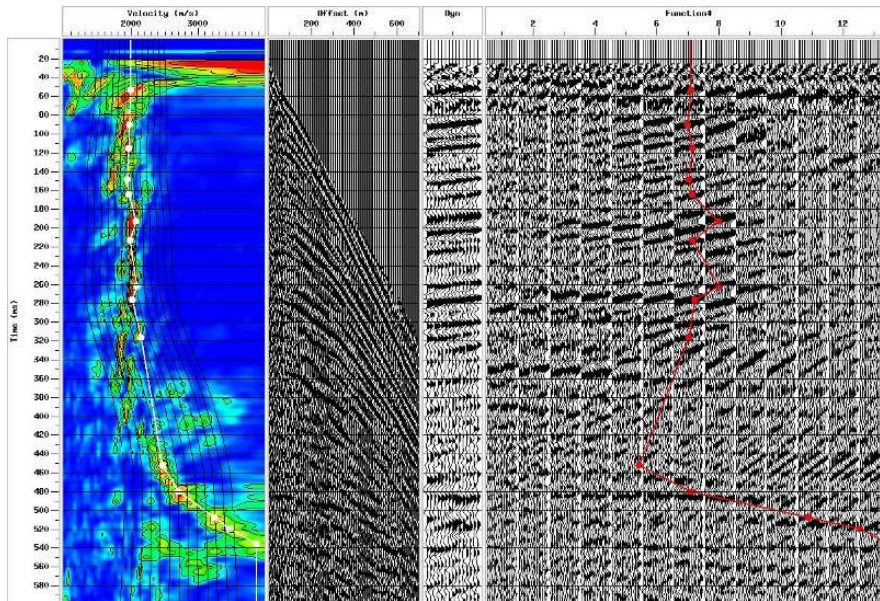


Figura 2-11: Esempio di analisi di velocità. A sinistra il pannello della semblance con piccato il profilo di velocità. Al centro un raggruppamento di CDP ed un pannello con lo stack delle tracce. A destra i pannelli stack a velocità costante (Yilmaz, 2001).

essendo suddivisi in pannelli che, come in Fig. 2-11, mostrano da sinistra verso destra: il pannello della semblance a scala cromatica; il dato raggruppato in CDP, ovvero per punto medio tra sorgente e geofono; lo stack effettuato in base al profilo di velocità; ed una serie di pannelli di stack a velocità costante. In passato l'analisi di velocità era un processo che richiedeva troppe risorse di calcolo e quindi erano utilizzati alcuni accorgimenti per velocizzarla, ad esempio riducendo il numero di tracce nei pannelli analizzati. La potenza delle moderne workstation consente di sfruttare a pieno le potenzialità di questi strumenti.

Lo spettro di velocità è calcolato determinando la coerenza del dato (semblance). La semblance è una misura quantitativa della coerenza del segnale sismico su diverse tracce ed è pari all'energia di una traccia diviso l'energia di tutte le tracce che compongono lo stack. Se il segnale è perfettamente coerente su tutti i canali la semblance è presenta un massimo. Il primo pannello dell'immagine 2-10 rappresenta lo spettro della semblance, in ascissa presenta ed il tempo sulle ordinate. I picchi massimi di coerenza sono localizzati dove le iperboli, in funzione della velocità di correzione, meglio orizzontalizzano una data ampiezza di un evento sismico. La

misura della coerenza produce buoni risultati anche in presenza di rumore, aliasing spaziale e variazioni laterali d'ampiezza.

La costruzione del modello di velocità attraverso l'analisi di velocità consente di effettuare la sommatoria (stacking) in fase delle tracce organizzate in CDP. Lo stacking, è il più efficace procedimento ai fini del miglioramento del rapporto segnale/rumore: il risultato della somma è un'unica traccia corrispondente ad offset nullo ed in cui il segnale, allineato in fase, si presenta rinforzato, mentre il rumore, in posizione casuale nelle tracce, statisticamente risulta indebolito.

2.5. Risoluzione sismica

Con questo termine si intende quanto due punti, possano essere vicini e rimanere tuttavia distinti nell'immagine sismica. Esistono due categorie di risoluzione sismica:

- **Risoluzione verticale:** è funzione di diversi fattori come: lo spessore dello strato, la frequenza del segnale, la velocità di propagazione. La lunghezza d'onda dominante del segnale sismico è data dal rapporto tra la velocità di propagazione e la frequenza dominante, cioè $\lambda = v/f$. La soglia limite per una buona risoluzione verticale è $\lambda/4$. Per valori minori, i riflettori non sono più risolvibili, in quanto, i segnali riflessi al tetto ed al letto dello strato entreranno in interferenza costruttiva simulando un unico riflettore dalla forte ampiezza (fig. 2-12). La risoluzione verticale può essere incrementata mediante delle tecniche di deconvoluzione che, comprimendo l'ondina di base, ampliano lo spettro in frequenza del segnale.

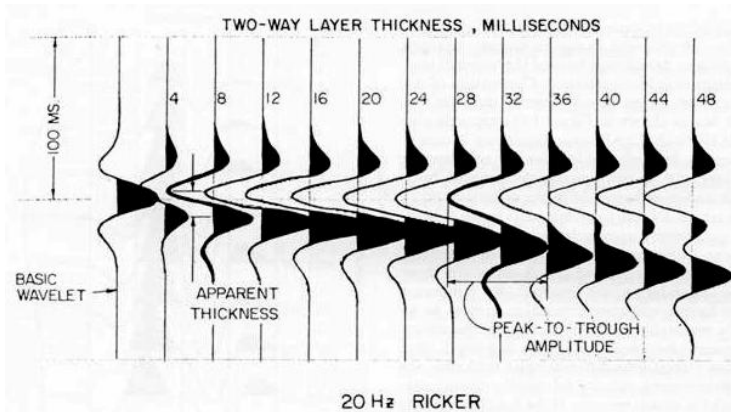


Figura 2-12: Esempio di variazione della risoluzione verticale al variare della distanza tra i due riflettori (Yilmaz,2001).

- **Risoluzione orizzontale:** si riferisce a quanto due punti, giacenti sulla stessa superficie riflettente, possano essere vicini e distinguibili. Si consideri un fronte d'onda sferico che incide su una superficie di discontinuità posta ad una profondità Z_0 dalla sorgente (fig. 2-13). L'energia riflessa dal punto O (sulla verticale della sorgente S) arriva dopo un tempo $t_0 = 2Z_0/V$. Se il fronte d'onda avanza di una quantità pari a $\lambda/4$, l'energia riflessa dai punti A ed A', che si trovano sullo stesso riflettore, arriva al

ricevitore dopo un tempo $t_i=(2/V)(Z_0+\lambda/4)$. L'energia riflessa da tutti i punti interni al disco riflettente di raggio Z , arriva in un intervallo di tempo compreso tra t_0 e t_i ed interferisce costruttivamente cosicché i punti interni a tale zona risultano indistinguibili. Il disco riflettente di raggio AA' è detto "prima zona di Fresnel" e rappresenta il limite della risoluzione laterale. L'ampiezza della "zona di Fresnel" dipende dalla lunghezza d'onda, quindi dalla frequenza (maggiore è la frequenza, minore è la "zona di Fresnel"), dalla velocità di propagazione delle onde nel mezzo e dalla profondità del riflettore; infatti, il raggio della "zona di Fresnel" è dato, in prima approssimazione dalla relazione:

$$r \approx (Z_0 \lambda / 2)^{1/2} = V/2 (t_0/f)^{1/2}.$$

La figura 2-8 mostra che la risoluzione orizzontale peggiora con la profondità. La risoluzione orizzontale può essere migliorata applicando degli algoritmi di migrazione che diminuiscono l'ampiezza della "zona di Fresnel" e che separano le strutture che risultano sfocate lateralmente.

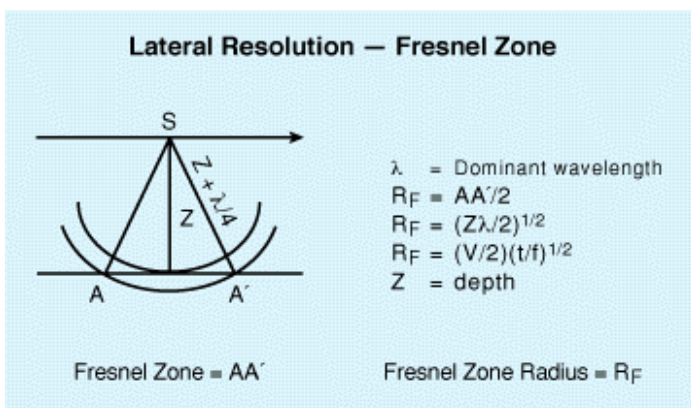


Figura 2-13: Modello sintetico della zona di Fresnel con esplicitazione dei parametri (modificato da Yilmaz, 2001)

2.6. Principi della Migrazione

La Migrazione è quel processo d'elaborazione che consente di collassare le diffrazioni presenti sulla sezione stack e di riposizionare i riflettori alla loro posizione reale e di aumentare la risoluzione spaziale, creando un'immagine fedele delle strutture del sottosuolo. In principio, la migrazione era considerata uno strumento per l'imaging delle strutture. In seguito, si è evoluta in un potente strumento per la stima dettagliata del campo di velocità, arrivando a ricoprire un ruolo centrale nell'elaborazione e nell'interpretazione di dati di sismica a riflessione.

Le principali differenze tra la sezione stack e la sezione migrata sono:

1. La migrazione ricostruisce la pendenza reale di un riflettore. Nella sezione migrata l'inclinazione dei riflettori è maggiore che non nella sezione stack.
2. Nella sezione stack, la lunghezza di un riflettore è maggiore di quella reale. Dunque, la migrazione ripristina la lunghezza effettiva di un riflettore.
3. La migrazione ricolloca i riflettori nella loro posizione reale.

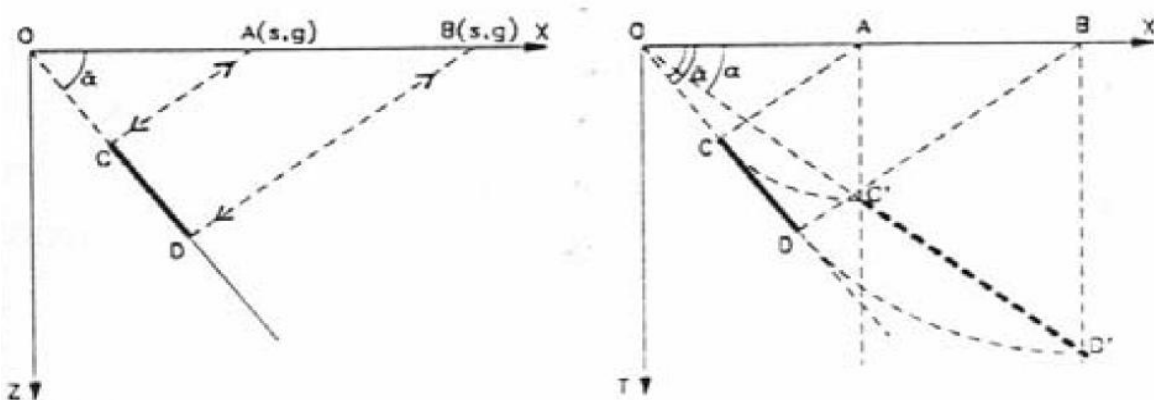


Figura 2-14: Si consideri un riflettore CD, avente un'inclinazione reale α . La coppia sorgente-ricevitore si muove lungo il profilo Ox. Il primo arrivo, proveniente dal punto C è registrato in A. L'ultimo arrivo, che arriva dal punto D, viene registrato in superficie nella posizione indicata da B. In questa le riflessioni sono definite perpendicolari alla superficie, di conseguenza il punto sorgente, relativo al primo impulso registrato in A, viene posizionato in corrispondenza di C' ; mentre l'ultima riflessione viene fatta risalire al punto D'. Confrontando la sezione geologica con quella in tempi, si nota che, per ricostruire la posizione effettiva del riflettore CD, la sezione in tempi deve essere modificata (Yilmaz, 2001)

La spiegazione geometrica dei punti precedenti è affrontata nella didascalia della figura 2-14.

La distinzione fondamentale da fare, quando si tratta di migrazione, è quella di differenziare la migrazione in tempi e la migrazione in profondità. La differenza più evidente tra le due tipologie di migrazione è che la prima produce una sezione che in ordinata ha i tempi, esattamente come la sezione non migrata (stack), mentre la seconda le profondità. La reale differenza tra le due tecniche consiste nelle modalità e nella tipologia del campo di velocità che esse impiegano. La migrazione in tempi, come per la correzione di NMO, sfrutta il campo di velocità derivante dall'analisi di velocità (RMS velocity). Tale campo di velocità è quello che meglio mette a fuoco i riflettori, ma non necessariamente rispecchia il reale campo di velocità della porzione di sottosuolo indagata; infatti, tale profilo di velocità non è geologicamente reale perché non considera l'influenza delle variazioni laterali di velocità sul segnale registrato. Ciò è provato dal fatto che se trasformiamo il campo di velocità RMS, per mezzo dell'equazione di Dix, in velocità intervallo otterremo valori di velocità incongruenti. Questa inconsistenza non inficia la migrazione in tempi, che punta alla sola costruzione di un'immagine del sottosuolo, non di un modello di velocità.

Al contrario, la migrazione in profondità sfrutta un modello di velocità intervallare (interval velocity) più realistico. Tale modello presenta valori di velocità che considerano anche l'influenza della curvatura durante il percorso del raggio. In definitiva, la migrazione in profondità restituisce un modello del sottosuolo più accurato e realistico della migrazione in tempi. Secondo quanto affermato, la migrazione in profondità rappresenta, quindi, un potente strumento interpretativo che fornisce importanti informazioni sia sulle strutture geologiche

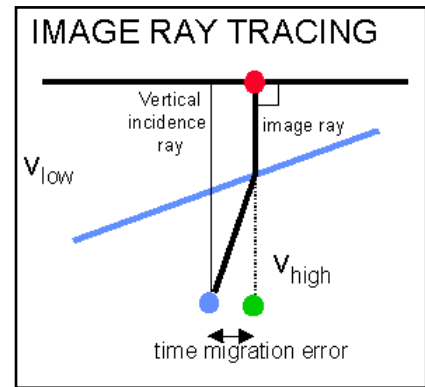


Figura 2-15: Errore nella ricostruzione del percorso del raggio con la migrazione in tempi (www.xsgeo.com).

che sul campo di velocità del sottosuolo. In conclusione, la differenza sostanziale tra migrazione in tempi e in profondità consta nella capacità della migrazione in profondità di ricostruire il reale percorso del raggio considerando anche variazioni

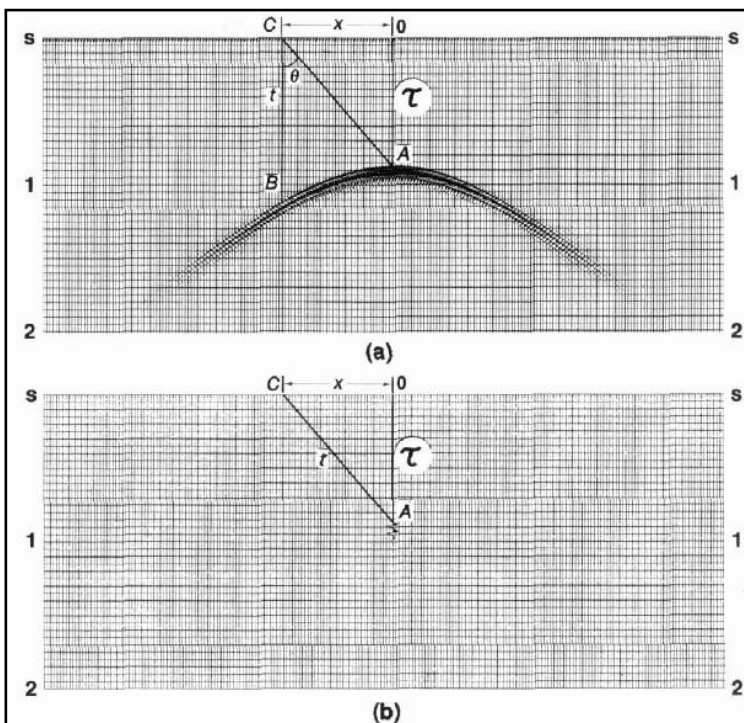


Figura 2-16: Principio della migrazione di Kirchoff. (a) sezione a zero-offset (b) sezione migrata. Le ampiezze dell'iperbole sono sommate nel suo apice A (Yilmaz, 2001).

lateralmente di velocità che si rispecchia nel diverso campo di velocità impiegato. La difficoltà è che per eseguire una migrazione in profondità è necessario un campo di velocità molto accurato, possibilmente validato ed integrato anche con informazioni esterne all'elaborazione (es.: log da pozzo).

La migrazione essenzialmente rimuove gli effetti della propagazione dell'onda dalla

registrazione sismica. Diversi sono gli algoritmi che, risolvendo l'equazione d'onda, possono essere impiegati nell'estrapolazione del campo d'onda. Il primo metodo di migrazione sviluppato nell'era digitale è la migrazione per somma di diffrazioni. Tale tecnica si basa sulla ricerca, in una sezione non migrata, dell'energia diffratta generata da punti di diffrazione (sorgenti secondarie di Huygens).

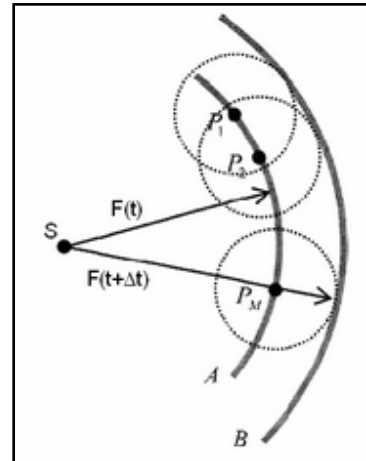


Figura 2-17: Principio di Huygens: ogni punto su di un fronte d'onda può essere considerato a sua volta sorgente secondaria di un nuovo fronte d'onda (Yilmaz, 2001).

La migrazione esegue la sommatoria delle ampiezze lungo tutte le possibili curve di diffrazione calcolate in corrispondenza di una diffrazione reale. La sommatoria

collassa così l'energia diffratta negli apici delle curve nella sezione migrata.

L'algoritmo per la migrazione in profondità più largamente impiegato è quello che si basa sull'integrale di Kirchhoff (soluzione integrale dell'equazione d'onda). Tale algoritmo, si fonda sulla migrazione per somma di diffrazioni, implementata per considerare gli effetti sulle ampiezze della divergenza sferica del fattore d'obliquità (variazione d'ampiezza in funzione dell'angolo d'incidenza) e del Fattore che tiene conto delle caratteristiche di fase e frequenza, si basa sulla somma, nel piano x-t, delle ampiezze dell'iperbole di diffrazione e collassarla nel suo apice nel piano x-z (Fig 2-17). La curvatura dell'iperbole è ricostruita in funzione della velocità. Assumendo un modello di velocità stratificato orizzontalmente, la funzione di velocità usata coincide con la V_{RMS} all'apice dell'iperbole:

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{(2h)^2}{V_{RMS}^2}$$

Una sorgente secondaria di Huygens, non irradia energia conservando le ampiezze a tutti gli angoli, per questo devono essere considerati tre fattori di correzione in precedenza citati. A partire dal campo d'onda registrato in superficie, lungo una sezione a zero-offset (stack), $P(x, z=0, t)$, mentre il campo d'onda in un punto $(x, z, t=0)$ è il campo d'onda generato da un punto sorgente secondaria di Huygens posto sul riflettore in profondità (riflettore esplodente). Noto il campo in superficie viene ricostruito il campo d'onda generato in profondità che corrisponde esattamente al riflettore (Fig. 2-18). Questo processo consiste nell'estrapolazione verso il basso, in cui a partire dai dati registrati in superficie ($z=0$) si calcolano i dati all'istante $t=0$,

DOWNWARD CONTINUATION

a) Stack data

b) Depth step one

c) Depth step two

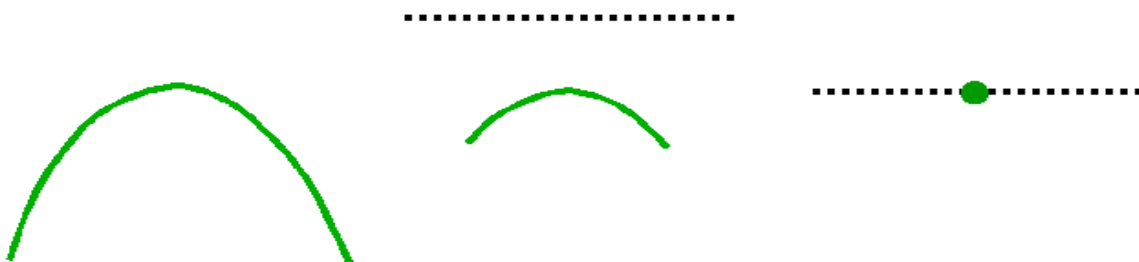


Figura 2-18: Schematizzazione della propagazione verso il basso, partendo dall'iperbole di diffrazione sulla sezione stack sino al collasso d'energia in un punto (www.xsgeo.com).

realizzando una retropropagazione del campo d'onda. Una volta ricostruita l'immagine del riflettore (imaging) a $t=0$ viene salvata e si comincia a ricostruire la forma di un altro riflettore a ad una profondità maggiore. Il metodo procede ricorsivamente fino alla profondità totale della sezione.

La migrazione di Kirchhoff è una soluzione dell'equazione scalare d'onda e può essere matematicamente considerata come costituita da propagazione verso il basso ed imaging del riflettore. In un bilancio finale, la flessibilità e la rapidità di calcolo della migrazione di Kirchhoff, seppur con una ridotta capacità nel gestire le variazioni laterali di velocità, la lasciano preferire ad algoritmi di migrazione in profondità più complessi.

2.6.1 Migrazione

Gli algoritmi di migrazione sono distinti principalmente tra migrazione in tempi ed in profondità. La differenza concettuale tra le due classi è che gli algoritmi di migrazione in tempi non considerano, a differenza della migrazione in profondità, la curvatura del raggio sismico nella ricostruzione del fronte d'onda. La distinzione pratica tra la migrazione in tempi ed in profondità si trova nel campo di velocità impiegato dai diversi algoritmi. La migrazione in tempi punta, sfruttando un campo di velocità di stack, a fornire la migliore immagine migrata del sottosuolo. La migrazione in profondità, al contrario, adopera un campo di velocità intervallo, in pratica un modello di velocità del sottosuolo. Il campo di velocità intervallo rappresenta la media delle velocità reali del sottosuolo. Questo permette alla migrazione in profondità di modellare, in maniera più accurata, il comportamento delle onde sismiche all'interno della Terra, rispetto migrazione tempi. Il differente modello di velocità si riflette anche nel potere risolutivo delle diverse tecniche: la migrazione in tempi può ricostruire strutture e campi di velocità semplici, mentre, quella in profondità riesce a risolvere situazioni strutturalmente semplici ma con campi di velocità complessi.

2.6.2. Migrazione post-stack di Kirchhoff

La migrazione post-stack di Kirchhoff è una tecnica di migrazione non recursiva che sfrutta la forma integrale (equazione di Kirchhoff) dell'equazione d'onda per la retropropagazione del fronte. La migrazione di Kirchhoff si basa sugli stessi principi geometrici e della ricostruzione del fronte d'onda della migrazione per somma delle diffrazioni e sul Principio di Huygens (§ 2.5). Infatti, considera l'apice delle diffrazioni come punto reale di riflessione in cui sommare tutti i campioni di segnale non migrati,

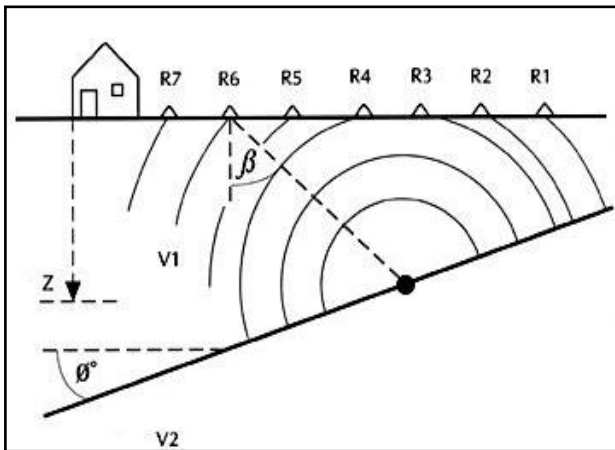


Figura 2-19: Meccanismo del fattore d'obliquità.

giacenti su un'iperbole di diffrazione e secondo il principio di Huygens tutti gli eventi come costituiti da punti di diffrazione ravvicinati. A differenza della migrazione per somma di diffrazioni la migrazione di Kirchhoff corregge le tracce per il fattore d'obliquità, l'ampiezza e la fase prima di effettuarne la sommatoria. La

quantità d'energia degli arrivi ad ogni ricevitore è funzione dell'angolo d'incidenza, tale fenomeno è detto fattore d'obliquità. L'algoritmo applica un fattore di correzione che è pari al coseno dell'angolo tra la verticale al ricevitore ed il raggio sismico (Fig. 2-19). La seconda correzione è legata al decadimento d'energia dovuto alla divergenza sferica. Infine, l'algoritmo di migrazione recupera anche eventuali distorsioni d'ampiezza e fase dovute alla propagazione del fronte d'onda.

2.6.3. Migrazione Pre-stack in profondità

La migrazione Pre-stack in profondità (PSDM) è la migliore tecnica per la ricostruzione di strutture nel sottosuolo. La chiave per l'applicazione di tale processo è la costruzione di un modello di velocità accurato, ottenuto con l'applicazione di metodi specifici per la costruzione di un modello di velocità intervallo (interval velocity model building – IVMB).

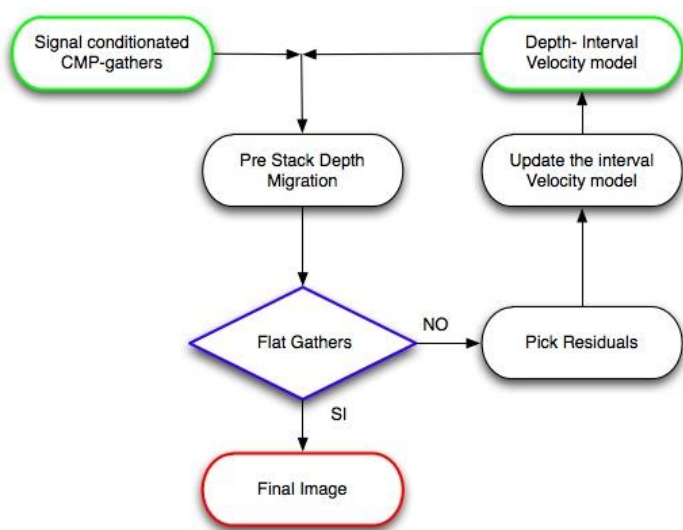
In presenza di forti variazioni di velocità laterali o di riflettori inclinati, le riflessioni si presentano non perfettamente iperboliche, in questi casi l'operazione di stack, eseguita in CMP, introduce una distorsione d'ampiezza e riduce la potenza dello stack

dei riflettori. La PSDM, invece, converte i raggruppamenti per CMP in "common reflection point" (CRP), ovvero in raggruppamenti per punto di riflessione comune, in questa configurazione la somma delle ampiezze avviene lungo una stessa superficie di riflessione evitando fenomeni di distorsione ed incrementando la focalizzazione dei riflettori.

La chiave della PSDM è la definizione del modello di velocità; infatti, la PSDM è fortemente influenzata dall'accuratezza del campo di velocità. Diversi sono i metodi per la costruzione del modello di velocità iniziale e per rifinirlo. Il modello di partenza deriva dalla miglior analisi di velocità (stacking velocity) eseguita nel dominio del tempo per ottenere una sezione stack. Mentre, i metodi per rifinire il modello iniziale si basano sulla correzione del moveout residuo (RMO), ovvero la non perfetta orizzontalità, degli eventi riflessi nel dominio della profondità. Il modello di velocità può essere integrato con informazioni geologiche esterne ai dati sismici come log da pozzo o dati di geologia strutturale.

Nell'elaborazione a riflessione standard, il modello iniziale deriva dalla conversione del campo di velocità di stack in velocità intervallo, attraverso l'equazione di Dix.

L'accuratezza del campo di velocità iniziale impiegato sarà dimostrata dalla perfetta



orizzontalità degli eventi all'interno dei raggruppamenti CRP migrati (esempio sul profilo "Fortore" fig. 4.15b). Errori nel campo di velocità saranno, invece, dimostrati dalla non-orizzontalità (moveout residuo) degli eventi. Rifinire il modello iniziale consiste, quindi, nel modificare le velocità così da

Figura 2-20: Flusso generalizzato della migrazione Pre-stack in profondità.

eliminare il moveout residuo degli eventi. La regola generale per rifinire il campo di velocità è: se gli eventi nei CRP si presentano curvati verso il basso le velocità del modello sono troppo alte, se gli eventi hanno una curvatura verso l'alto le velocità sono troppo basse (Guo & Fagin, 2002). Gli approcci per migliorare ed ottenere un campo di velocità attendibile per la PSDM sono di tipo locale (layer-stripping) o di tipo globale (reflection tomography). Il primo approccio consiste nel rifinire le velocità del modello iniziale strato per strato procedendo dalla superficie in profondità; mentre, l'approccio globale si basa sulla tomografia a riflessione. Nel dominio post migrazione il RMO d'eventi non orizzontalizzati corrisponde a variazioni di profondità dei riflettori, tali variazioni sono convertite in deviazioni dei traveltimes. La tomografia a riflessione punta a minimizzare le variazioni delle traveltimes per i riflettori chiave individuati (Bradford et al., 2006).

CAPITOLO 3

3.1. Sistema d'acquisizione dati ad alta risoluzione

Il sistema d'acquisizione impiegato per l'acquisizione di dati sismici è costituito da tre componenti principali: la sorgente, i ricevitori ed un apparato di registrazione. Nell'insieme, tale apparato logistico d'acquisizione per indagini ad alta risoluzione risulta più gestibile rispetto alla strumentazione impiegata per indagini sismiche profonde. La sismica a riflessione ad alta risoluzione impiega strumentazione le cui caratteristiche tecniche mirano a preservare il più possibile le alte frequenze immesse attraverso la sorgente sismica nel sottosuolo.

La strumentazione impiegata per l'acquisizione dei dati riguardanti questo progetto di dottorato è composta di una sorgente sismica vibratoria (IVI Minivib®) e da un sistema di registrazione, che nella sua configurazione massima, è stato di 216 canali e 9 sismografi.

3.1.1. Sorgente

La sorgente sismica impiegata in questo progetto è il Minivib® (proprietà del CRdC AMRA) della IVI, sorgente vibratoria progettata specificamente per applicazioni ad alta risoluzione. Il successo ottenuto dalle sorgenti sismiche vibratorie nell'esplorazione petrolifera ha permesso lo sviluppo di sorgenti ad alta risoluzione specifiche per indagini sismiche superficiali di dettaglio. Le sorgenti vibratorie hanno il vantaggio di poter definire e controllare frequenza, ampiezza, durata dell'impulso sismico inviato al terreno. Tutte le caratteristiche della funzione d'onda della sorgente sono quindi note, permettendo l'applicazione, in fase d'elaborazione, di tecniche mirate all'incremento

della risoluzione del dato. Il Minivib è un veicolo, dal peso di 6 tonnellate, equipaggiato con una piastra connessa ad una massa vibrante di circa 320 Kg, azionata da un meccanismo idraulico ad alta pressione (Fig. 3-1).



Figura 3-1: Sorgente sismica vibratoria Minivib®.

L'intervallo delle frequenze d'esercizio in cui può operare la massa è dai 5 ai 500Hz. L'elevata potenza generata dalla massa, associata al peso stesso del mezzo che permette un ottimo accoppiamento della piastra al terreno, consente profondità d'esplorazione anche di 1 Km. Inoltre, l'impiego di una sorgente vibratoria risulta meno costoso delle indagini eseguite con

Parametri impiegati per le acquisizioni	
Durata energizzazione (sweep)	14 sec
Intervallo di frequenze	10-150 Hz
Passo di campionamento	1 ms
Spaziatura energizzazioni	10 m

Tabella 1: parametri d'energizzazione della sorgente vibratoria Minivib.

l'esplosivo, presentando minori problemi organizzativi ed un impatto ambientale nullo. L'energizzazione consiste nell'immissione nel sottosuolo di un treno d'onde controllato in frequenza ed ampiezza (sweep) della durata, nel caso specifico, di 14 sec. La massima forza generata e trasmessa al terreno dalla piastra del Minivib è di circa 53247 N. I dati, registrati attraverso l'impiego di una sorgente vibratoria, si presentano come treni d'onde sinusoidali che non mostrano evidenze della struttura

del sottosuolo. Unicamente dopo un'operazione matematica (crosscorrelazione tra il segnale registrato e la funzione della sorgente) si ottiene un segnale sismico comparabile con quello registrato con indagini che impiegano sorgenti impulsive. I parametri della sorgente, impiegati nell'acquisizione dei dati di questo progetto, sono sintetizzati nella Tabella 1.

3.1.2. Ricevitori e sistema di registrazione

L'unità di registrazione è costituita dai ricevitori sismici (geofoni) e dalle schede d'acquisizione e conversione analogico-digitale integrate nei sismografi, i dati così acquisiti confluiscono in un'unità di gestione del sistema ed archiviazione dati.



Figura 3-2: A) geofoni verticali a 10Hz;
B) sismografo GEODE.

L'assetto del sistema d'acquisizione (numero di geofoni e di sismografi) impiegata è stata ogni volta adattata alle condizioni logistiche del profilo in acquisizione. La configurazione

massima disposta sul terreno ha visto l'installazione di 216 geofoni verticali, con spaziatura di 5 m, e 9 sismografi. I sensori sismici utilizzati sono geofoni verticali con frequenza naturale a 10 Hz prodotti dalla OYO Geospace (Fig. 3-2). Ogni 24 canali fanno capo ad un sismografo a 24 bit GEODE della Geometrics (Fig. 3-2) che amplifica e digitalizza il segnale ricevuto dai geofoni e lo invia all'unità d'immagazzinamento dati.

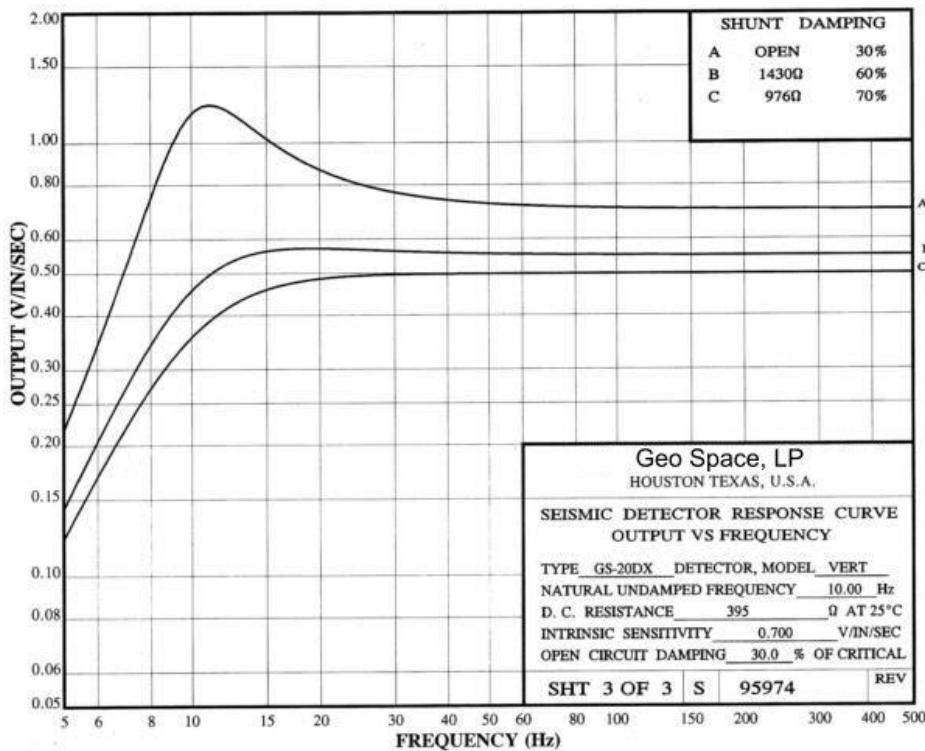


Figura 3-3: Curva di risposta dei geofoni verticali a 10Hz.

3.2. Acquisizione dati

I dati ad alta risoluzione acquisiti, mirano alla ricostruzione stratigrafico-strutturale di dettaglio della faglia di Apricena. Tale struttura è stata già in passato investigata da numerosi profili Eni-Agip, ma la sismica commerciale, avendo come obiettivo lo studio delle strutture profonde, presenta uno scarso dettaglio superficiale (0-1 s Tempo Doppio o TWT) inadeguato per l'analisi della geometria superficiale della struttura al fine di ottenere una precisa valutazione dell'attività recente e del potenziale sismogenico per la faglia d'Apricena.

La sismica a riflessione ad alta risoluzione è un metodo di esplorazione applicato con successo negli anni passati per indagare la geometria superficiale di importanti faglie attive negli Stati Uniti occidentali (es. *Dolan, Pratt, 1997*). Le informazioni ricavate dai profili sismici ad alta risoluzione consentono di estendere, in superficie, le informazioni

derivati dai dati di sismica profonda e di eseguire una corretta ricostruzione delle sequenze superficiali.

3.2.1. Scelta dei siti

In tre settori chiave della faglia di Apricena sono stati acquisiti altrettanti profili sismici ad alta risoluzione. L'ubicazione dei siti d'acquisizione è stata decisa in base alla ricostruzione dell'andamento, al basamento carbonatico, della faglia di Apricena (Fig.3-4). Ricostruzione eseguita da indicazioni ottenute dalle linee sismiche commerciali (Eni-Agip) presenti nell'area (Fig.3-4).

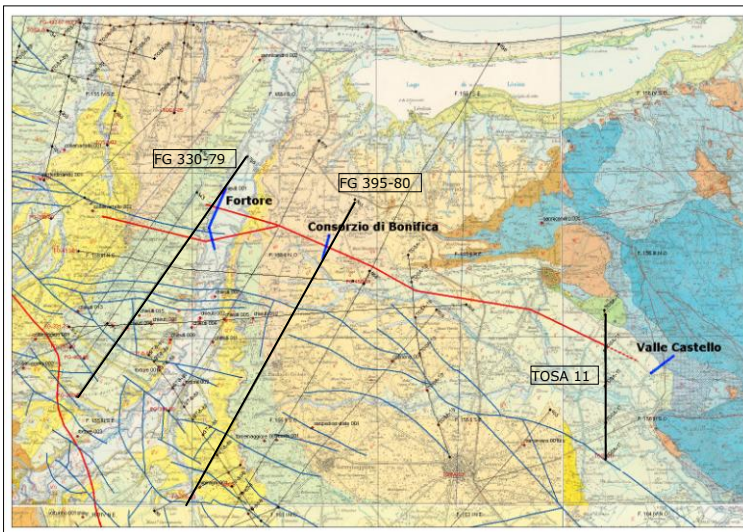


Figura 3-4: localizzazione dei profili sismici acquisiti su carta geologica; sono riportati in carta anche le tracce di tutte le linee sismiche commerciali presenti nell'area di studio. In BLU sono i riportati i profili ad alta risoluzione; in NERO sono evidenziate le linee commerciali di riferimento per i profili ad alta risoluzione.

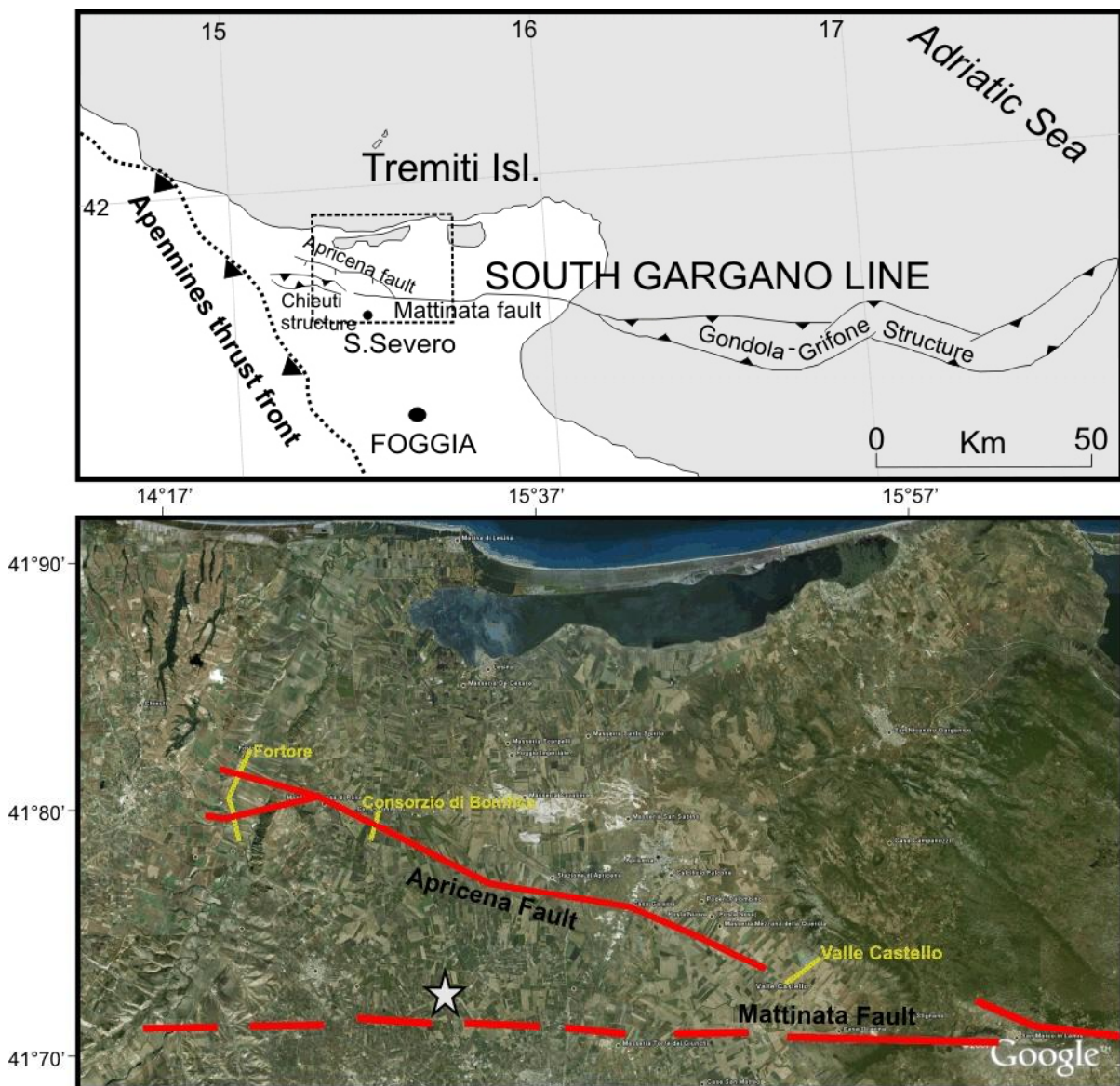


Figura 3-5: in alto: localizzazione della faglia di Apricena rispetto alla faglia di Mattinata ed al sistema di faglie "gondola-Grifone"; In basso: la localizzazione rispetto alla faglia di Apricena dei tre profili sismici acquisiti; la stella indica l'epicentro del terremoto di San Severo del 1627 (Patacca&Scandone, 2004).

In particolare, da Ovest verso Est: il primo profilo della Piana del Fiume Fortore, la cui lunghezza è di 4545 m, è stato acquisito parallelamente alla linea commerciale FG-330-79 (Fig. 3-4) ed in corrispondenza di due diramazioni della faglia d'Apricena, al fine d'ottenere una ricostruzione stratigrafica dettagliata di questa struttura all'interno del bacino del Fortore (Figg. 3-4 e 3-5); il secondo profilo, Consorzio di Bonifica, con una lunghezza di 1315 m, è stato acquisito 6km ad est del primo, in corrispondenza del settore centrale della faglia di Apricena per

colmare una lacuna d'acquisizione sulla linea sismica Eni-Agip FG-395-80 (Figg. 3-4 e 3-6); infine, il profilo più orientale, denominato Valle Castello di 2035 m, è stato acquisito in una zona caratterizzata probabilmente da una maggiore complessità strutturale. Esso si dispone in prossimità della zona in cui la faglia di Apricena si congiunge alla faglia di Mattinata (Figg. 3-4 e 3-5). L'ubicazione di questo profilo è stata effettuata trasversalmente ad una serie di flessure, orientate NW-SE, rilevate sul versante occidentale delle prime propaggini del Gargano e forse legate all'attività della faglia (comunicazione personale del dott. F. Villani). In totale, nell'ambito di questo progetto, sono stati acquisiti circa 8 km di profili di sismica a riflessione ad alta risoluzione.

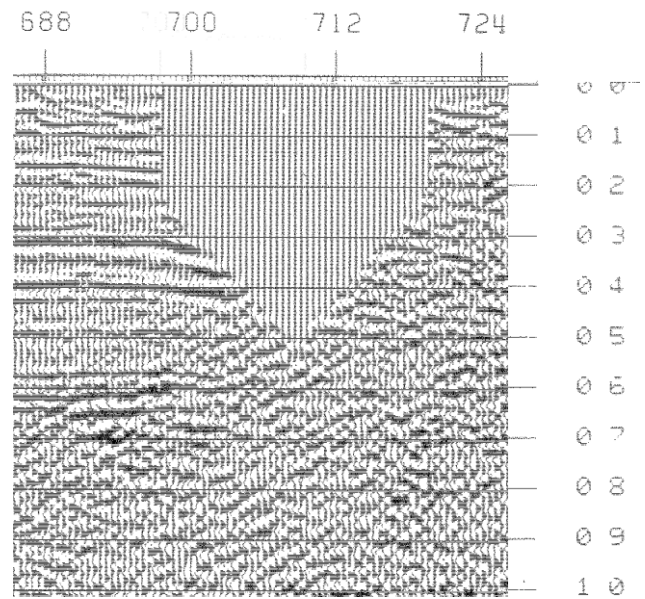


Figura 3-6: porzione della linea Eni-Agip FG-395-80 con la lacuna d'acquisizione in cui corrispondenza è stato acquisito il profilo ad alta risoluzione Consorzio di Bonifica.

3.2.2. Schema e geometria d'acquisizione

Per l'acquisizione dei dati sismici di questo progetto è stata adattata una strategia d'acquisizione di tipo dense wide-aperture, impiegata per l'esplorazione di strutture complesse in campo petrolifero (Bruno et al., 2010 e riferimenti interni al testo). Tale tecnica prevede un'acquisizione con energizzazioni densamente distribuite lungo una stesa di ricevitori d'estensione 3 o 4 volte superiore alla profondità d'esplorazione desiderata. Tale schema d'acquisizione consente di registrare sia eventi riflessi con alta copertura in un ampio intervallo di offset

(riflessioni quasi verticali a piccoli offset e ad offset maggiori le riflessioni post-critiche), sia eventi rifratti in profondità, adatti per la tomografia dei primi arrivi. La tomografia non solo fornisce informazioni sulle strutture superficiali, ma consente di avere un buon controllo del campo di velocità incrementando l'affidabilità delle correzioni statiche (Improta and Bruno, 2007; Bruno and Castiello, 2009). Questa geometria d'acquisizione, impiegando uno stendimento di geofoni regolarmente distanziati (5 m), ha permesso d'ottenere una ridotta interdistanza tra i CDP e quindi un'elevata ridondanza dei dati (Fig. 3-7), così da poter ricostruire in maniera dettagliata il campo di velocità e di consentire un campionamento spaziale sufficiente a ricostruire in maniera dettagliata le strutture indagate. In funzione di quanto detto prima, la lunghezza totale degli stendimenti e il numero di canali impiegati di volta in volta sono stati tarati in base agli scopi investigativi. La strategia d'acquisizione ed i parametri scelti (distanza intergeofonica e tra le energizzazioni) impiegati consentono di avere una distribuzione del campionamento CDP che per il 65% (850 m circa) del profilo è superiore a 20 (Fig. 3-7). In tabella 2 sono riassunti tutti parametri della geometria d'acquisizione dei tre profili.

	Profilo Fortore	Profilo Consorzio di Bonifica	Profilo Valle Castello
Lunghezza	4545 m	1315 m	2035 m
Sorgente sismica	IVI - MINIVIB	IVI - MINIVIB	IVI - MINIVIB
Distanza intergeofonica	5 m	5 m	5 m
Numero di canali totali	912	263	408
Spaziatura sorgenti	10 m	10 m	10 m
Numero energizzazioni	433	94	174
Stendimento	192 geofoni	192/168 geofoni	216 geofoni
Numero stendimenti	7	4	2
Spaziatura CDP	2.5 m	2.5 m	2.5 m
Copertura CDP	74	84	69
Numero CDP	1770	455	729

Tabella 2: parametri d'acquisizione dei tre profili sismici ad alta risoluzione.

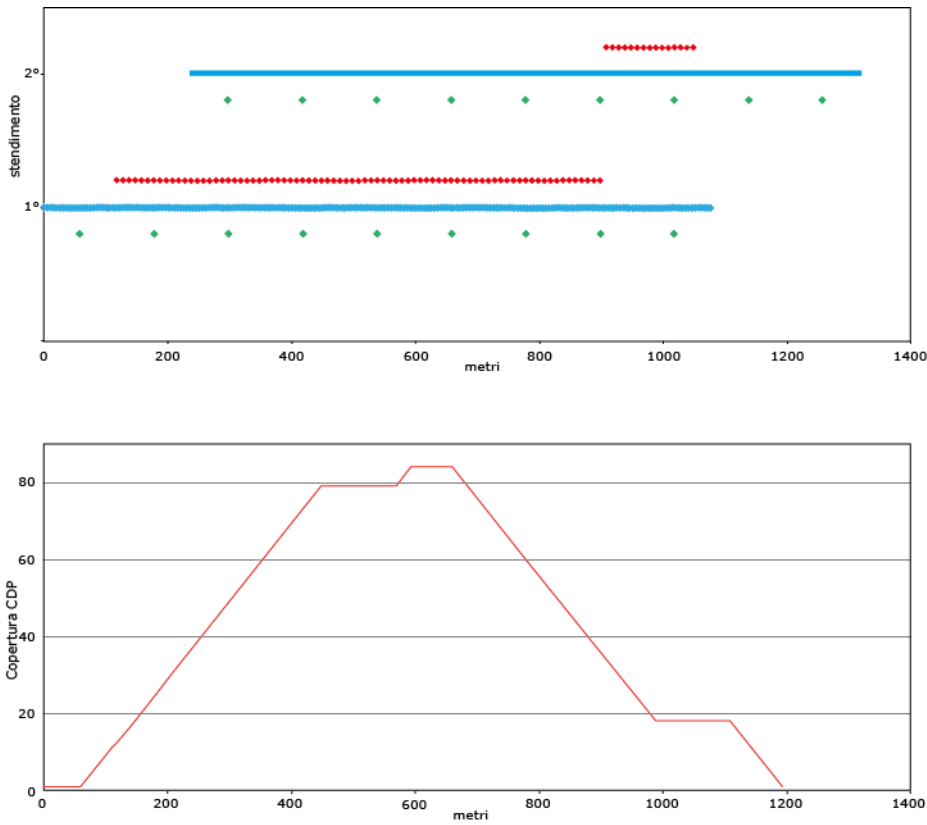


Figura 3-7: In alto: schema d'acquisizione del profilo "Consortio", in giallo i sismografi, in blu i ricevitori ed in rosso le posizioni di energizzazione.

Il profilo di 1315 m totali è stato acquisito attraverso l'esecuzione di due stendimenti successivi di 955 m ciascuno con 715 metri di sovrapposizione.

Questa strategia d'acquisizione consente di ottenere una distribuzione della copertura CDP che già a meno di 200 m dall'inizio del profilo è di 20 e raggiunge un valore massimo di 84 nella porzione centrale dello stendimento.

Capitolo 4

4.1. Introduzione.

In questo capitolo è discussa l'elaborazione dei profili a riflessione acquisiti (Figg. 4-1, 4-2, 4-3). I flussi d'elaborazione si adattano, attraverso l'applicazione di processi specifici, alle problematiche presentate dal dato.

Gli obiettivi generali dell'elaborazione sismica sono l'incremento del rapporto segnale rumore ed il miglioramento della risoluzione sia verticale che orizzontale. L'elaborazione in linea generale è articolata in tre fasi: pre-processing, analisi di velocità ed elaborazione post-stack. Le operazioni fondamentali dei dati sismici sono, in ordine di applicazione:

1. Deconvoluzione;
2. Analisi di velocità e Stacking;
3. Migrazione.

La deconvoluzione è un processo di compressione del segnale registrato che agisce lungo l'asse temporale. Esso punta a rimuovere gli effetti dell'assorbimento selettivo in frequenza operato dal terreno sull'ondina sismica (wavelet) che provoca una distorsione della wavelet nel tempo con perdita di alte frequenze, e quindi di risoluzione verticale. L'ondina corrisponde alla forma d'onda della sorgente modificata dai vari effetti del terreno e dal sistema di registrazione. La registrazione sismica è quindi il risultato della convoluzione della funzione sorgente con i filtri relativi al mezzo di propagazione.

L'analisi di velocità consente, attraverso la correzione di normal moveout che elimina l'effetto l'incremento di tempo di percorso conseguente all'aumento della distanza sorgente-ricevitore, di mettere in fase tutti gli eventi riflessi, al fine di sommare le tracce lungo l'asse dell'offset (stacking). Lo stacking, come accennato nel capitolo 2 è

un procedimento molto efficace ai fini del miglioramento del rapporto S/N. La sezione a zero-offset prodotta dalla sommataria delle tracce corrette per NMO è detta sezione "stack". Infine, il processo centrale nell'elaborazione post-stack è la migrazione. Essa mira alla restituzione della corretta posizione spaziale degli eventi riflessi e alla rimozione delle diffrazioni. La migrazione può essere pensata come un processo di deconvoluzione spaziale poiché permette di migliorare la risoluzione spaziale (capitolo2).

Profilo Fortore

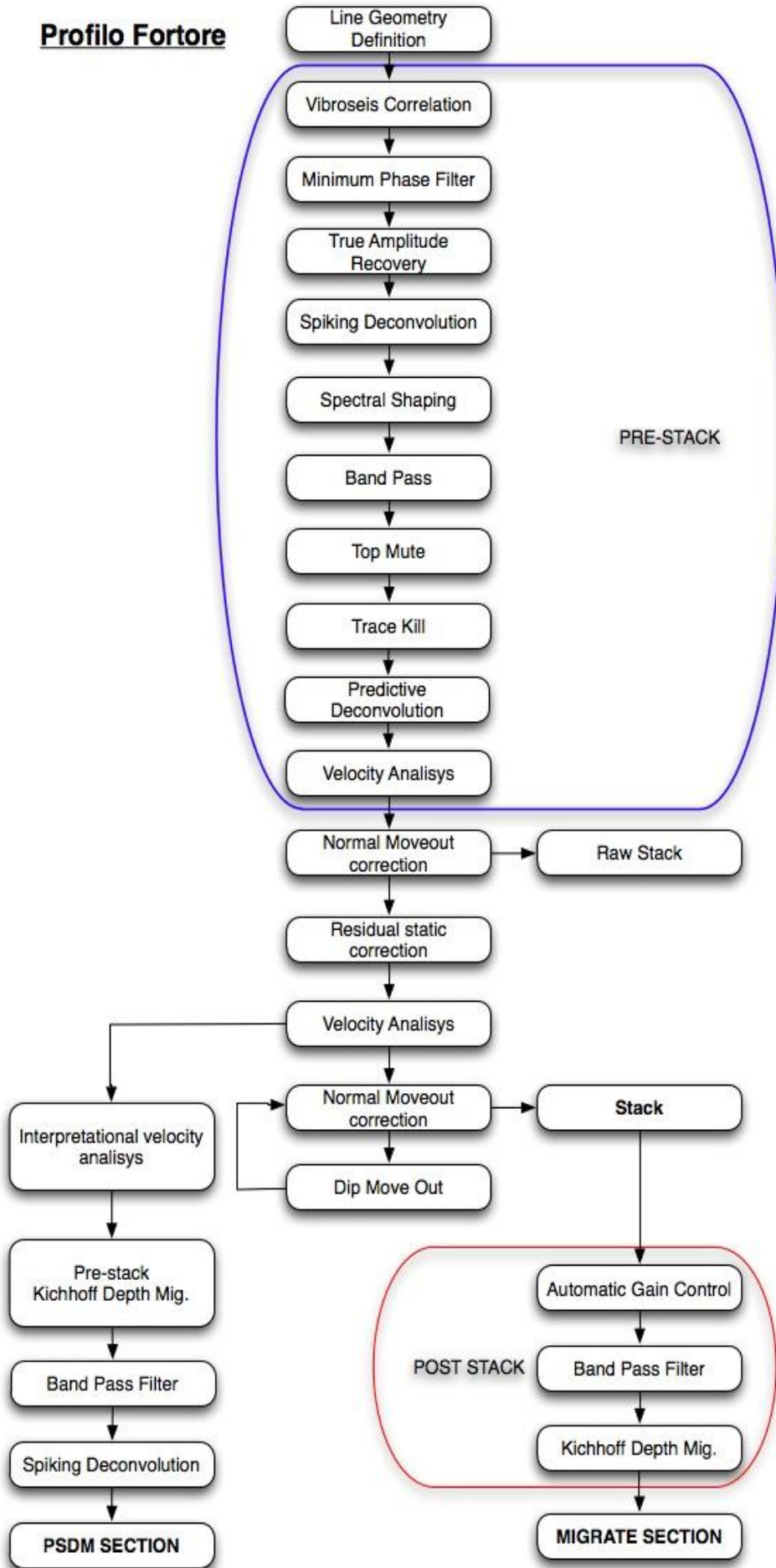


Figura 4-1: Flusso d'elaborazione del profilo Fortore. Evidenziati i domini pre-stack e post-stack in cui i dati sono rispettivamente organizzati in CSG ed in CDP.

Profilo Consorzio

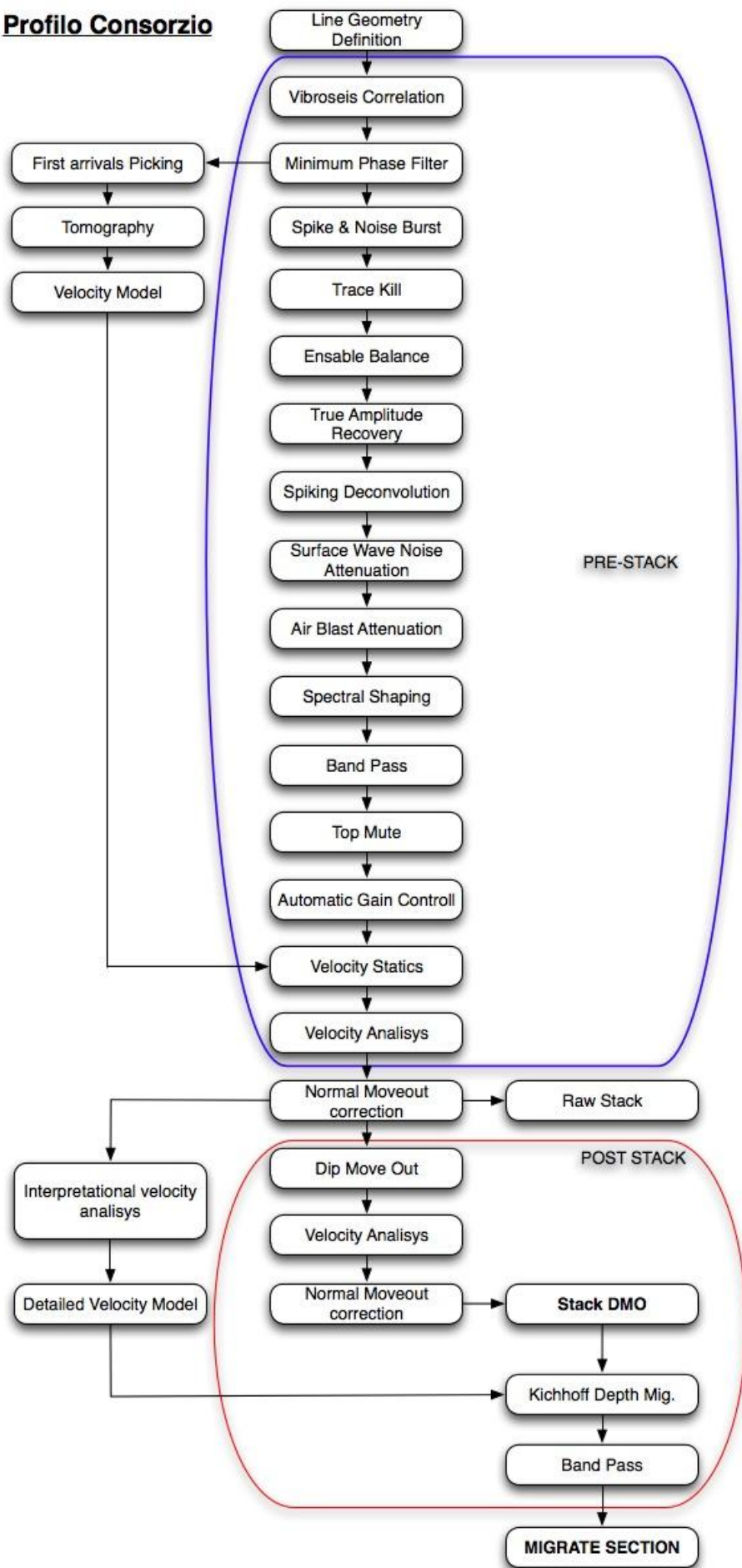


Figura 4-2: Flusso d'elaborazione del profilo di Consorzio. Evidenziati i domini pre-stack e post-stack in cui i dati sono rispettivamente organizzati in CSG ed in CDP.

Profilo Valle Castello

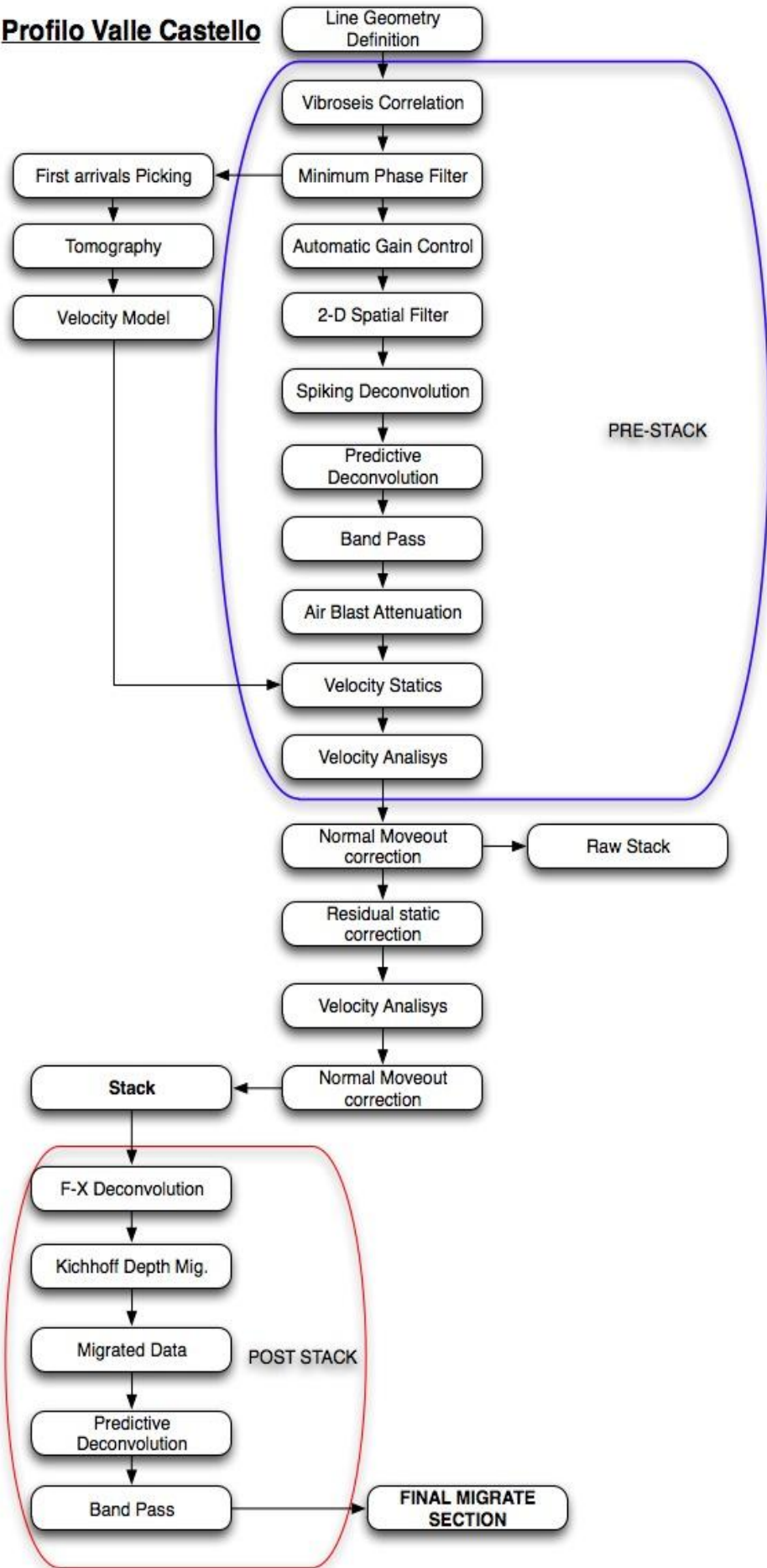


Figura 4-3: Flusso d'elaborazione del profilo di Valle Castello. Evidenziati i domini pre-stack e post-stack in cui i dati sono rispettivamente organizzati in CSG ed in CDP.

4.2. Pre-processing

4.2.1. Geometrizzazione del dato

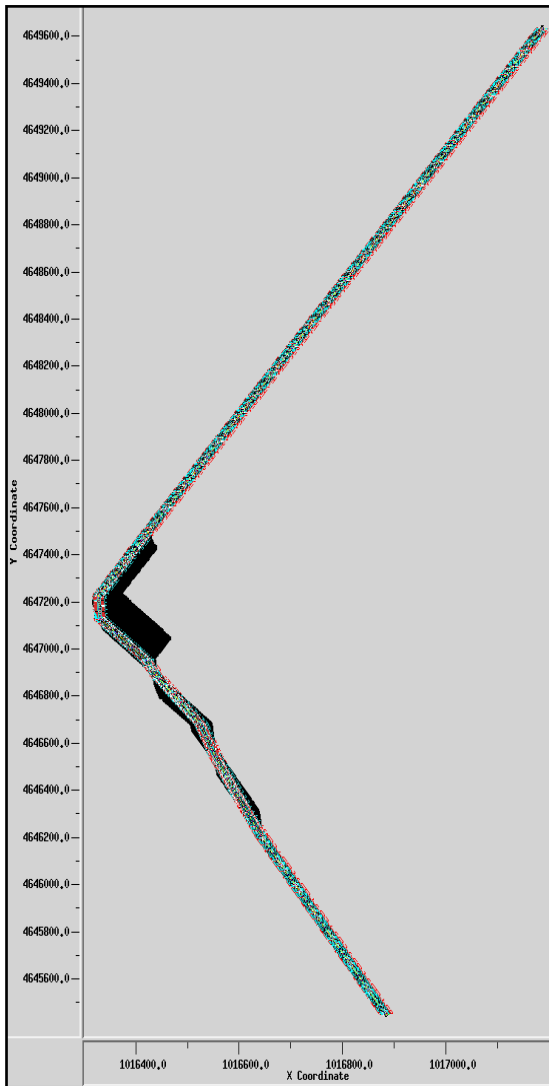


Figura 4-4: Distribuzione in coordinate geografiche dei CDP del profilo "Fortore" (area nera). Si nota come in corrispondenza delle curve ci sia un'alta concentrazione di CDP nella zona interna della curva. La fascia sovrapposta, mostra i CDP considerati nelle operazioni di stacking delle tracce per ridurre gli effetti fuori piano.

Nella prima fase d'elaborazione, ai dati, organizzati per punto sorgente comune o "common shot gather" (CSG), viene assegnata la geometria d'acquisizione. La geometrizzazione del dato consiste nell'assegnazione delle coordinate WGS metriche ai punti d'energizzazione ed ai ricevitori. I profili "Consorzio" e "Valle Castello" presentano una geometria regolare e lineare, caso diverso è il profilo "Fortore". Tale linea presenta un andamento non rettilineo, segmentato, che causa una distribuzione dei CDP, esterni rispetto la linea sismica inficiando l'assunzione d'acquisizione 2D. Per risolvere tale problematica è stata applicata una

geometria di tipo "Crooked Line Geometry" che ha permesso organizzare i CDP in maniera da ridurre durante lo stack il contributo delle tracce legate a riflessioni fuori piano (Fig. 4-4).

Questo processo di geometrizzazione

riorganizza i CDP in base ad una suddivisione in settori perpendicolari al profilo acquisito, solo i CDP che ricadono all'interno di queste fasce partecipano allo stacking. La dimensione di questi settori è definita così da escludere le tracce che più

si allontanano dalla condizione d'acquisizione 2D, senza inficiare la qualità dei risultati (Fig. 4-5).

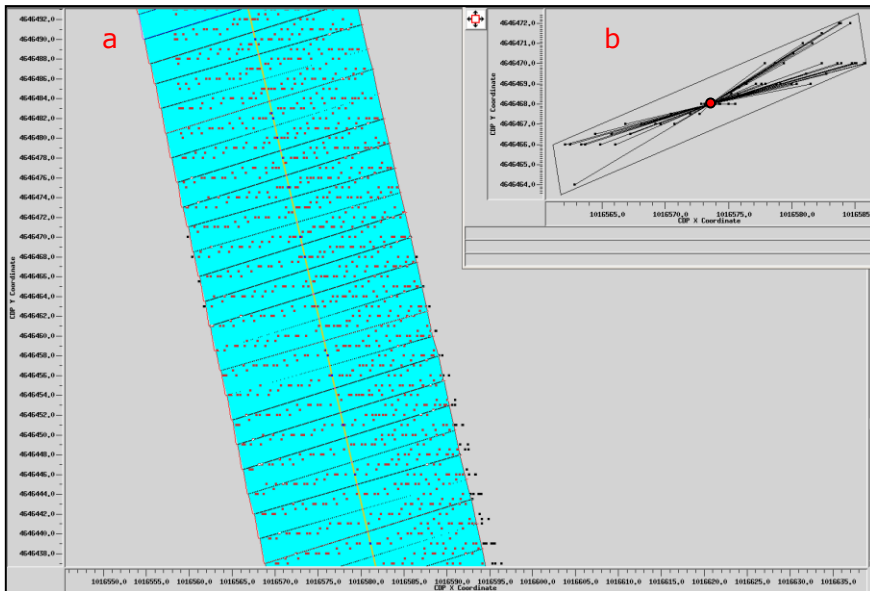


Figura 4-5: **a)** suddivisione in settori (bin) perpendicolari al profilo (linea gialla). I puntini rossi rappresentano i CDP compresi nella sommatoria delle tracce; i punti neri i CDP esclusi. **b)** Particolare di un singolo bin e di come i CDP compresi sono sommati in un punto (rosso) che giace sul profilo.

4.2.2. Filtraggio a fase minima ed editing delle tracce

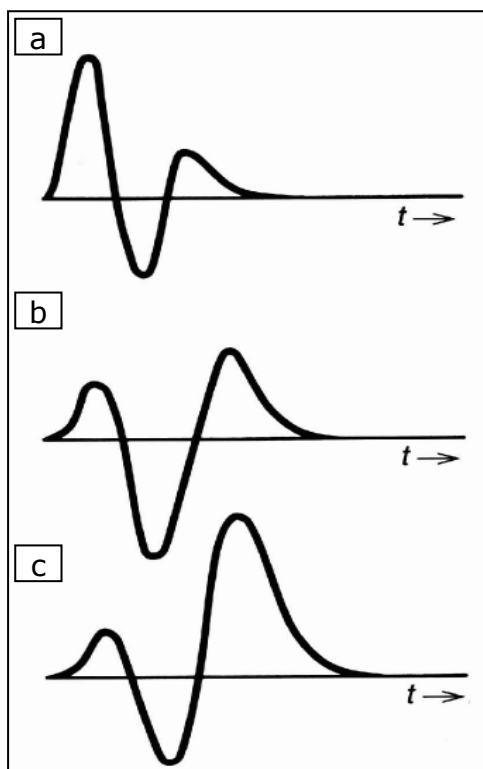


Figura 4-6: a) Ondina a fase minima, b) ondina a fase mista, c) ondina a fase massima (Yilmaz, 2001).

La prima operazione da svolgere su dati acquisiti con sorgente vibratoria, è la cross-correlazione delle tracce con la forma d'onda della sorgente (sweep). Tale operazione è necessaria in quanto i dati si presentano come sismogrammi che non evidenziano la struttura del sottosuolo.

Dai dati cross-correlati è stato stimato un filtro a fase minima (minimum phase filter) ricavato dallo sweep. Tale processo, necessario nell'elaborazione di dati acquisiti con una sorgente vibratoria, consente di ottenere un segnale sismico comparabile con quello relativo alle sorgenti impulsive. La conversione a fase minima dell'ondina sismica, è centrale nell'elaborazione a riflessione ad

alta risoluzione poiché consente d'ottenere risultati migliori da alcuni processi come la deconvoluzione. Inoltre, il filtraggio a fase minima riduce il riverbero, comune nei dati acquisiti con sorgente vibratoria, presente nei primi arrivi agevolandone la lettura (Fig. 4-7).

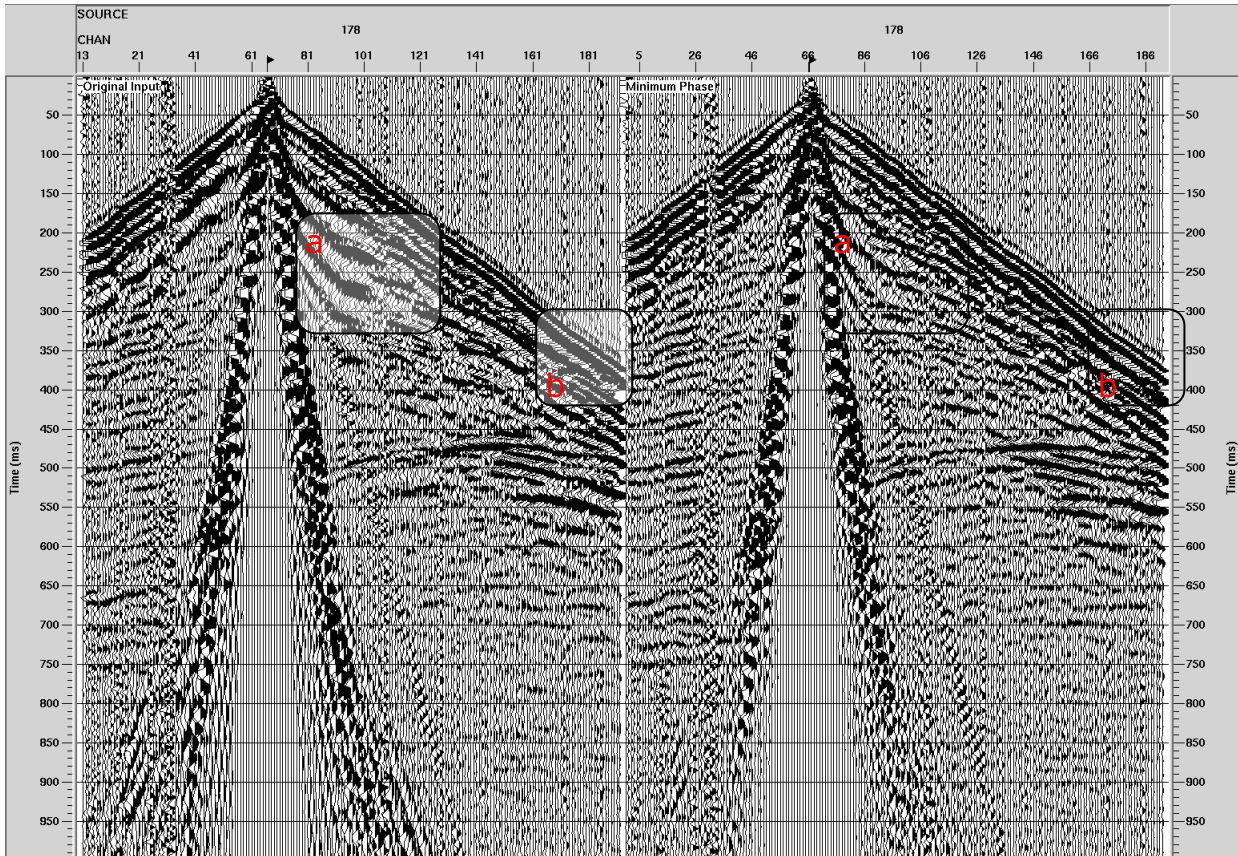


Figura 4-7: Esempio di dato: a **sinistra** dato originale, a **destra** applicazione di un filtro a fase minima. Il riquadro **a** mostra l'incremento della riflettività del dato, mentre il riquadro **b** mostra come i primi arrivi dopo l'applicazione del filtro risultino più netti.

4.2.3. Filtraggi.

Sul dato geometrizzato viene effettuato un controllo di qualità delle tracce in base al quale si applicano processi per aumentare il rapporto segnale-rumore del dato come la rimozione di tracce morte (trace kill).

Nell'elaborazione di tutte e tre i profili è stato dedicato tempo alla rimozione del rumore coerente ed incoerente. Il rumore coerente sul dato acquisito è rappresentato da onde dirette e rifratte, onde di superficie (ground-roll) e onda d'aria, che devono essere rimosse per l'elaborazione a riflessione. La rimozione e l'attenuazione di questi disturbi sono processi centrali per tutte le fasi successive dell'elaborazione. I processi che eliminano questi disturbi sono, rispettivamente: Top-mute, Air Blast e Surface Wave Noise Attenuation. Il rumore incoerente o casuale, dovuto principalmente a rumore ambientale ed a problemi strumentali, è attenuato dall'applicazione di filtri digitali e dalla sommatoria (stacking) delle tracce (Fig. 4-8).

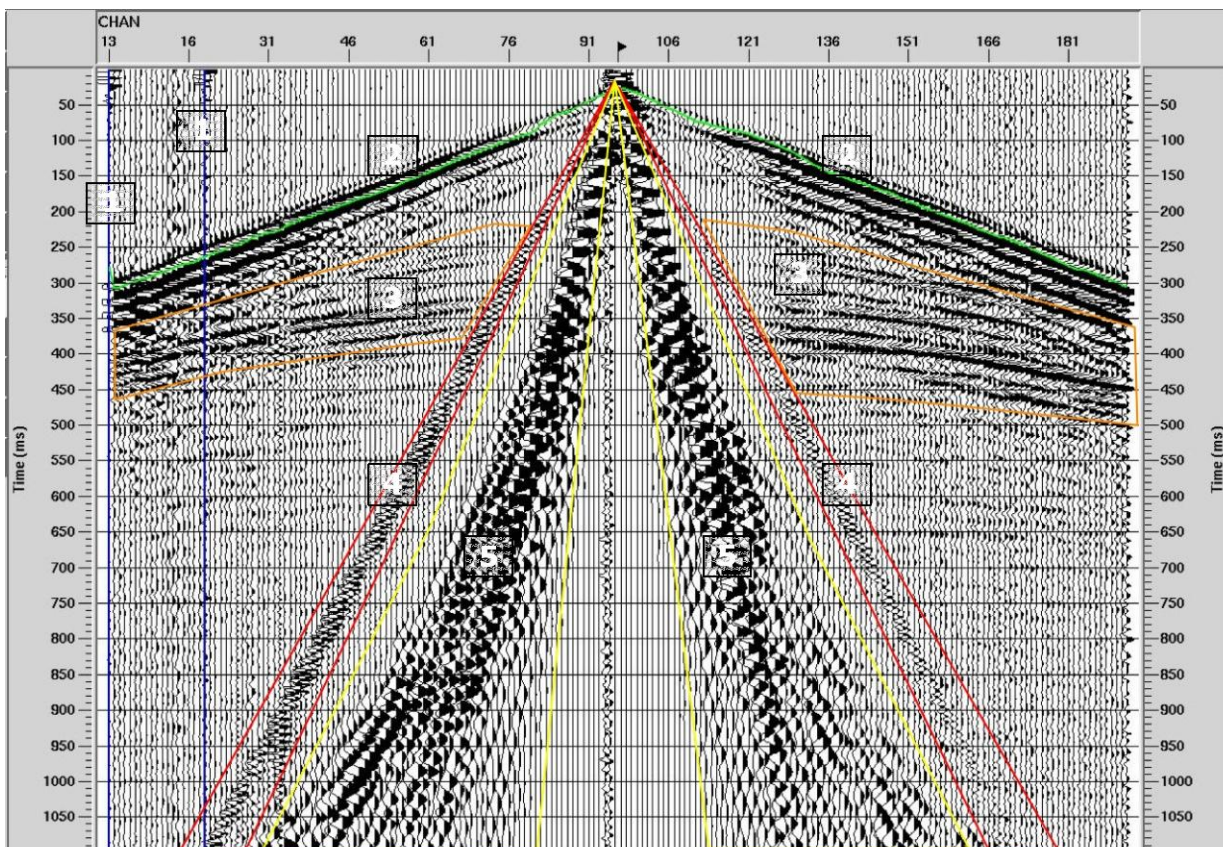


Figura 4-8: Esempio di CSG con il riconoscimento del segnale. 1) Tracce morte, 2) arrivi rifratti, 3) arrivi riflessi, 4) onda d'aria 5) onde superficiali (ground-roll).

4.2.4. Deconvoluzione

La deconvoluzione, teoricamente trattata nel § 2.2.1, si basa sulle proprietà statistiche del segnale e permette di comprimere l'ondina, incrementando la risoluzione verticale (deconvoluzione spiking) del dato e nel contempo di eliminare le riverberazioni (deconvoluzione predittiva). La forma d'onda propagandosi nel sottosuolo viene alterata a causa del filtraggio selettivo operato dal mezzo in cui si propaga. L'effetto complessivo risulta un generalizzato impoverimento di alte frequenze, che va a scapito del potere risolutivo del dato. Nell'immagine successiva (Fig. 4-9) mostra un esempio di dato sperimentale prima (a sinistra) e dopo l'applicazione della deconvoluzione spiking (a destra). Nella porzione destra dell'immagine è messo in evidenza l'aumento di frequenza degli eventi riflessi.

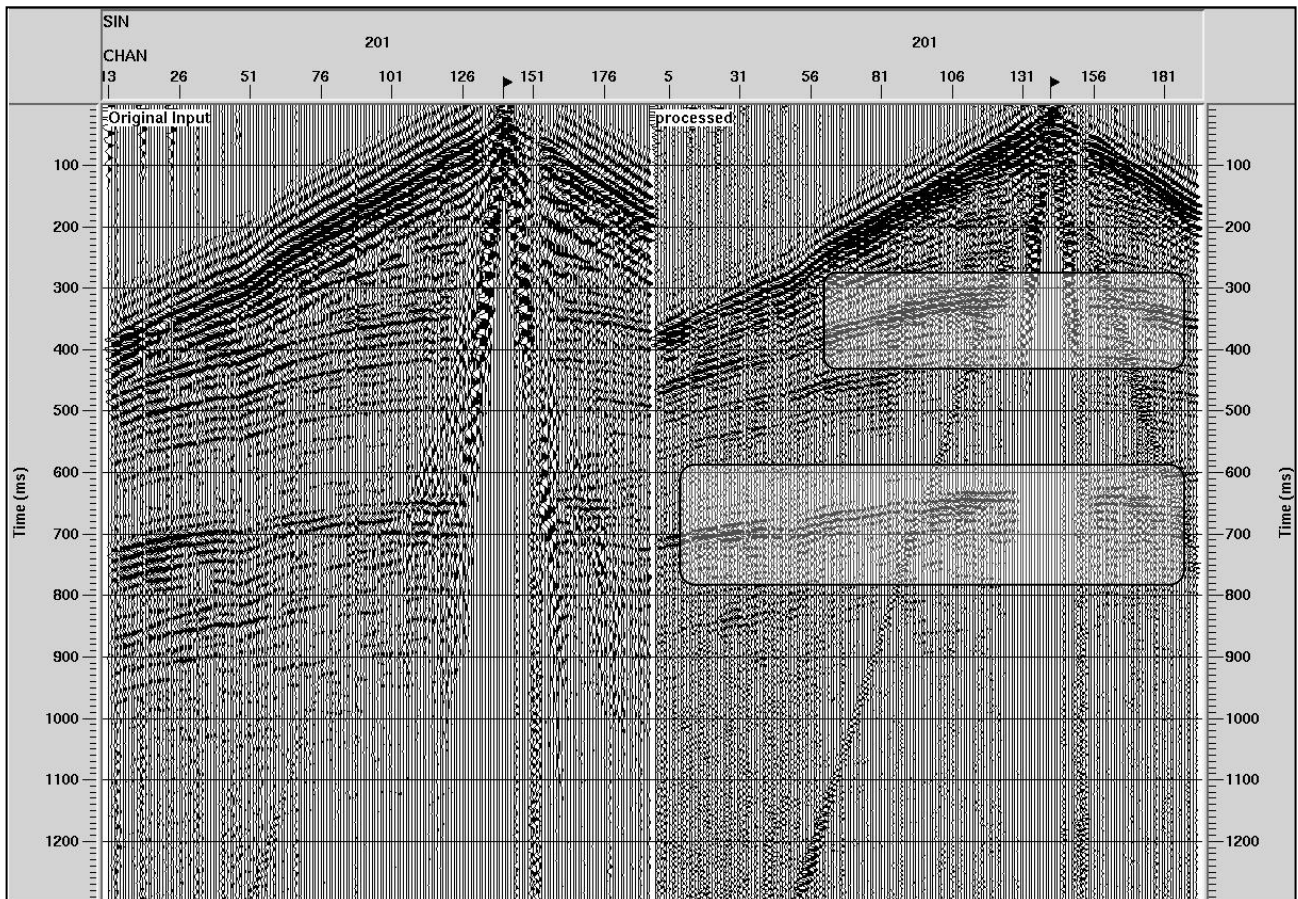


Figura 4-9: Esempio di CSG a **sinistra** prima e dopo a **destra** l'applicazione della deconvoluzione spiking.

4.3. Modello di velocità

La costruzione di un modello di velocità rappresenta un passaggio cruciale dell'elaborazione a riflessione di dati sismici. Il fondamento per la determinazione delle informazioni sulle velocità è la correzione di Normal moveout (NMO) (Yilmaz, 1987) già discusso nel paragrafo 2.3 di questa tesi.

La velocità richiesta per orizzontalizzare gli eventi riflessi ovvero per applicare la correzione di NMO è detta velocità di NMO. Esiste una differenza tra la velocità di NMO e la velocità di stack (funzione di velocità che massimizza l'energia risultante dalla sommatoria delle tracce): la prima è calcolata in base all'iperbole che meglio si adatta

all'evento riflesso per offset ridotti, mentre la seconda è restituita dalla velocità dell'iperbole che meglio fitta l'evento lungo tutta l'estensione della riflessione.

Al fine di massimizzare il risultato dello stacking delle tracce, in seguito alla correzione di Normal Move Out, è necessario correggere le tracce per gli sfasamenti temporali a grande lunghezza d'onda, dovuti alle variazioni topografiche del profilo e dallo spessore dello strato d'alterazione, ed a piccola lunghezza d'onda, causati da irregolarità del sottosuolo molto superficiali. A tale compito assolvono rispettivamente le correzioni statiche e le statiche residue.

4.3.1. Correzioni statiche

I dati sismici a riflessione acquisiti su una topografia non regolare, forniscono informazioni che non rispecchiano le reali strutture del sottosuolo; infatti, i tempi

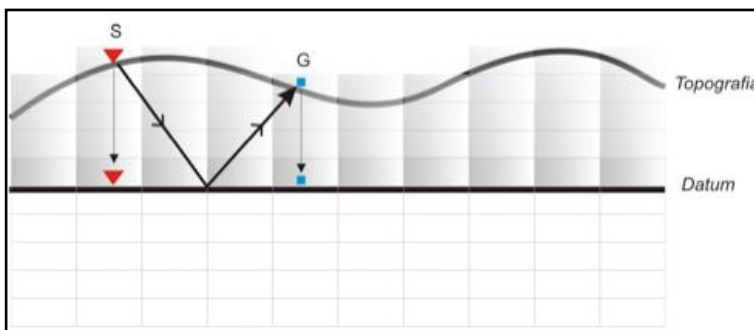


Figura 4-10: schema esemplificativo delle correzioni statiche. Le celle ombreggiate sono quelle da cui si è ricavato il valore di velocità per riferire tutto al datum.

d'arrivo degli eventi riflessi risultano essere falsati. Gli sfasamenti temporali fra le tracce, indotti dalle variazioni topografiche lungo il profilo e dalle variazioni di velocità e spessore della porzione più

superficiale del terreno (weathering), devono essere corretti e la correzione deve essere applicata a ciascuna traccia riportando i dati ad un piano di riferimento comune (datum). Per eseguire le correzioni statiche è necessario conoscere le velocità e gli spessori dei corpi compresi tra la topografia ed il datum scelto. Le informazioni sui valori di velocità sono state ricavate dalla Tomografia sismica (tomostatiche).

Le tomostatiche sono così definite in quanto derivano le informazioni sulle velocità, da impiegare nelle correzioni statiche, dalla tomografia sismica dei primi arrivi.

Il modello di velocità è stato ottenuto attraverso l'inversione non lineare dei tempi degli arrivi diretti e rifratti (Herrero et al., 2000; Improta et al., 2002). La costruzione dei modelli tomografici e le relative correzioni statiche hanno interessato i profili di Consorzio e Valle castello, che maggiormente hanno mostrato problemi di statiche

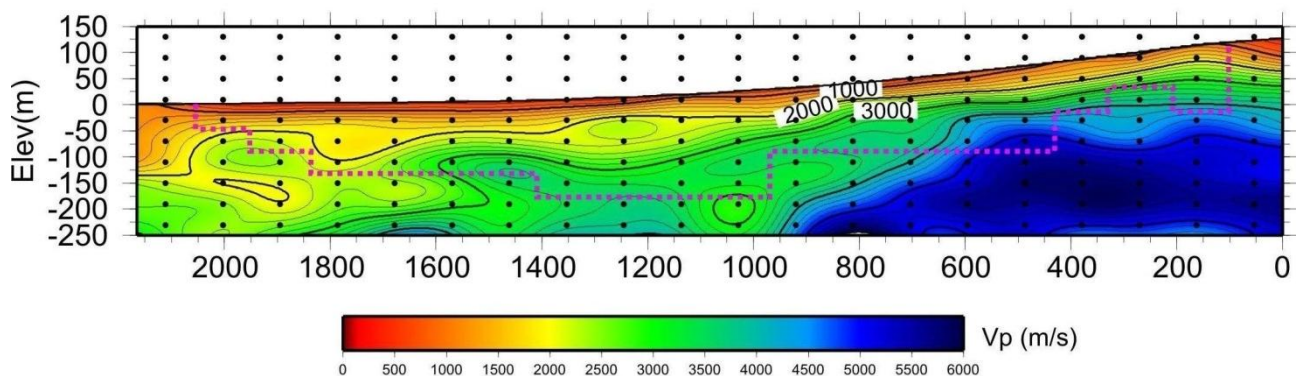


Figura 4-11: Tomografia non lineare del profilo sismico Valle Castello. Da notare, nella porzione iniziale la propagazione delle alte velocità quasi in superficie che indicano il basamento subaffiorante. La linea tratteggiata indica il limite di risoluzione. Immagine gentilmente concessa dal dott. Improta e dal dott. Villani (INGV).

data la notevole variazione di quota topografica che li caratterizza. In particolare, per profilo di Valle Castello caratterizzato nella porzione iniziale da un basamento semiaffiorante, la tomografia dei primi arrivi (Fig. 4-11) ha consentito di ottenere un dettagliato modello di velocità superficiale che ha consentito, attraverso l'applicazione delle tomostatiche, un notevole incremento della qualità del dato (Fig. 4-12).

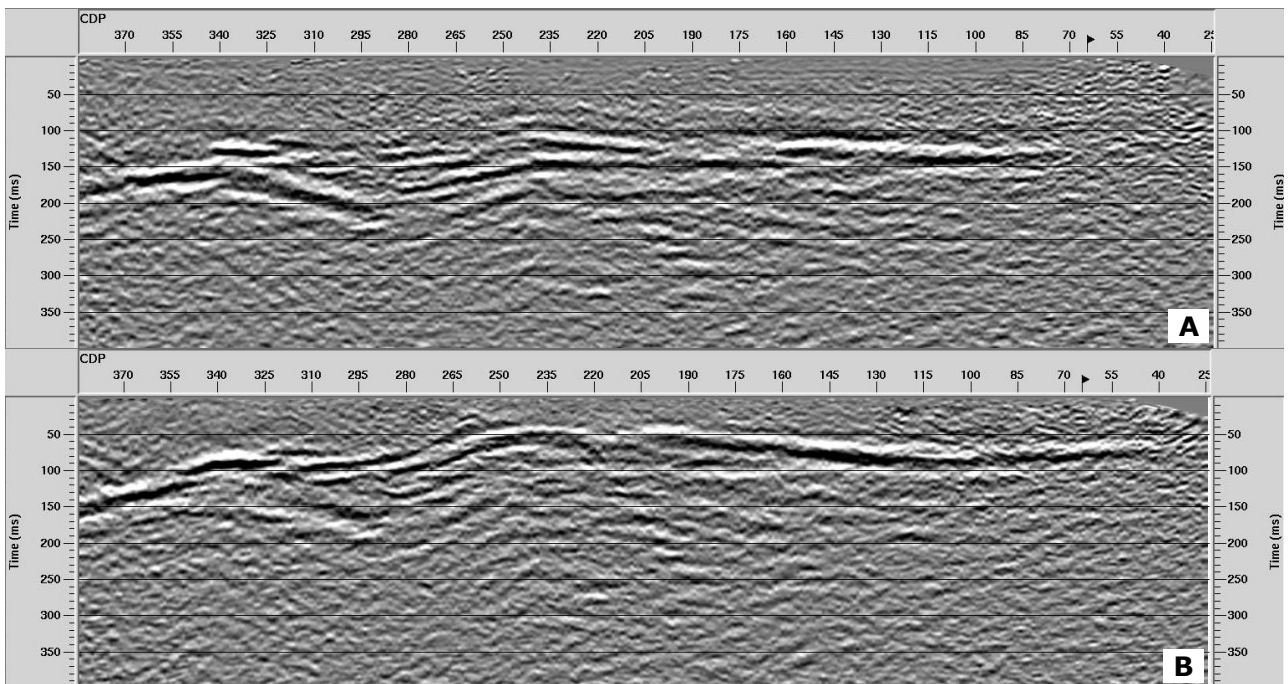


Figura 4-12: Porzione del profilo sismico Valle Castello riguardante i primi 900 m circa della tomografia non lineare. **A** senza correzioni statiche; **B** applicazione delle tomostatiche.

4.3.2. Correzioni statiche residue

Le iperboli di riflessione presenti sul dato, nonostante la correzione di NMO e le correzioni statiche, presentano ancora degli sfasamenti temporali residui tra le tracce, che vengono rimossi attraverso l'applicazione delle correzioni statiche residue. Tali sfasamenti sono causati da irregolarità del sottosuolo molto superficiali, dovute principalmente alla localizzazione della sorgente e dei ricevitori e non al percorso del raggio. Le correzioni statiche residue non richiedono alcuna stima di velocità. La correzione è fatta sulla base della funzione di crosscorrelazione per stimare la massima somiglianza delle tracce ed il ritardo temporale a cui essa si verifica.

4.4. Strategia di Migrazione

La migrazione è il processo d'elaborazione, basato sulla risoluzione dell'equazione d'onda, che consente di collassare le iperboli di diffrazione dovute alle discontinuità dei riflettori e di ricollocare l'energia degli eventi riflessi alla loro reale posizione spaziale (§ 2.5). Negli anni gli obiettivi della migrazione si sono ampliati, evolvendosi da strumento di "imaging" strutturale in potente strumento per la stima della velocità e degli attributi complessi delle tracce (Samuel H. Gray et al., 2001).

La scelta della strategia di migrazione da applicare è condizionata dalle problematiche geologiche del sottosuolo da ricostruire; nella Tabella 1-4 sono sintetizzati i vari approcci possibili.

Caso	Migrazione
Eventi pendenti	Migrazione in tempi
Pendenze contrastanti	Migrazione Pre-stack
Strutture 3D	Migrazione 3D
Forti variazioni laterali di velocità associate a strutture complesse	Migrazione in profondità
Casi complessi con NMO non iperbolico	Migrazione Pre-stack

Tabella 1-4: Definizione degli approcci di migrazione in base alla situazione da affrontare.

Nell'elaborazione dei nostri profili sono state effettuate le migrazioni post-stack in profondità dei profili di "Consorzio" e "Valle Castello" e la PSDM del profilo "Fortore".

4.4.1. Migrazione dei profili acquisiti.

Durante l'elaborazione si è affrontata l'esecuzione della migrazione pre-stack di tutti e tre i profili acquisiti, ma date le differenti caratteristiche del dato si presenta la sola sezione migrata pre-stack del profilo "Fortore". Infatti, la qualità del dato di tale

profilo ha permesso di rifinire, attraverso la correzione dei CRP (Fig. 4-13b) il modello di velocità in maniera dettagliata (Fig. 4-1a). Durante la costruzione del modello di velocità per la PSDM del profilo "Fortore" è stata individuata un'anomalia di velocità dovuta alla curvatura della linea sismica (circa tra 2500-3000 m), anomalia eliminata attraverso la geometrizzazione del dato discussa al § 4.2.1 (Fig. 4-4).

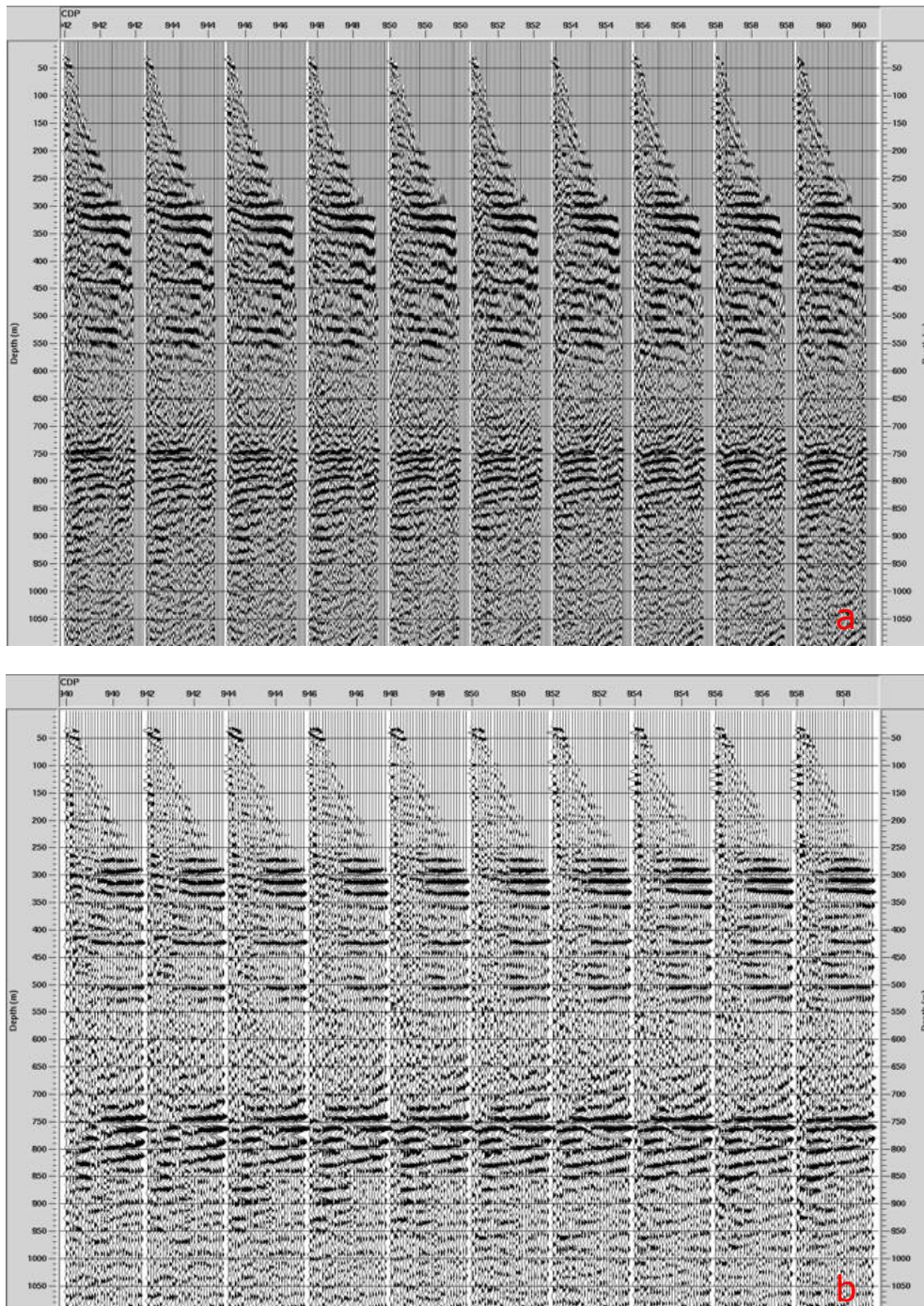


Figura 4-13: Confronto tra i raggruppamenti CRP del profilo "Fortore". **a:** prima della rimozione dell'anomalia di velocità dovuta alla curvatura del profilo (§ 4.2.1.); **b:** dopo la rigeometrizzazione del dato. Da notare l'orizzontalità degli eventi tra i 250 ed i 350 msec ed a 750 msec con la nuova geometria.

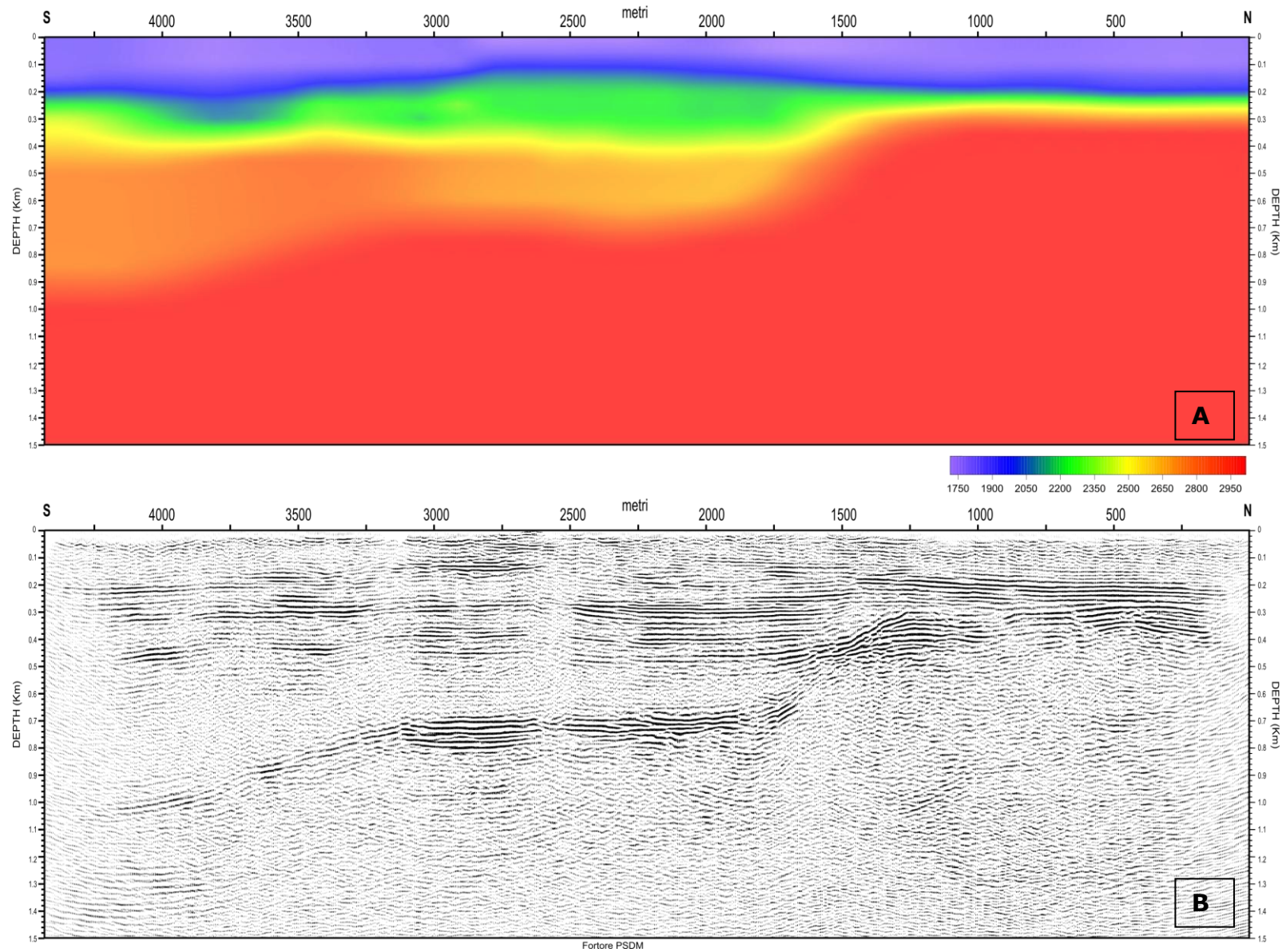
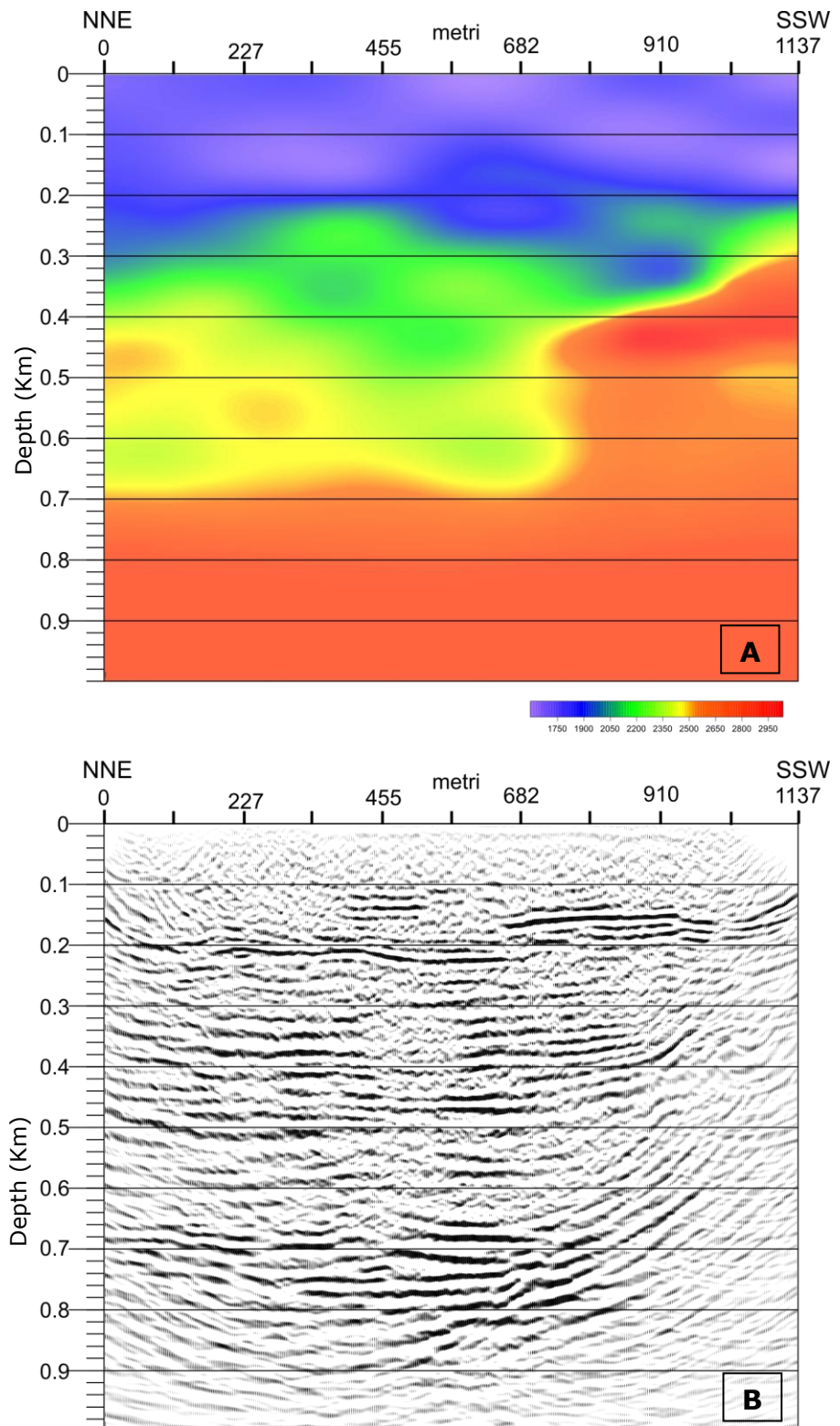


Figura 4-14: A) modello di velocità della PSDM; **B)** PSDM del profilo "Fortore".

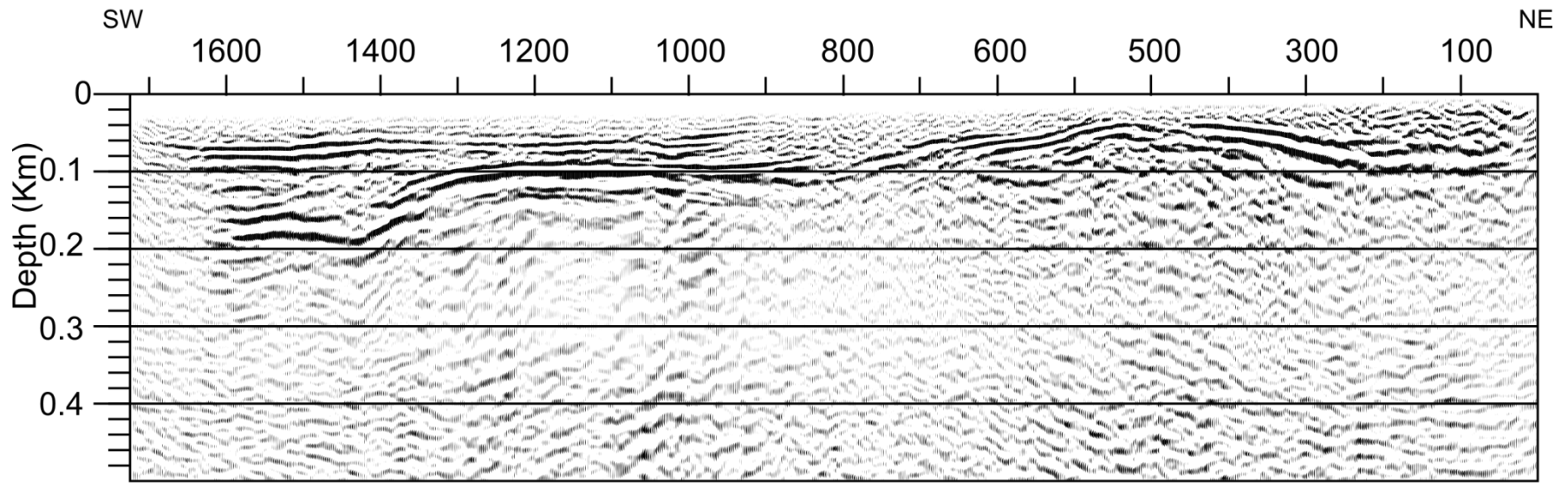
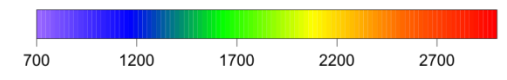
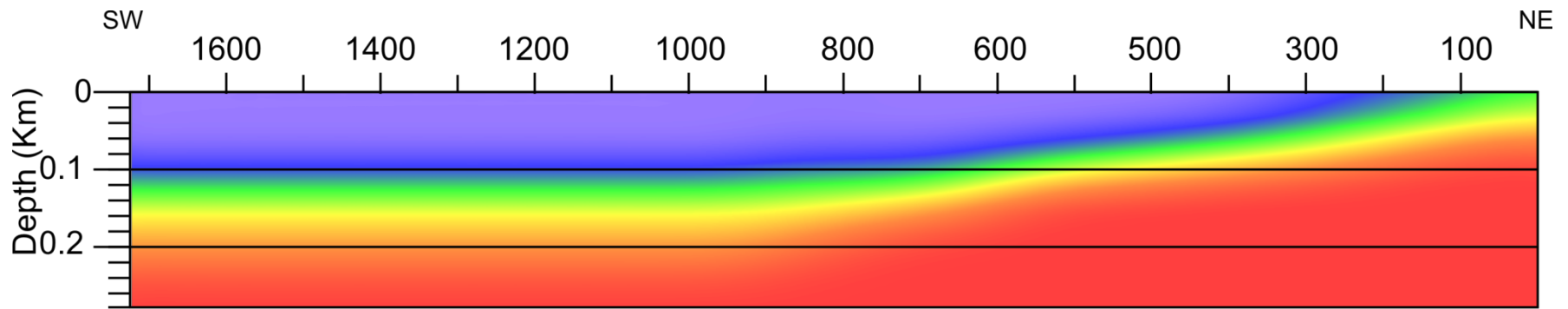
Il profilo "Conorzio" caratterizzato anch'esso da un buona riflettività del dato ha permesso di ottenere un buon modello di velocità che non ha però prodotto una sezione PSDM di qualità soddisfacente a causa della ridotta estensione della linea. Comunque, il modello di velocità è stato impiegato per ottenere un sezione migrata post-stack in profondità dato che tale algoritmo è più robusto e meno sensibile ai problemi legati all'accuratezza del modello di velocità ai bordi della sezione dove si riduce la copertura dei CDP. Infine, il profilo di "Valle Castello" data la scarsa riflettività e bassa penetrazione del dato non ha permesso



Conorzio Migrata in profondità

Figura 4-15 A) modello di velocità della PSDM; **B)** Migrata in profondità del profilo "Conorzio".

la costruzione di un modello di velocità sufficientemente accurato per l'applicazione della migrazione pre-stack. Infatti, date le caratteristiche del dato i raggruppamenti CRP risultano scarsamente popolati.



Valle Castello Migrata in profondità

Capitolo 5

5.1. Introduzione

Scopo finale di una campagna d'acquisizione di dati sismici a riflessione è di giungere ad una ricostruzione geologica del sottosuolo dell'area indagata. Tale operazione è svolta attraverso l'interpretazione delle sezioni sismiche prodotte dall'elaborazione. Durante la fase interpretativa di dati geofisici è cruciale l'integrazione d'informazioni ricavate da diverse metodologie d'indagine sia geofisiche che geologiche di superficie, al fine di arrivare ad un'interpretazione univoca e consistente con l'assetto geologico generale.

Come risultato dell'elaborazione dei dati sismici ad alta risoluzione relativi la faglia di Apricena, si presentano, oltre alle sezioni in tempi (stack) dei tre profili, la migrazione Pre-stack in profondità del profilo "Fortore" e le migrazioni post-stack in profondità dei profili "Consorzio" e "Valle Castello".

Le sezioni mostrano con buon dettaglio, parte della sequenza d'Avanfossa che ricopre i carbonati mesozoici della Piattaforma Apula. La sequenza è descritta da Patacca e Scandone (2004), che suddividono questa serie come formata da depositi pre-, sin- e post-rampa legati allo sviluppo della catena appenninica in subduzione verso O-NO. Nello specifico, i depositi riconosciuti nelle sezioni sismiche sono organizzati, dal basso verso l'alto, in:

- Depositi sin-rampa
 - a. Spesso corpo progradante di sedimenti di scarpata (Pleistocene inferiore).
- Depositi post-rampa
 - b. Torbiditi silicoclastiche in geometria onlap sui depositi di scarpata e sul fronte dell'alloctono (Pleistocene inferiore).

- c. Sedimenti sabbioso-argillosi di mare via via più basso che rappresentano gli stadi finali della trasgressione (Pleistocene inferiore medio).
- d. Depositi regressivi costituiti da sabbie e conglomerati di mare basso (parte alta del Pleistocene inferiore).

I depositi post-rampa sono coperti in disconformità da conglomerati e subordinate sabbie del Pleistocene medio di ambiente continentale.

In questo capitolo si mostreranno le interpretazioni delle sezioni sismiche dei profili sia in chiave transtensiva che transpressiva, e si discuteranno gli elementi a favore e contro le diverse ricostruzioni.

5.2. Profilo "Fortore".

La sezione del profilo "Fortore" ha un'estensione di circa 4.5 Km, con direzione circa N-S. La sezione ricostruisce i due rami della terminazione occidentale della faglia di Apricena. Questa struttura disloca il basamento in due punti (1700 e 4000 m) ribassandolo da circa 0.3 sec sino a 1.1 sec.

Dal confronto tra il profilo "Fortore" e la porzione corrispondente della sezione ENI-AGIP FG 330-79 si comprende come la sismica ad alta risoluzione integri in superficie le informazioni derivanti dalla sismica commerciale, estendendo verso l'alto le informazioni profonde e consentendo un'analisi stratigrafica dettagliata della porzione superficiale (Fig. 5-1) del terreno.

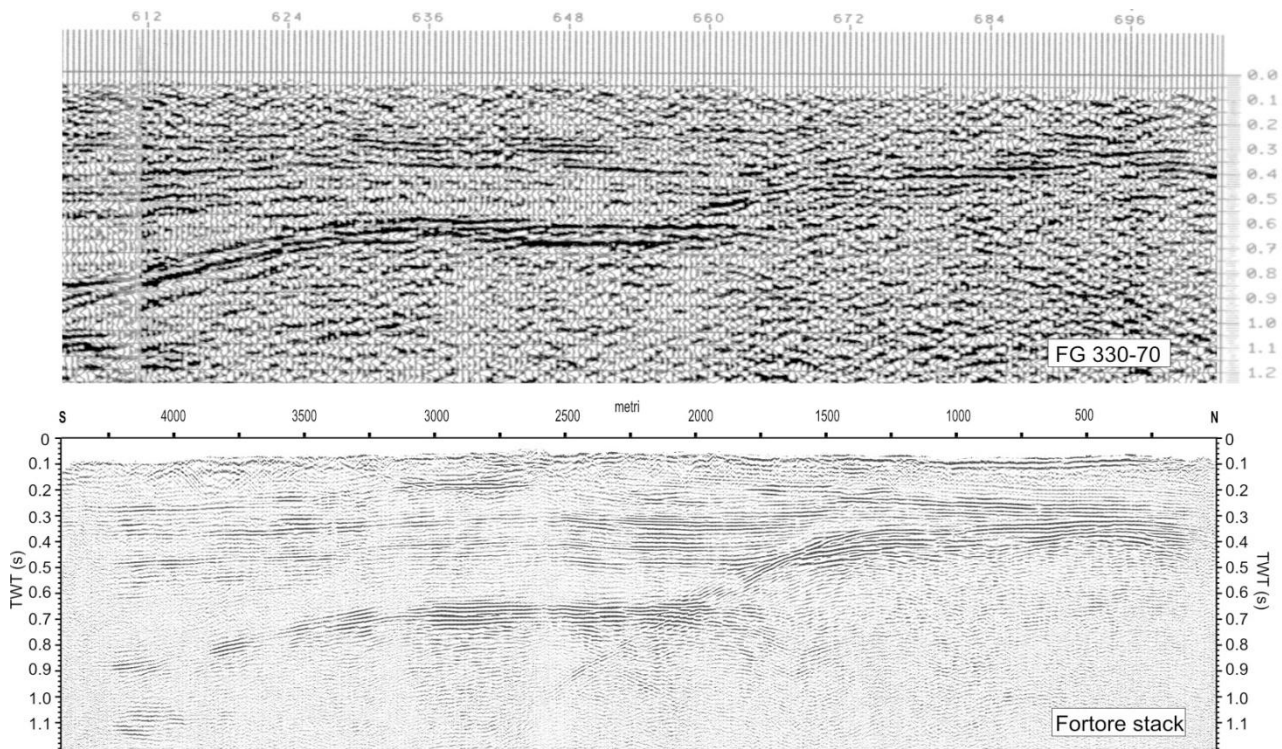


Figura 5-1: Confronto tra la sezione stack del profilo ad alta risoluzione "Fortore" e la porzione della sezione commerciale FG 330-79 (stack) coincidente con il suddetto profilo. La sezione ad alta risoluzione ricostruisce, nel primo secondo di profondità (TWT), in maniera più dettagliata le geometrie sia dei sedimenti che ricoprono il basamento carbonatico sia del basamento stesso.

All'interno della sezione "Fortore" si possono distinguere, dal basso verso l'alto, cinque facies sismiche (Fig. 5-2):

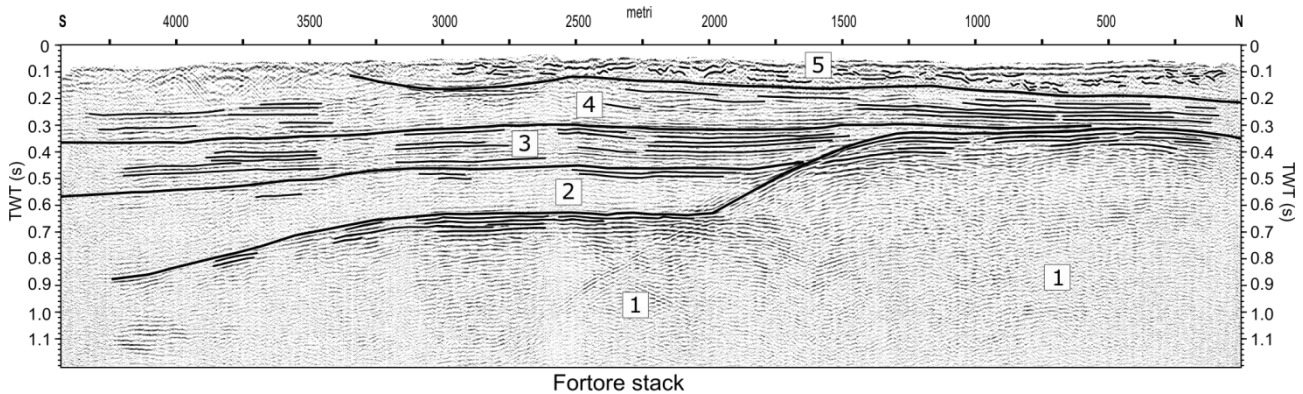


Figura 5-2: Distinzione delle facies sismiche sul profilo "Fortore".

1. Facies sorda, caratterizzata da una marcata doppietta di riflettori e da riverbero nella parte alta, associabile al basamento carbonatico.
2. Facies trasparente con una minima organizzazione interna di riflessioni sub-

parallele al basamento, associabile alla porzione più alta dei depositi sin-rampa (a).

3. Facies caratterizzata da riflessioni piano parallele, associabile al termine inferiore dei depositi post-rampa (b).
4. Facies caratterizzata da riflessioni parallele discontinue con lieve immersione verso Nord, associabile al termine superiore dei depositi post-rampa (c).
5. Facies gibbosa (hummocky) associata ai termini sabbiosi regressivi (d).

La parte profonda della sezione è contraddistinta dalla presenza del basamento carbonatico definito da una sismo-facies sorda limitata al top da un discreto pacco di riflettori. Su di essa poggia la facies *a* associata ai depositi sin-rampa del Pleistocene inferiore, caratterizzata anch'essa da una scarsa riflettività. La facies *a* è seguita dal termine post-rampa (*b*) caratterizzati da un'elevata riflettività. La facies *c*, che rappresenta l'unità sabbioso progradante del post-rampa (Pleistocene inferiore), presenta sulla sezione un'immersione verso Sud nei primi 1500/2000 m circa con evidenze di onlap sul carbonatico, mentre, nella porzione finale del profilo si presenta con immersione opposta (Nord immergente). Quest'unità rappresenta i bottomset del termine progradante, campionato dal profilo "Fortore" parallelamente alla direzione d'immersione per il primi 1500 m e poi trasversalmente (Figg. 3-4, 3-5). Nella porzione superficiale del profilo (0 -0.2 sec) sono presenti le sabbie regressive (*d*, parte alta del Pleistocene inferiore), caratterizzate da una facies gibbosa, che giacciono in paraconcordanza sul termine sabbioso-argilloso (*c*). Queste sabbie colmano, intorno ai 3000 m, quello che sembra avere la geometria di un paleo alveo del fiume Fortore.

L'interpretazione del profilo "Fortore" è stata vincolata in base alle informazioni del pozzo Chieuti 1 distante circa 100 m ad ovest del profilo (Fig. 5-3). La presenza di questo pozzo ha permesso oltre che di guidare il riconoscimento delle unità

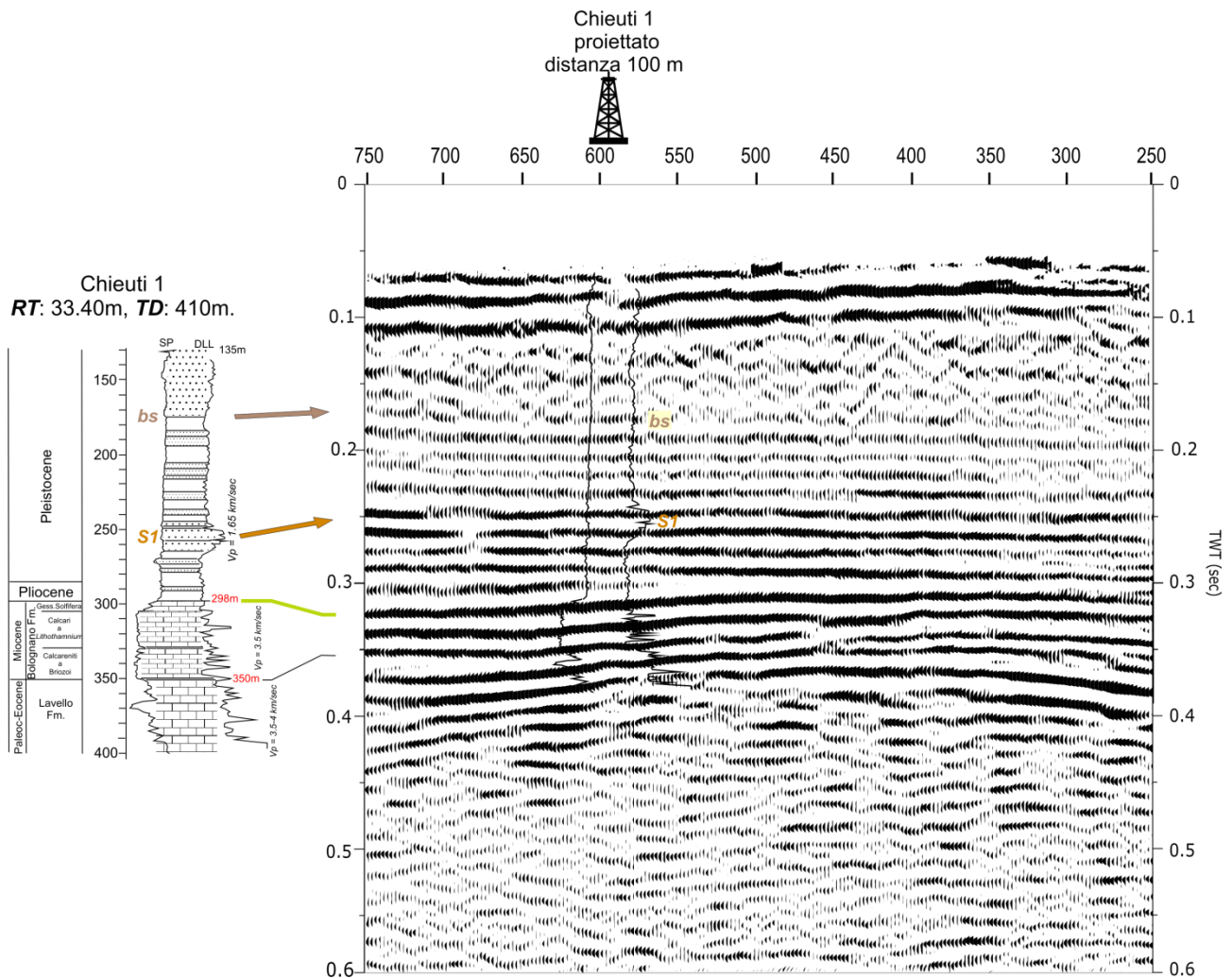


Figura 5-3: Correlazione dei log del pozzo Chieti 1 con la porzione di riferimento della sezione "Fortore". Immagine gentilmente concessa dal professor Paolo Scandone e dalla professoressa Etta Patacca (Università di Pisa).

sismostratigrafiche anche di individuare il livello sabbioso a gas S1.

Dei tre profili saranno proposte due interpretazioni cinematiche della faglia d'Apricena una transtensiva ed transpressiva. Si presenteranno i punti a favore per le diverse ricostruzioni. La doppia interpretazione delle sezioni acquisite, rispecchia sia l'incertezza nella ricostruzione della cinematica della struttura dovuta alla complessa attività che l'ha caratterizzata (§ 1.2.2.), sia la necessità di un approccio multidisciplinare nell'interpretazione di dati geofisici. Un esempio dell'incertezza insita nell'interpretazione di dati geofisici sulla base di informazioni derivanti da un'unica metodologia è rappresentato dall'ipotesi di interpretazione della faglia di Apricena che

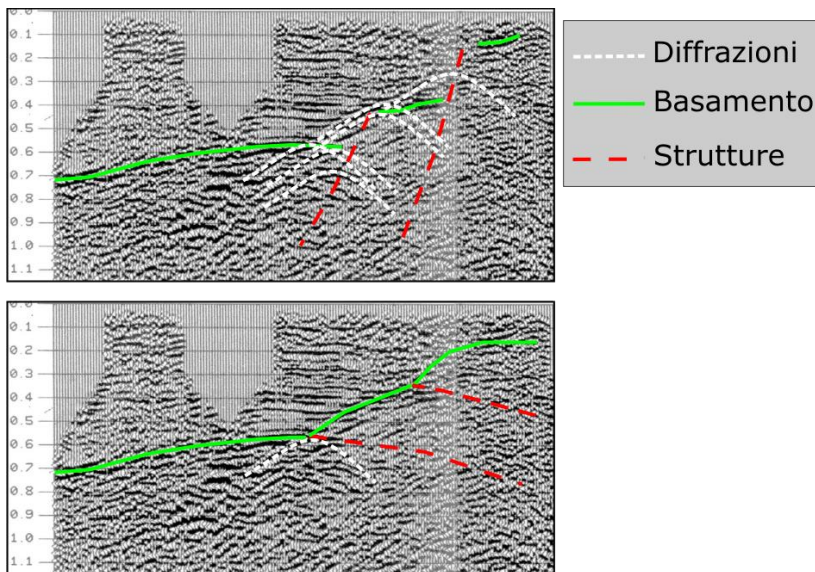


Figura 5-4: porzione della linea ENI-AGIP FG-450-83. In alto: interpretazione in chiave distensiva in cui sono evidenziate possibili evidenze di diffrazioni. In basso: interpretazione in chiave compressiva.

si fornisce per una porzione della linea commerciale FG-450-83 (Fig. 5-4).

Le indicazioni a favore di un'interpretazione transtensiva sono principalmente:

- Presenza, nella stack del profilo "Fortore", della diffrazione dovuta al piano di faglia (Fig. 5-5).
- Evidenza di un lieve drag nei sedimenti delle unità *a* e *b*.
- La sezione migrata pre-stack in profondità (Fig. 5-6) mostra indicazioni di una fagliazione normale del basamento.

Mentre, a favore dell'interpretazione transpressiva:

- Nella sezione stack del profilo "Fortore" non è possibile riconoscere il secondo ramo dell'iperbole di diffrazione (Fig. 5-5).
- Evidenze di onlap dimostrano che l'evento precedentemente definito come diffrazione è può essere definito come il basamento deformato dalla transpressione (Fig. 5-5).
- Mancanza del cuneo di crescita in prossimità della faglia.

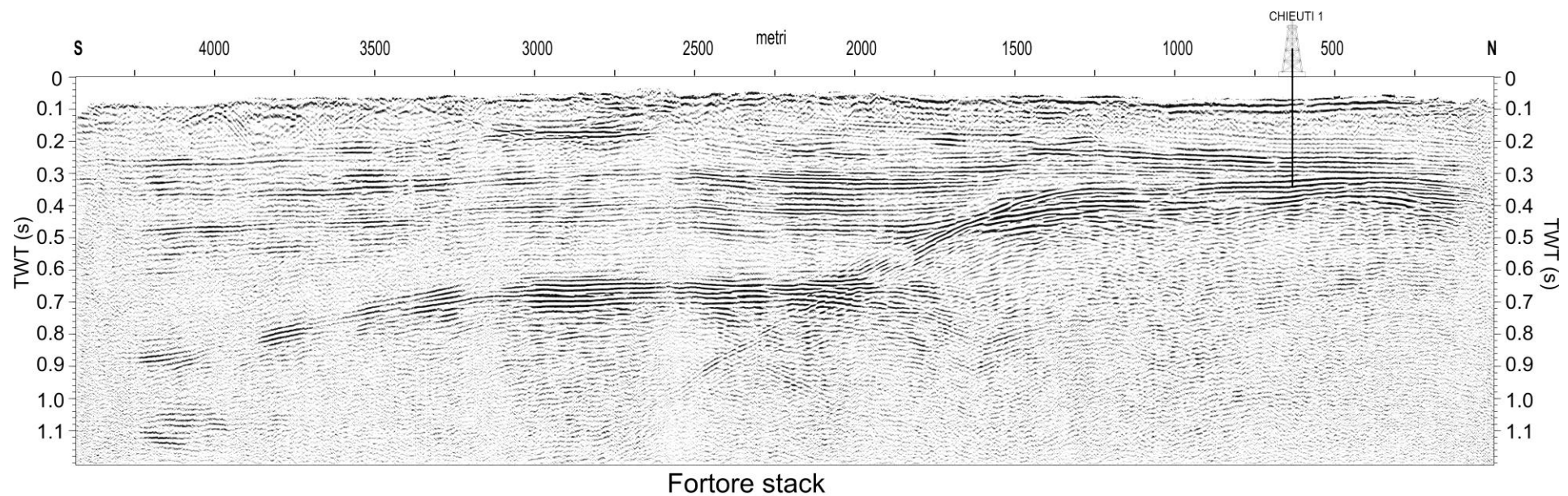


Figura 5-5: Profilo Fortore, sezione stack. Sulla sezione è proiettato il pozzo Chieuti 1 che dista dal profilo meno 100m in direzione Ovest.

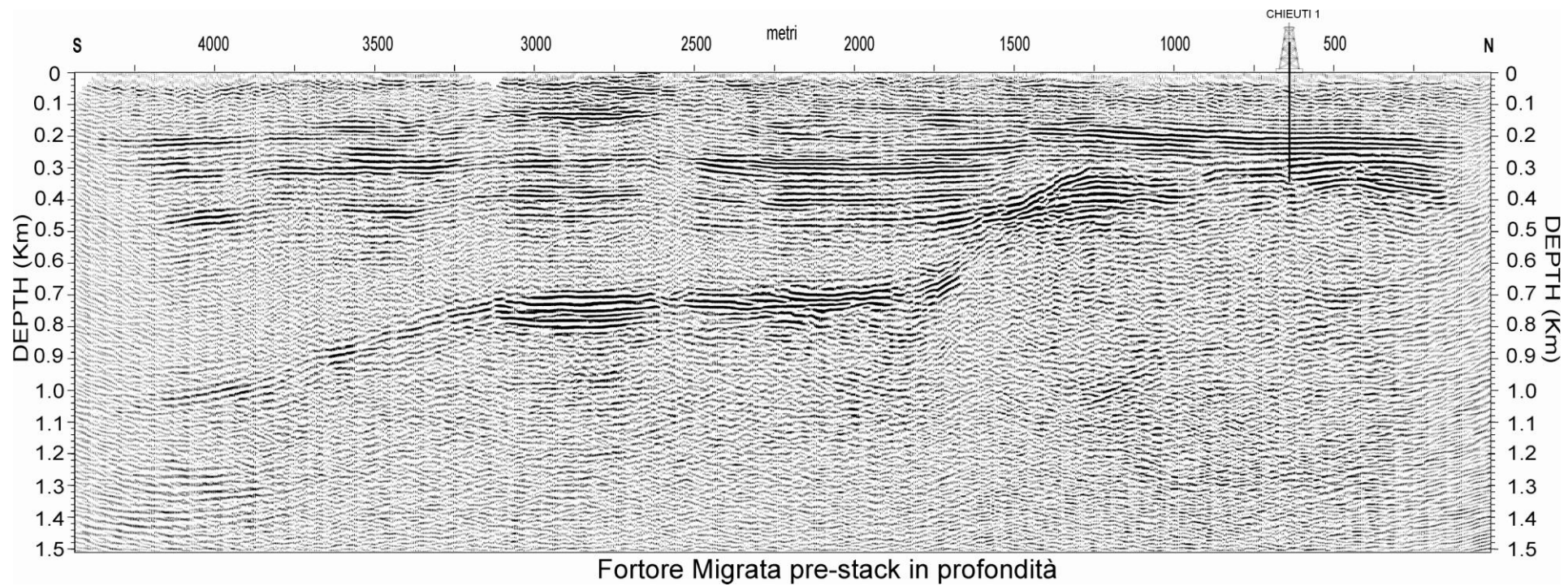


Figura 5-6: Profilo Fortore, sezione migrata pre-stack in profondità. Sulla sezione è proiettato il pozzo Chieuti 1 che dista dal profilo meno 100m in direzione Ovest.

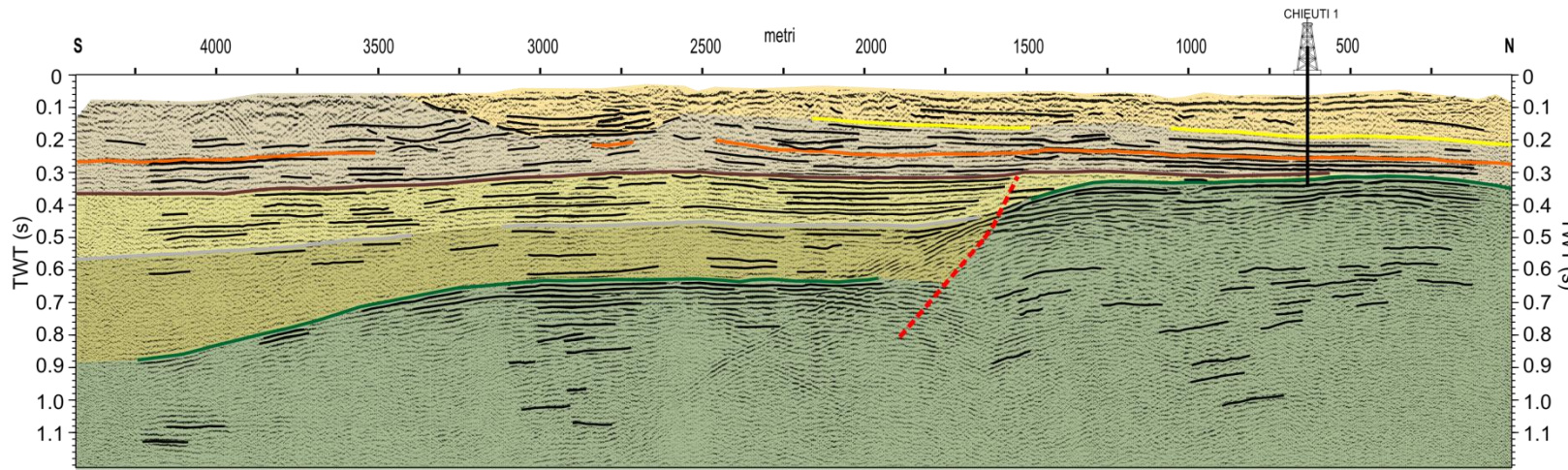
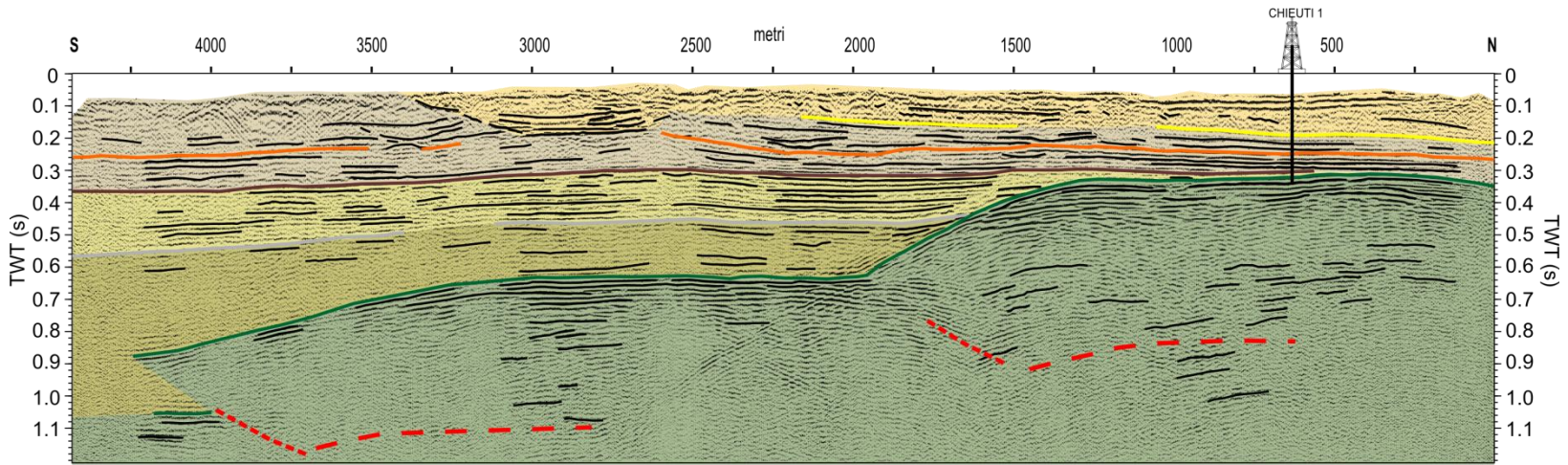
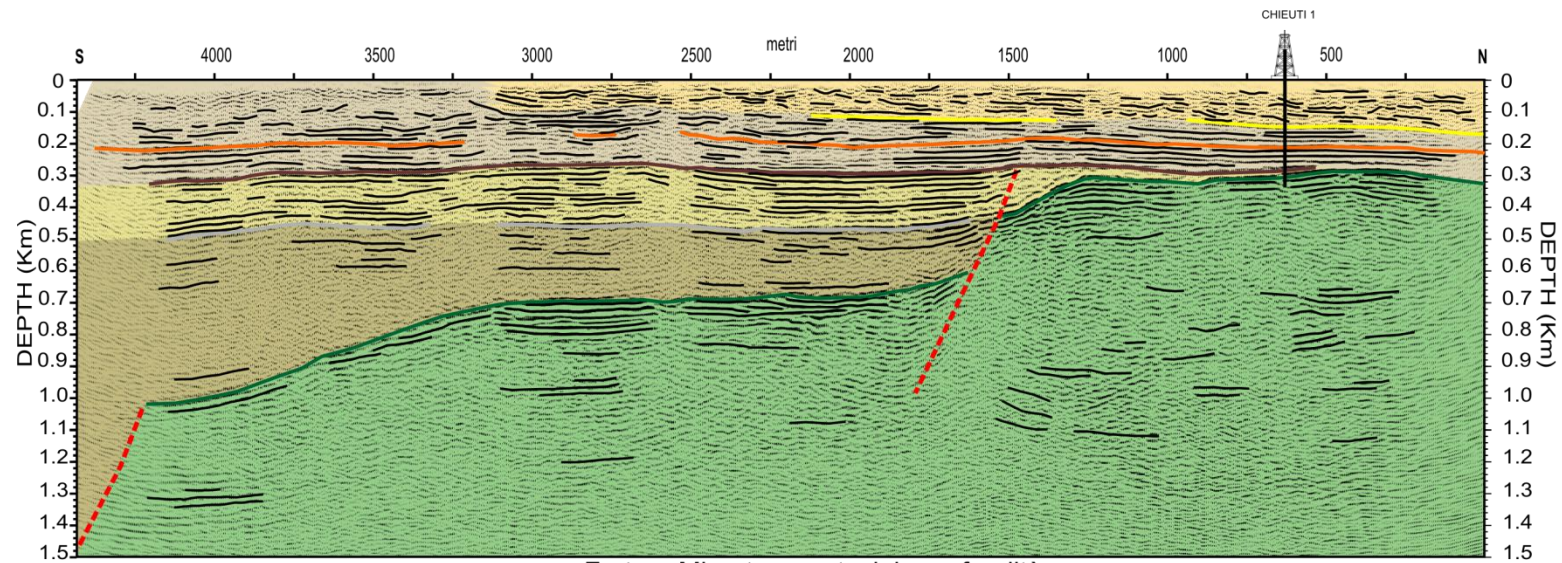


Figura 5-7: Sezione stack del profilo "Fortore".
In alto interpretazione della faglia d'Apricena come struttura transensiva.
In basso interpretazione in chiave transpressiva della struttura.

- Fortore stack**
- | | | | |
|--|--|--|------------------------------|
| | d Sabbie regressive | | base sabbie |
| | c Depositi sabbiosi-argillosi progradanti - post-rampa | | S1 |
| | b Depositi torbiditici - post-rampa | | base del sistema progradante |
| | a Depositi di scarpata - sin-rampa | | top depositi sin-rampa |
| | Piattaforma Apula | | top carbonati apuli |
| | | | strutture |



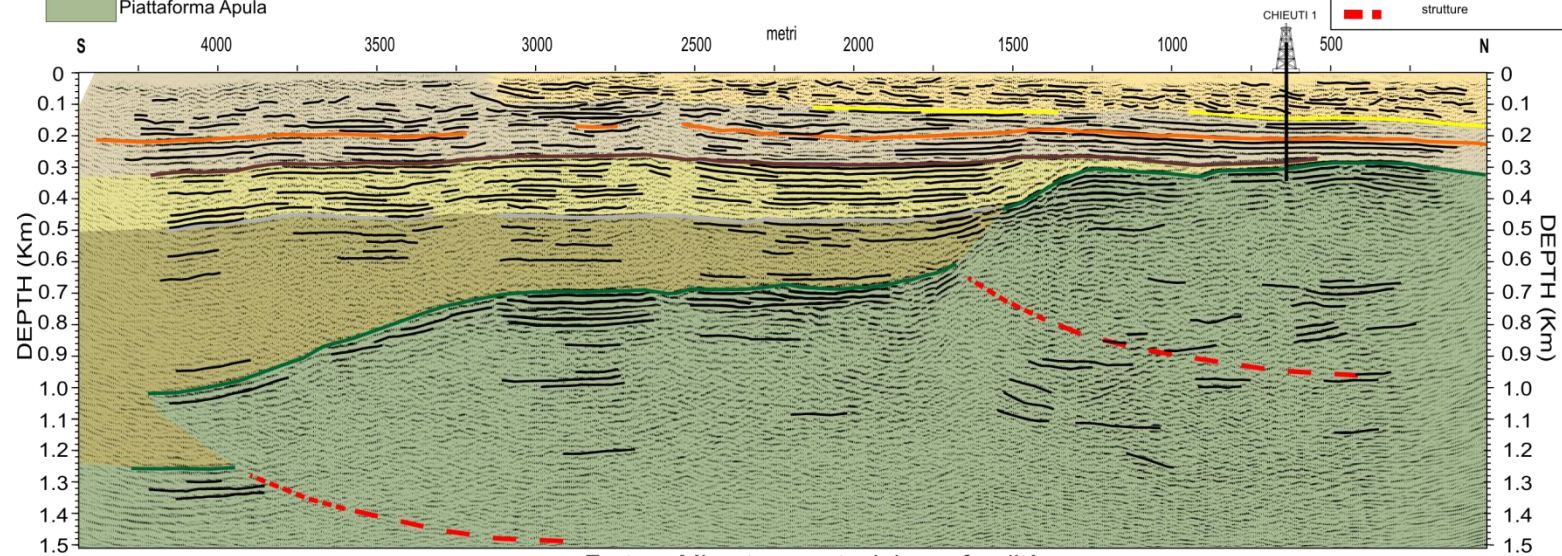
Fortore stack



Fortore Migrata pre-stack in profondità

- d Sabbie regressive
- c Depositi sabbiosi-argillosi progradanti - post-rampa
- b Depositi torbiditici - post-rampa
- a Depositi di scarpata - sin-rampa
- Piattaforma Apula

- base sabbie
- S1
- base del sistema progradante
- top depositi sin-rampa
- top carbonati apuli
- strutture



Fortore Migrata pre-stack in profondità

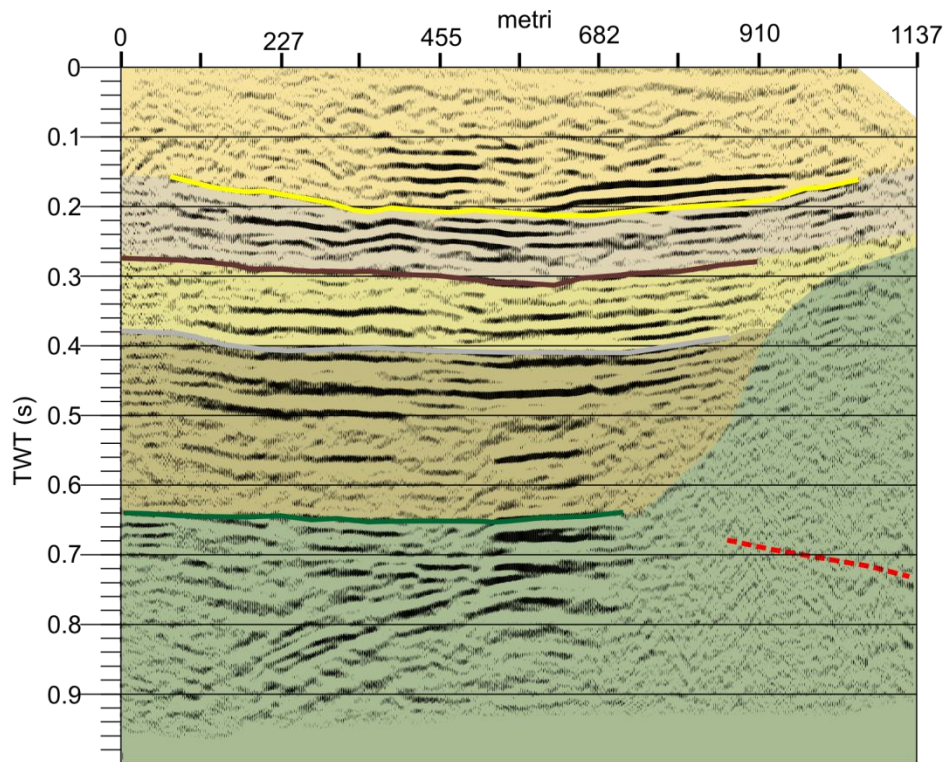
Figura 5-8: Sezione migrata pre-stack del profilo "Fortore".

In alto interpretazione della faglia d'Apricena come struttura transtensiva.

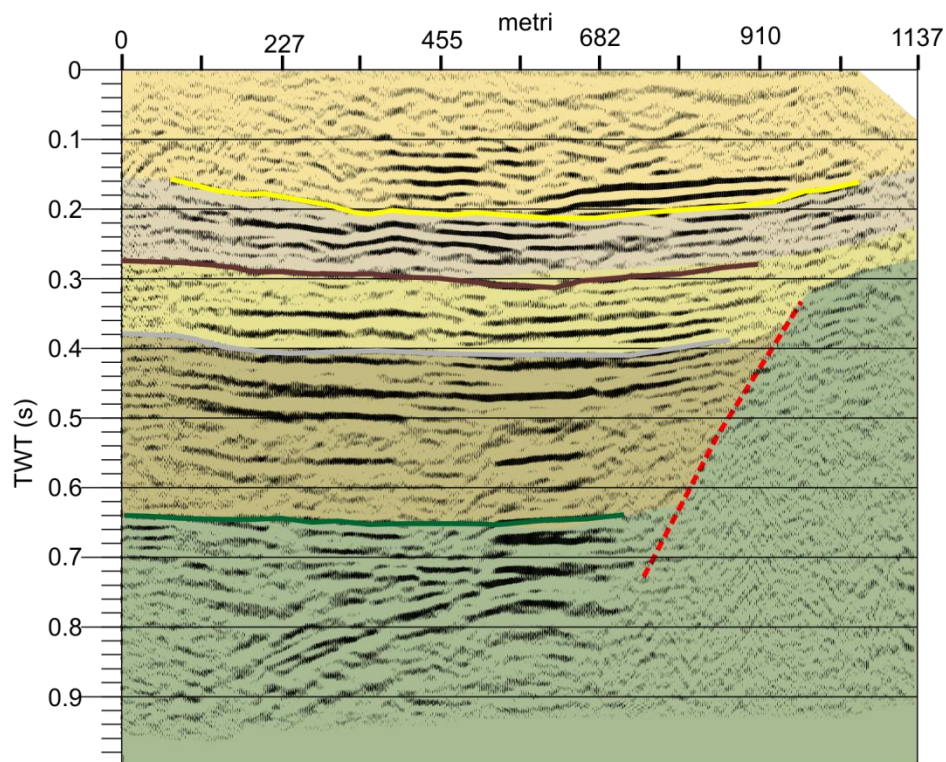
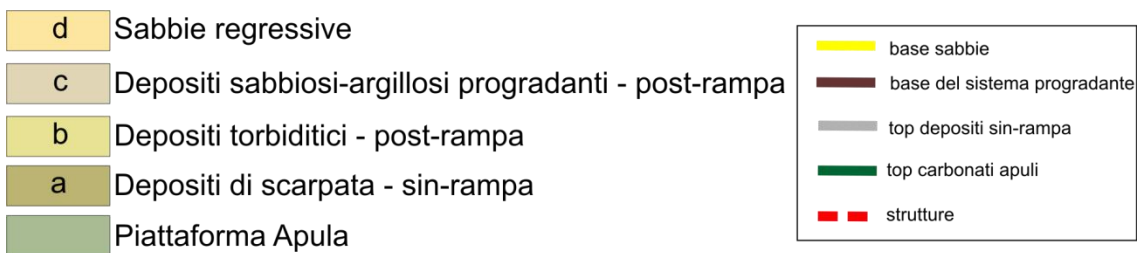
In basso interpretazione in chiave transpressiva della struttura.

5.3. Profilo "Consortio".

Il profilo di "Consortio" lungo circa 1.3 Km, con direzione N-S, sovrappone ad una lacuna d'acquisizione della linea ENI-AGIP FG-395 80. Il profilo ad alta risoluzione non mostra chiaramente la struttura della faglia d'Apricena, ma fornisce un'immagine dei depositi che ricoprono la piattaforma carbonatica, correlabili alla sezione "Fortore". La linea non mostra il tetto del basamento dislocato dalla faglia, dato che per motivi logistici non è stato possibile estendere oltre verso Nord il profilo d'acquisizione. Per tale motivo essa risulta essere poco informativa riguardo la cinematica della faglia, comunque il profilo fornisce vincoli importanti per la definizione del periodo d'attività della struttura. Infatti, dalle sezioni migrate e stack, si nota che la deformazione dovuta al movimento della struttura, arriva ad interessare i depositi torbiditici post-rampa (Pleistocene inferiore).



Consorzio stack

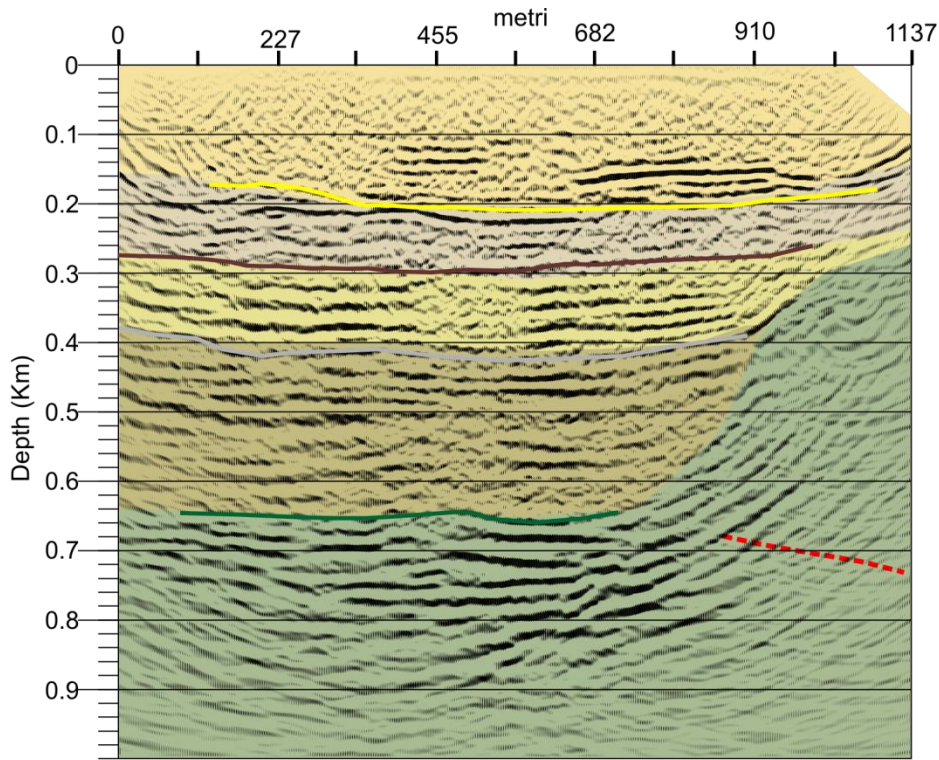


Consorzio stack

Figura 5-9: Sezione stack del profilo "Consorzio".

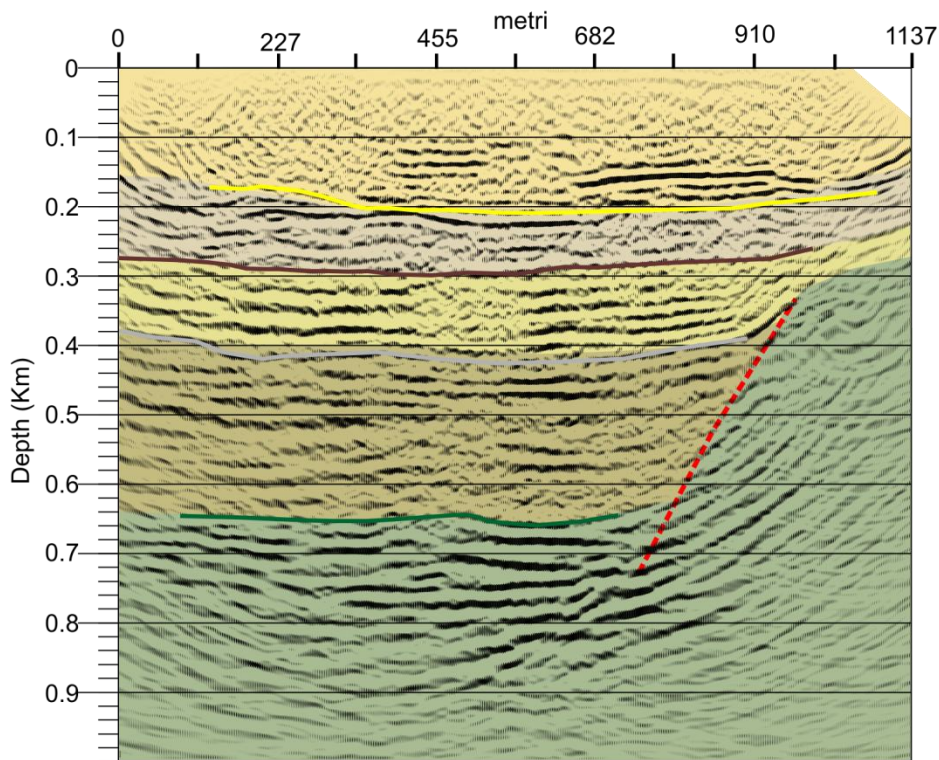
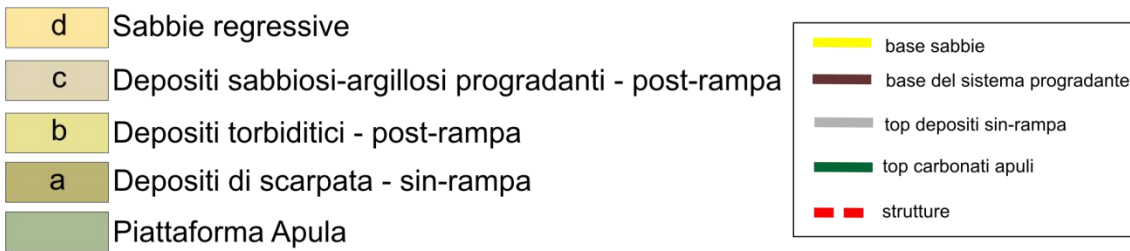
In alto interpretazione in chiave struttura transpressiva.

In basso interpretazione in chiave transtensiva. Per i motivi accennati nel paragrafo 5.3 non è stato possibile campionare interamente la Faglia di Apricena.



Consorzio Migrata in profondità

Figura 5-10: Interpretazione della sezione migrata in profondità del profilo "Consorzio".
In alto interpretazione in chiave struttura transpressiva.
In basso interpretazione in chiave transtensiva. Per i motivi accennati nel paragrafo 5.3 non è stato possibile campionare interamente la Faglia di Apricena.



Consorzio Migrata in profondità

5.4. Profilo "Valle Castello".

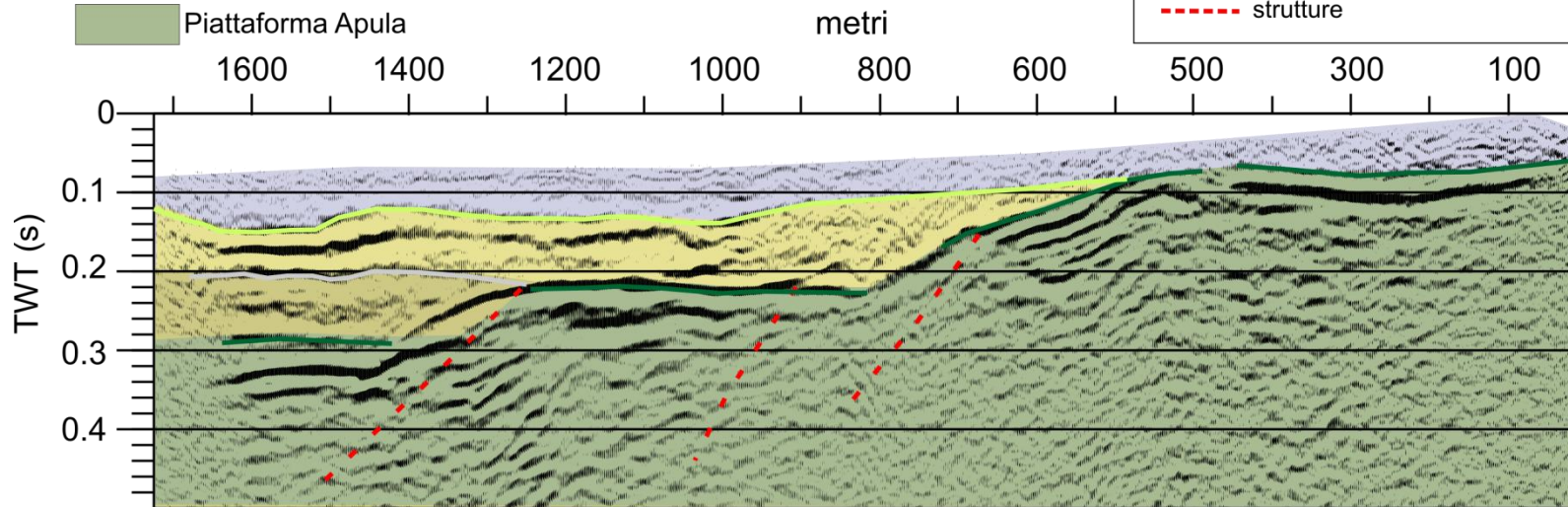
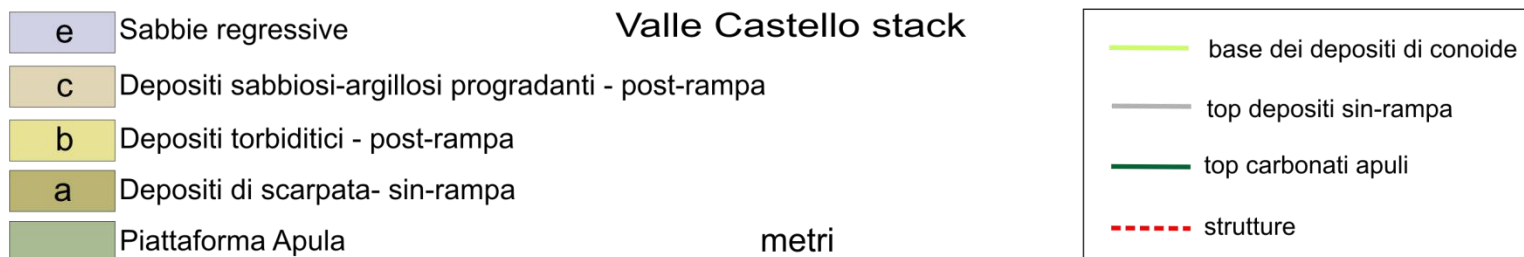
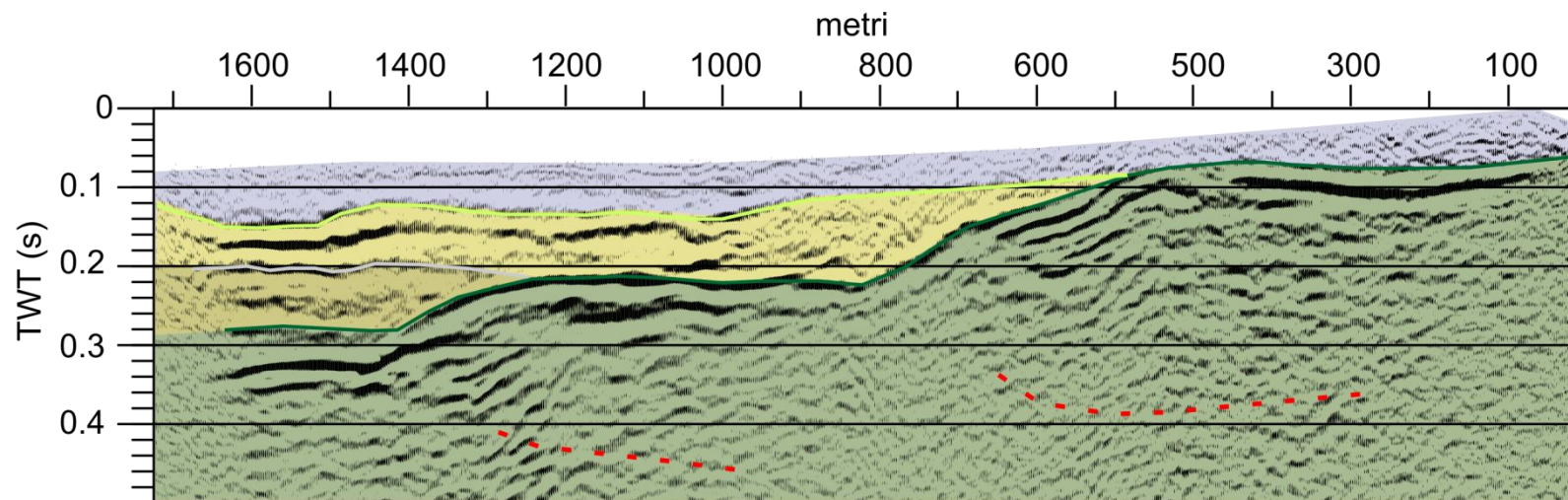
Il profilo di "Valle Castello" di circa 2 Km d'estensione ed una direzione NE-SO, è caratterizzato da una ridotta profondità d'esplorazione (0.5 sec) e da scarsa riflettività. Tale profilo, infatti, è stato acquisito alle pendici del promontorio del Gargano, dove il basamento carbonatico è sub-affiorante ed è ricoperto da sedimenti di conoide cementati, che impediscono la trasmissione in profondità del segnale.

Nella sezione di "Valle Castello" al di sopra del basamento carbonatico ritroviamo le unità, già definite nei precedenti profili, dei depositi post-rampa (*b*) e delle sabbie argillose progradante post-rampa (*c*), su cui giacciono in facies caotica i depositi di conoide (*e*).

Nella porzione iniziale del profilo (NE), i depositi di conoide affioranti ricoprono direttamente il basamento carbonatico che risale in prossimità dei monti del Gargano. Verso NW, dove il basamento si approfondisce, dislocato dalla faglia, compaiono l'unità sabbiosa e l'unità sin-rampa (unità *b* e *c*). Il termine *b* presenta in corrispondenza del contatto con il carbonatico un aspetto meno organizzato e caotico dovuto forse a fenomeni di slumping; mentre, l'unità (*c*) mostra un accenno dell'organizzazione interna che ben si riconosce sui profili "Fortore" e "Consortio".

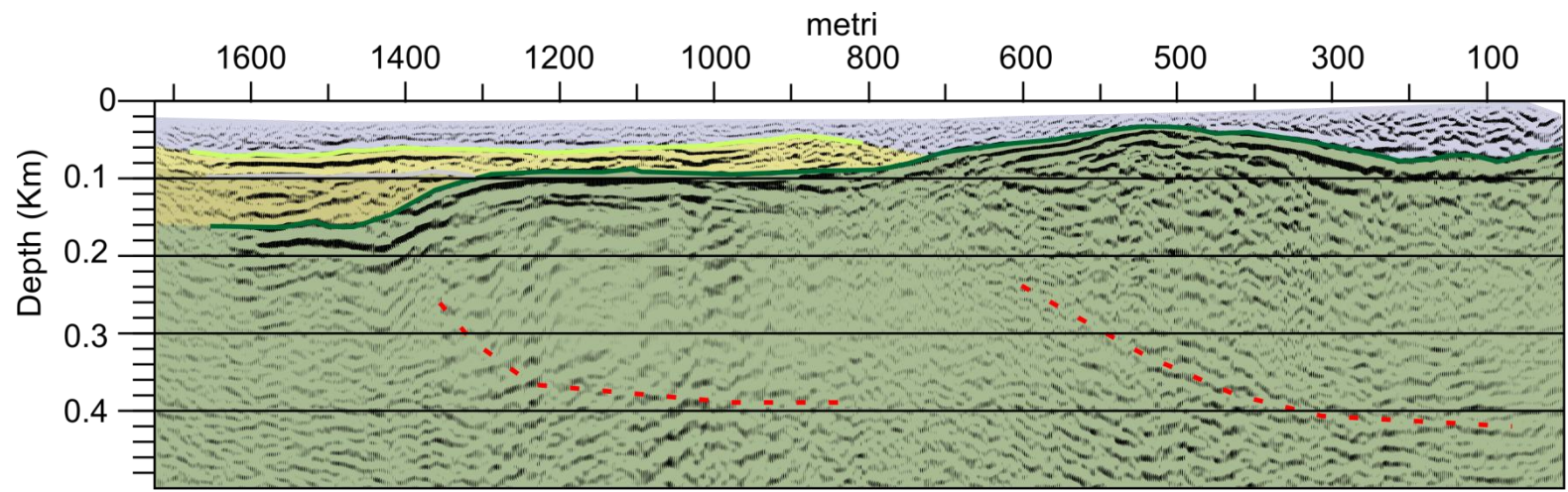
Come descritto nel paragrafo 3.2.1. il profilo di "Valle Castello" è localizzato in corrispondenza della terminazione orientale della faglia di Apricena, in quella che dovrebbe essere la zona di raccordo con la faglia di Mattinata (Fig. 3-4). In base all'andamento, ricostruito sui profili commerciali, della faglia di Apricena tale struttura interseca il profilo a circa 1400 m dall'inizio della sezione. In questa zona, la doppietta di riflettori che identifica il basamento, presenta una deformazione che induce a pensare ad una cinematica di tipo transpressivo piuttosto che transtensivo. Infatti, l'evento che nel profilo "Fortore" potrebbe essere interpretato anche come un'iperbole di diffrazione, nelle sezioni di "Valle Castello" (stack e migrata in profondità) è più

facilmente giustificabile come una deformazione del basamento in seguito ad un movimento inverso.

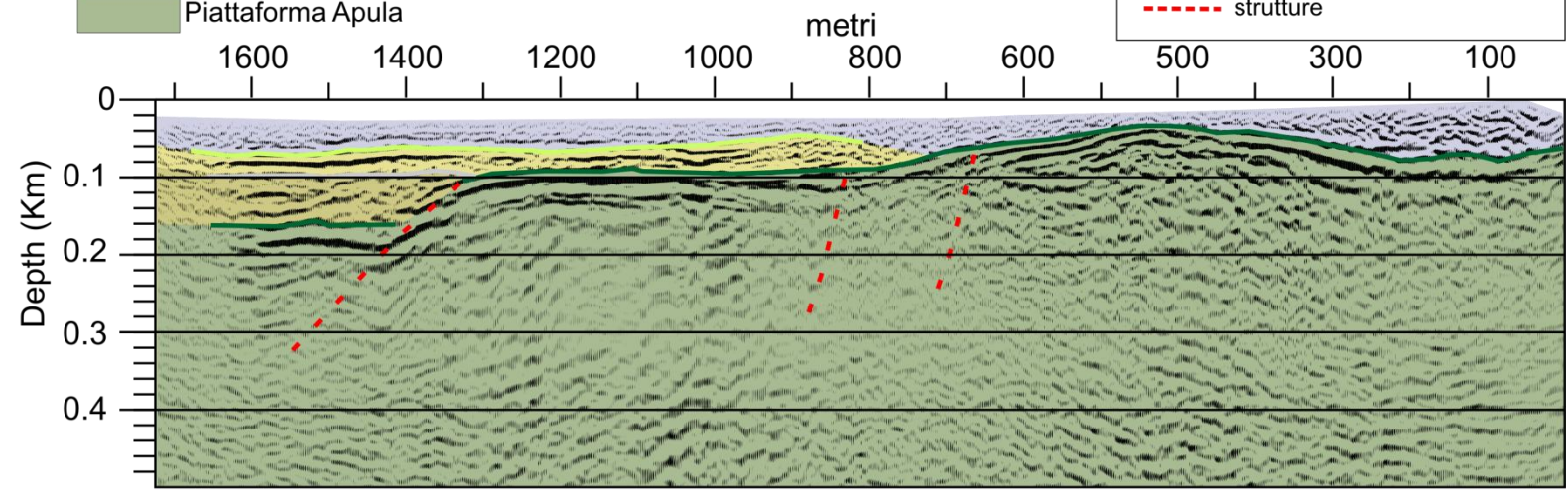


Valle Castello stack

Figura 5-11: Interpretazione della sezione stack del profilo "Valle Castello".
In alto interpretazione in chiave struttura transpressiva.
In basso interpretazione in chiave transtensiva.



Valle Castello Migrata in profondità



Valle Castello Migrata in profondità

Figura 5-12:

Interpretazione della sezione migrata in profondità del profilo "Valle Castello".

In alto interpretazione in chiave struttura transpressiva.

In basso interpretazione in chiave transtensiva.

5.5. Discussione e conclusioni.

Fin qui sono state presentate le sezioni sismiche interpretate, illustrando le indicazioni che esse forniscono per la ricostruzione della cinematica della faglia oggetto di studio in questo elaborato. Secondo quanto esposto si evince come dall'interpretazione di una sola delle sezioni elaborate non sarebbe stato possibile ottenere un'interpretazione corretta di una struttura complessa come la faglia di Apricena. Infatti, basandosi esclusivamente sull'interpretazione del profilo "Fortore" si sarebbe potuti giungere alla conclusione che la faglia in esame, sia stata dovuta ad una cinematica di tipo transtensivo. Invece, considerando nell'insieme i tre profili acquisiti, è stato possibile valutare in maniera critica, anche la possibilità di un movimento transpressivo come causativo della faglia di Apricena.

Valutando le indicazioni fornite dai diversi profili abbiamo che la sezione migrata pre-stack suggerisce un meccanismo di tipo estensionale, essendo l'interruzione del basamento carbonatico, a 1500 m circa dall'inizio del profilo, giustificabile con una faglia diretta. In base a ciò, l'evento presente circa nella stessa posizione sulla sezione stack del suddetto profilo, deve essere visto come una diffrazione del piano di faglia collassata nella sezione PSDM.

Il profilo di "Consortio" come accennato non fornisce una chiara immagine della struttura. La sezione stack di questo profilo presenta a circa 0.6 sec un'evidente diffrazione del letto del basamento dislocato, che può essere visto sia come dovuto all'interruzione del carbonatico fagliato (faglia diretta), sia legato alla deformazione del basamento a causa di una struttura inversa più profonda (esterna alla sezione), come mostrato dall'interpretazione con faglia inversa proposta per la linea commerciale FG-450-83 (Fig. 5-2).

Infine, il profilo di "Valle Castello" sia stack che migrata forniscono un'immagine di una deformazione del basamento che sembra riconducibile alla presenza di una

struttura compressiva profonda.

Riassumendo le indicazioni principali a favore di una struttura transtensiva sono legate alla sezione migrata pre-stack del profilo "Fortore". Confrontando la PSDM di "Fortore"

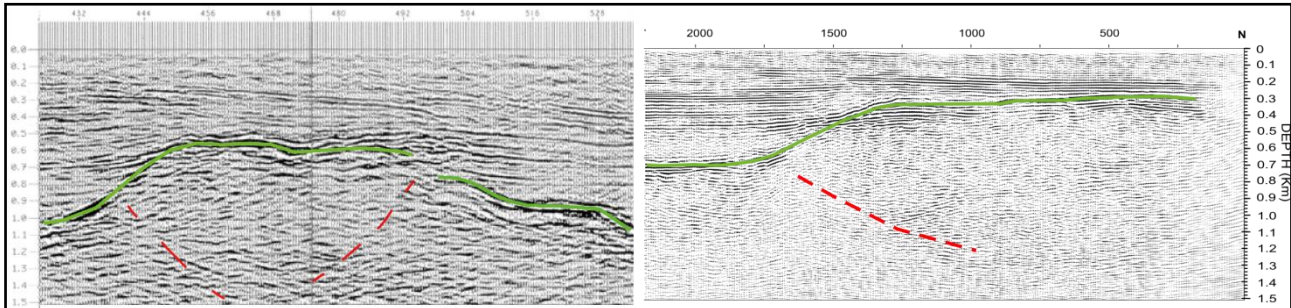


Figura 5-13: Confronto tra la porzione della sezione migrata ENI-AGIP Fg-330-79 che ricostruisce l'alto di Chieuti a sinistra e la porzione settentrionale della PSDM di "Fortore" a destra.

con la migrata della FG 330-79 si nota come ci siano notevoli analogie tra la struttura dell'alto di Chieuti e la porzione del basamento carbonatico deformato dalla faglia di Apricena (Fig. 5-13). In base a ciò ed a quanto indicato precedentemente, possiamo ipotizzare che il meccanismo deformativo della faglia d'Apricena sia analogo a quello che ha portato alla creazione dell'alto di Chieuti, ovvero un meccanismo di tipo transpressivo. Inoltre, le informazioni derivanti dalle sezioni interpretate, in particolare le sezioni di "Fortore" e "Consortio", non evidenziano indicazioni di deformazione successive all'unità dei depositi torbiditici post-rampa (*b*; Pleistocene inferiore) il cui limite superiore rappresenta la base del sistema progradante.

Le deduzioni sin qui fatte sulla struttura indagata derivano da informazioni di carattere geofisico. Le strutture identificate dovrebbero essere convalidate attraverso processi di retrodeformazione e bilanciamento, così da definire in maniera precisa la loro posizione e configurazione.

Il lavoro di tesi presentato dimostra che la configurazione d'acquisizione, la strumentazione ad elevato contenuto tecnologico e lo sviluppo di flussi d'elaborazione specifici, risultano centrali per la ricostruzione di strutture superficiali ad alta

risoluzione, permettendo di eliminare o ridurre i limiti che la sismica a riflessione convenzionale presenta in aree complesse come le zone di faglia. In particolare, le sezioni di "Fortore" e "Consortio" dimostrano a pieno le potenzialità di una sorgente vibratoria che riesce a generare un segnale completamente controllato con un'energia che si propaga sino ad 1.5 km di profondità.

I risultati dimostrano, inoltre, che l'applicazione di processi d'elaborazione avanzati, mutuati dall'elaborazione di dati commerciali (migrazione pre-stack), unitamente a processi come le correzioni statiche sulla base di valori di tomografici (tomostatiche), possibili grazie alla particolare geometria d'acquisizione, forniscono risultati interessanti su dati ad alta risoluzione importanti per la comprensione dell'attività recente di faglie sismogenetiche.

Bibliografia

- Anzidei, M., Baldi P., Casula G., Crespi M., Riguzzi F., 1996. *Repeated GPS survey across the Ionian Sea: Evidence of crustal deformations*. Geophys. J. Int., 127, 257 – 267.
- Billi, A., and Salvini, F., 2000. *Sistemi di fratture associati a faglie in rocce carbonatiche: Nuovi dati sull'evoluzione tettonica del Promontorio del Gargano*: Bollettino della Societa' Geologica Italiana, v. 119, p. 237–250.
- Bosellini, A., Neri, C., and Luciani, V., 1993. *Guida ai carbonati Cretaceo-Eocenici di scarpata e bacino del Gargano(Italia Meridionale)*: Annali dell'Universita Ferrara, Sezione Scienze della Terra, v. 4, suppl., p. 1–77.
- Bruno, P. P., and Castiello, A., 2009. High-resolution onshore seismic imaging of complex volcanic structures: An example from Vulcano Island, Italy, J. Geophys. Res., 114, B12303.
- Bruno, P.P., Improta, L., Castiello, A., Villani, F., Montone, P., 2010. The Vallo di Diano fault system; new evidence for an active range-bounding fault in southern Italy using shallow, high-resolution seismic profilino BSSA 100(2):882-890.
- Butler, R.W.H., Mazzoli, S., Corrado, S., De Donatis, M., Di Bucci, D., Gambini, R., Naso, G., Nicolai, C., Scrocca, D., Shiner, P., Zucconi, V., 2004. *Applying thick-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy: Limitations and implications*, in McClay, K.R., ed., Thrust tectonics and petroleum systems: AAPG Memoir 82, p. 647–667.
- Calcagnile, G., and Panza G.F., 1981. *The main characteristics of the lithosphere-asthenosphere system in Italy and surrounding regions*. Pure Appl. Geophys., 119, 865 – 879.
- Camassi R., Bernardini F., Castelli V. and Meletti C., 2008. *A 17th Century Destructive Seismic Crisis in the Gargano Area: Its Implications on the Understanding of Local Seismicity*. J. of Earthquake Engineering, 12, 8, 1223–1245.
- Casero, P., Roure, F., Endignoux, L., Moretti, I., Mueller, C., Sage, L., and

- Vially, R., 1988. *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines: Memorie della Societa Geologica Italiana*, v. 41, p. 109–120.
- Cello, G. and Mazzoli, S., 1998. *Apennine tectonics in southern Italy: a review*, J. Geodyn. v. 239 27, p. 191-211.
- Chiappini, M., Meloni, A., Boschi, E., Faggioni, O., Beverini, N., Carmisciano, C., Marson, I., 2000. *Shaded relief magnetic anomaly map of Italy and surrounding marine areas*. Annals of Geophysics 43 (5), 983–989.
- Chilovi, C., De Feyter, A.J. and Pompucci, A., 2000. *Wrench zone reactivation in the Adriatic Block: the example of the Mattinata Fault System (SE Italy)*, Boll. Soc. geol. ital. 119, 3–8.
- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P., 1973. *Schema geologico dell'Appennino meridionale*. Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Accad. Naz. dei Lincei, Quad. 183, 49-72.
- Di Bucci D., Ramaglia A, Seno S., Toscani G., Fracassi U., Valensise G., 2007. *Modes of fault reactivation from analogue modeling experiments: Implications for the seismotectonics of the Southern Adriatic foreland (Italy)*. Quaternary International 171–172 (2007) 2–13.
- Doglioni C., 1991. *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions—Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova,3, 423 – 434.
- Doglioni C., Mongelli F., and Pieri P.,1994. *The Puglia uplift (SE Italy): An anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere*, Tectonics, 13(5), 1309 – 1321.
- Dolan, J. F., and Pratt T. L., 1997. *High-resolution seismic reflection profilino of the Santa Monica fault zone, west Los Angeles, California*, Geophys. Res. Lett. 24, no. 16, 2051–2054.
- Favali, P., Funiciello R., Mattiotti G., Mele G., and Salvini F., 1993. *An active margin across the Adriatic Sea central Mediterranean Sea*, Tectonophysics, 219, 109 – 117.
- Ferranti L. and Oldow J. S., 2005. *Latest Miocene to Quaternary horizontal and vertical displacement rates during simultaneous contraction and extension in the Southern Apennines orogen, Italy*, Terra Nova, 17, 209–214,

doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00593.x.

- Festa, V., 2003. *Cretaceous structural features of the Murge area (Apulian Foreland, southern Italy)*. *Eclogae Geol. Helv.* 96, 11–22.
- Finetti, I., 1982. *Structure, stratigraphy and evolution of the central Mediterranean*, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 24, 247 – 312.
- Finetti I.R., Calamita F., Crescenti U., Del Ben A., Forlin E., Pipan M., Prizzon A., Rusciadelli G., Scisciani V., 2005. *Crustal Geological Section across Central Italy from the Corsica Basin to the Adriatic Sea Based on Geological and CROP seismic data*. In: Finetti, I.R. (Ed.), *Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*, CROP PROJECT, Elsevier, pp. 159-196.
- Hippolyte J. C., Angelier J., & Roure F., 1994. *Piggyback Basin development and thrust belt evolution: structural and paleostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. *J. Struc. Geol.*, 16, 159-173.
- Hippolyte J. C., Angelier J., & Barrier E., 1995. *Compressional and extensional tectonics in an arc system: example of the Southern Apennines*. *J. Struc. Geol.*, 17 (12), 1725-1740.
- Hurich C.A., 2005. *Deconvolution*. Lecture Notes 81-88.
- Improta, L., and Bruno, P. P., 2007. Combining seismic reflection with multifold wide-aperture profiling: An effective strategy for high resolution shallow imaging of active faults, *Geophys. Res. Lett.* 34, L20310.
- Maggiore M., Pagliarulo P., 2004. *Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia*. *Geologi e Territorio - Supplemento al n. 1/2004*.
- Mazzoli, S., Barkham, S., Cello, G., Gambini, R., Mattioni, L., Shiner, P., and Tondi, E., 2001. *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy*, *Journal of the Geological Society of London*, v. 158, p. 309–319.
- Mazzotti A., Stucchi E., Fradelizio G.L., Zanzi L., Scandone P., 2000. *Seismic exploration in complex terrains: a processing experience in the Southern Apennines*. *Geophysics*, 65 (5), 1402-1417.

- Menardi-Noguera A., REA G., 2000. *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. *Tectonophysics*, 324, 239-265.
- Mostardini F., Merlini S., 1986. *Appennino Centro Meridionale. Sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale*. *Mem Soc. Geol. It.* 35, 177-202, 10.
- Ogniben L., 1969. *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, 453-763.
- Patacca, E., Sartori, R., and Scandone, P., 1992. *Tyrrhenian Basin and Apenninic arcs; Kinematic relations since late Tortonian times*: *Memorie della Societa Geologica Italiana*, v. 45, p. 425-451.
- Patacca E. & Scandone P., 1989. *Post Tortonian mountain building in the Apennines*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, and G.B. Vai (Editors), *The Lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research*. I Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid. Term. Conf., Rome, 5-6 May 1987, atti Conv. Lincei, 80,157-176.
- Patacca, E., and Scandone, P., 2001. *Identificazione e valutazione di strutture sismogenetiche*. *Convenzione di Ricerca tra ENEA e Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa*.
- Patacca, E., and Scandone, P., 2004. *The 1627 Gargano earthquake (southern Italy): Identification and characterization of the causative fault*: *Journal of Seismology*, v.8,p.259-273. doi: 10.1023/B:JOSE.0000021393.77543.1e.
- Piccardi, L., 1998. *Cinematica attuale, comportamentosismico e sismologia storica della faglia di Monte Sant'angelo (Gargano, Italia): La possibile rottura superficiale del "legendario" terremoto del 493 d.C.*, *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 21, 155 - 166.
- Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F., Pieri P., 1988. *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. *Mem. Soc. Geol. It*, 41,57-82.
- Salvi, S., Quattrocchi, F., Brunori, C.A., Doumaz, F., Angelone, M., Billi, A., Buongiorno, F., Funiciello, R., Guerra, M., Mele, G., Pizzino, L. and Salvini, F., 1999. *A multidisciplinary approach to earthquake research: implementation of a Geochemical Geographic Information System for the*

- Gargano site, southern Italy. Nat. Hazards* 20, 255–278.
- Scrocca, D., Carminati, E., and Doglioni, C., 2005. *Deepstructure of the Southern Apennines, Italy: Thinskinned or thick-skinned?: Tectonics*, v. 24, p. TC3005, doi: 10.1029/2004TC001634.
- Tiberti, M.M., Orlando, L., Di Bucci, D., Bernabini, M., Parotto, M., 2005. *Regional gravity anomaly map and crustal model of the Central-Southern Apennines (Italy)*. *Journal of Geodynamics* 40, 73–91.
- Tondi, E., Piccardi L., Cacon S., Kontny B., and Cello G., 2005. *Structural and time constraints for dextral shear along the seismogenic Mattinata fault (Gargano, southern Italy)*: *Journal of Geodynamics*, v. 40, p. 134–152, doi: 10.1016/j.jog.2005.07.003
- Westaway R. & Jackson J.A. (1987) – *The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy)*. *J.of Structural Volcanol. & Geotherm.*, 48, 127-137.
- Yilmaz, O., 2001. *Seismic Data Analysis*, Society of Exploration Geophysicists.

Indice

Introduzione	pag 1
Capitolo 1 - Inquadramento geologico	
1.1. Appennino Meridionale e Avampaese Apulo	pag 5
1.2. Promontorio del Gargano	pag 9
1.2.1. Faglia di Mattinata e sistema Gondola Grifone	pag 10
1.2.2. Faglia di Apricena	pag 12
Capitolo 2 – Cenni di Sismica a Riflessione	
2.1. Introduzione del metodo sismico	pag 14
2.2. Modello convoluzionale	pag 17
2.2.1. Deconvoluzione	pag 19
2.3. Tomografia sismica	pag 23
2.4. Analisi di velocità e Normal Moveout (NMO)	pag 27
2.5. Risoluzione sismica	pag 33
2.6. Principi della Migrazione	pag 35
2.6.1. Migrazione	pag 40
2.6.2. Migrazione post-stack di Kirchhoff	pag 40
2.6.3. Migrazione Pre-stack in profondità	pag 41
Capitolo 3 – Strumentazione ed Acquisizione dati	
3.1. Sistema d'acquisizione dati ad alta risoluzione	pag 44
3.1.1. Sorgente	pag 44
3.1.2. Ricevitori e sistema di registrazione	pag 46
3.2. Acquisizione dati	pag 47
3.2.1. Scelta dei siti	pag 48
3.2.2. Schema e geometria d'acquisizione	pag 50
Capitolo 4 – Elaborazione dei dati	
4.1. Introduzione	pag 53
4.2. Pre-processing	pag 58
4.2.1. Geometrizzazione del dato	pag 58
4.2.2. Filtraggio a fase minima ed editing tracce	pag 60
4.2.3. Filtraggi	pag 62
4.2.4. Deconvoluzione	pag 63

4.3. Modello di velocità	pag 64
4.3.1. Correzioni statiche	pag 65
4.3.2. Correzioni statiche residue	pag 67

4.4. Strategia di migrazione	pag 68
4.4.1. Migrazione dei profili acquisiti	pag 68

Capitolo 5 – Profili sismici e loro interpretazione

5.1. Introduzione	pag 74
5.2. Profilo Fortore	pag 76
5.3. Profilo Consorzio	pag 85
5.4. Profilo Valle Castello	pag 88
5.5. Discussione e Conclusioni	pag 92

Bibliografia	pag 95
---------------------	--------