

國立臺灣大學理學院地質科學研究所



碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

聯合接收函數與表面波頻散資料逆推高加索下方  
之岩石圈速度構造

Lithospheric Structure under the Caucasus Mountains from Joint Inversion  
of Receiver Functions and Rayleigh Wave Dispersion

李詩婷

Shih-Ting Li

指導教授：曾泰琳 博士

Advisor: Tai-Lin Tseng, Ph.D.

中華民國 103 年 7 月

July 2014

口試委員會審定書  
國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

聯合接收函數與表面波頻散資料逆推高加索下方之  
岩石圈速度構造

Lithospheric Structure under the Caucasus Mountains from Joint  
Inversion of Receiver Functions and Rayleigh Wave Dispersion

本論文係李詩婷君 (R01224208) 在國立臺灣大學地質科學研  
究所完成之碩士學位論文，於民國 103 年 7 月 21 日承下列考試委  
員審查通過及口試及格，特此證明

指導教授： 曾泰琳

口試委員： \_\_\_\_\_

張心遠

黃柏壽

梁文章

陳伯龍

## 誌謝



終於到了寫致謝的時刻，首先，我想感謝曾泰琳老師在這兩年的指導，老師常常花很多時間跟我討論研究上的問題，並且引導我去思考答案，有時後又因為我導致老師要忙到很晚，對老師真的有無限感謝，難以言盡。

接著我要感謝我的口試委員以及在研究上一路幫助我的人們，感謝黃柏壽老師與陳伯飛老師給我論文上的指導與意見；感謝洪淑蕙老師平常在課堂上時常給我們意見與指教；以及感謝梁文宗老師除了在論文修改上給予我許多意見，還有因為梁老師的教導讓我在觀測地震學課堂上學到一些很實用的技能，使我能將課堂所學應用在我的論文中；感謝 Cédric Legendre 博士多次從中研院趕來，給予我跟老師一些關於表面波的討論與意見，對我的論文幫助真的很大。以及所有幫助過我的學長姐們，真的很謝謝你們。

接著我要感謝一路給我支持的朋友們，感謝我的室友兼摯友—唐楚欣大美女，兩年在台大的生活不但沒讓我們晉升為半個天龍人，倒是變成了每天只在宿舍與研究室穿梭的小宅女，宅到我們兩個在師大夜市逛街都會感到羞愧；感謝聰明能幹又照顧朋友的秦念祺，如果沒有她我到現在可能還在美國流浪；感謝有陳力維與吳欣玫當我研究所兩年的好夥伴，在忙碌時還可以互相打氣；以及感謝我研究室的好麻吉—胡宛琳、紀蕙青、許哲豪以及（紛紛擾擾是非多的？）張碩芬，讓我在忙碌的時刻還是能感受到歡樂的氣氛。

一連串的感謝已經到了尾聲，我還要感謝父母給我的支持與鼓勵，還有所有關心我鼓勵我的人。未來的路上我還會更加努力，謝謝大家的照顧。

## 中文摘要

高加索山脈為阿拉伯板塊向歐亞大陸板塊擠壓所產生的變形帶最北緣。本研究結合接收函數與表面波資料進行逆推，以求得喬治亞聯合地震網底下之速度構造。此地震網主要分布於大高加索中西部與小高加索，由 11 個中研院地球所於喬治亞境內設置之臨時寬頻地震儀以及 4 個喬治亞本國之寬頻測站所組成。研究方法可以抑制地層中不連續面深度與絕對速度之間的權衡問題 (trade-off)。

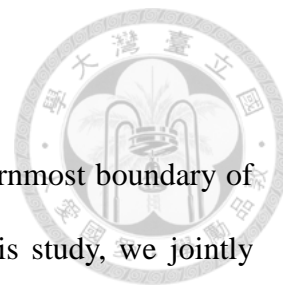
本研究利用雙站法得到表面雷利波之相速度頻散曲線，週期 5-80 s 之結果顯示小高加索的相速度平均值比大高加索高出約 0.25 km/s。在計算接收函數時，每個測站的遠震資料給予兩種不同頻寬的高斯低通濾波，並將 Z 分量對 R 分量做解迴旋以求得接收函數波形。由於某些測站接收的資料隨不同方位角與波線參數有所變化，我們先集中討論來自後方位角 90° 到 120° 區間的地震資料。

聯合逆推法所得的大高加索西部之莫荷面 (Moho) 深度約為 40-50 km，並且大高加索中部的莫荷面深度有由西向東變深的趨勢，其深度也與 H- $\kappa$  stacking 所得到的結果一致。小高加索的速度梯度範圍較寬，約落於 45-65 km 之間，莫荷面位置較不明顯，若以絕對速度值  $V_s = 4.2$  km/s 定義為莫荷面位置，相較於前人文獻對於此區域的測量結果稍淺 2-5 km。此外，我們在 TRLT 測站下方約 5 km 深處觀測到一明顯低速層，此測站位於火山高原並且附近有活躍的微地震，雖然低速帶特徵類似安地斯山脈中部 Altiplano-Puna 火山區域的研究結果，未來仍需更多資料證實此低速層是否與地底下之岩漿體有關。

關鍵字：高加索、地殼構造、接收函數、大陸碰撞、表面波



## Abstract

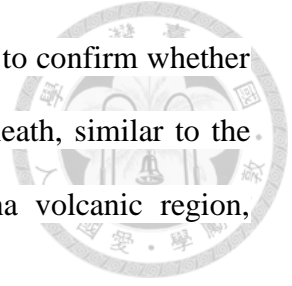


The Caucasus mountain belts may be considered as the northernmost boundary of the collision created by the impinging of Arabia to Eurasia. In this study, we jointly invert receiver functions and surface wave data to estimate the velocity structure under a combined seismic network in Georgia covering the central-western part of the Greater and Lesser Caucasus. This seismic network consists of 10 broadband stations from the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica of Taiwan and the other 4 from the Georgia Seismic Center. The method can obtain the detail velocity structure with little trade-off between absolute velocity and depth of the discontinuity.

For the surface wave constraints, we extract surface Rayleigh wave phase dispersion using two-station method and the results indicate that the phase velocity under the Lesser Caucasus is higher than Great Caucasus by 0.25 km/s in average. As for the receiver functions, we select teleseismic earthquakes and deconvolve Z from R components for each station using different Gaussian filters. Because of the azimuthal variations and ray parameter-dependent variations are found at some stations, we first focus on the earthquakes with back azimuth from  $90^\circ$  to  $120^\circ$ .

The Moho depth obtained by joint inversion is about 40-50 km for the stations in the Greater Caucasus, and the depth increases toward the eastern part of the array under the central Great Caucasus. The results are consistent with the depths obtained using the H- $\kappa$  stacking technique. As for the Lesser Caucasus, the boundary of Moho is less obvious, with a wider zone of gradient between 45 and 65 km. The Moho depth is 2-5 km shallower than the previous estimates using a threshold value  $V_s = 4.2$  km/s as the definition. Interestingly, we discover a very thin but sharp low-velocity layer at the depth of 5 km beneath station TRLT, which is located on the Javakheti volcanic plateau

with active earthquake swarms nearby. More evidences are required to confirm whether the low-velocity layer is associated with a magma chamber underneath, similar to the findings from the receiver function studies in the Altiplano-Puna volcanic region, Central Andes.



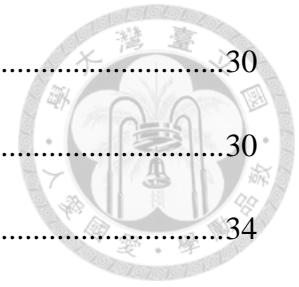
**Keywords:** Caucasus, crustal structure, receiver function, continental collision, surface wave

# 目錄



口試委員會審定書 .....	i
誌謝 .....	ii
中文摘要 .....	iii
Abstract.....	iv
目錄 .....	vi
圖目錄 .....	viii
表目錄 .....	xi
第一章 緒論 .....	1
1.1 研究區域介紹 .....	1
1.2 前人研究 .....	6
1.3 研究動機與目的 .....	11
1.4 本文論文內容 .....	11
第二章 研究方法與原理 .....	12
2.1 接收函數法原理 .....	12
2.2 時間域迭代之解迴旋法 .....	15
2.3 雙站分析法 .....	17
2.4 聯合逆推法 .....	20
第三章 資料及分析 .....	22
3.1 接收函數分析 .....	24
3.1.1 接收函數之地震資料篩選與處理 .....	24
3.1.2 時間域解迴旋之穩定度測試及參數設定 .....	28

3.2 頻散曲線分析 .....	30
3.2.1 雙站法之地震資料篩選與參數設定 .....	30
3.2.2 頻散曲線結果與比較 .....	34
3.2.3 雙站法方法比較 .....	36
3.3 聯合逆推法之初始模型與參數設定 .....	39
3.3.1 初始模型之設定 .....	39
3.3.2 逆推參數之設定 .....	42
3.3.3 模型參數調整與構造可信度判斷 .....	47
第四章 研究結果與討論 .....	52
4.1 大高加索速度構造 .....	55
4.2 小高加索速度構造 .....	64
4.3 小高加索測站 TRLT 之低速層 .....	73
第五章 結論 .....	80
參考文獻 .....	81
附錄 A 各項測試 .....	87
附錄 B 初始模型測試 .....	90
附錄 C 不同波線參數逆推結果 .....	99
附錄 D 大高加索不同頻散曲線之逆推結果 .....	105
附錄 E 接收函數使用地震列表 .....	107
附錄 F 各測站接收函數使用地震 .....	113
附錄 G 雙站法 AMBR-GUDA 使用地震列表 .....	117
附錄 H 雙站法 ABST-TRLT 使用地震列表 .....	120





## 圖目錄

圖 1.1	高加索與鄰近區域構造示意圖 (摘自許炘志, 2013)	3
圖 1.2	高加索-伊朗-安納托利亞高原之斷層構造 (摘自 Philip et al., 1989)	3
圖 1.3	東安納托利亞高原之構造演化剖面示意圖 (摘自 Sengor et al., 2003)	4
圖 1.4	CIA 地區陸-陸碰撞後火山岩時空變化 (摘自林俞青, 2011)	5
圖 1.5	$P_n$ 速度之逆推層析成像圖與 $P_n$ 非均向性 (摘自 Al-Lazki, 2003)	7
圖 1.6	高加索與鄰近區域之 $S$ 波速度分布 (摘自 Gök et al., 2011)	8
圖 1.7	高加索區域 $P$ 波層析成像法之結果 (摘自 Zor et al., 2008)	9
圖 1.8	高加索區域之莫荷面等深線分布圖 (摘自 Philip et al., 1989)	10
圖 1.9	高加索與鄰近區域聯合逆推結果之莫荷面深度 (摘自 Gök et al., 2011)	10
圖 2.1	接收函數之各波相路徑與波形示意圖	14
圖 2.2	不同 $a$ 值之高斯濾波函數曲線圖	16
圖 2.3	時間域迭代解迴旋示意圖 (摘自 Ligorria and Ammon, 1999)	16
圖 2.5	雙站法取得之雷利波相速度頻散曲線 (摘自 Yao et al., 2006)	18
圖 2.4	不同週期之雷利波相速度對深度之敏感程度變化 (摘自 Legendre et al., 2014)	18
圖 2.6	雷利波相速度對於傳播路徑之敏感區域 (摘自 Kuo et al., 2009)	19
圖 3.1	研究區域之寬頻測站分布圖	22
圖 3.2	資料分析流程圖	23
圖 3.3	接收函數使用之地震分布圖	25
圖 3.4	接收函數之解迴旋過程	25

圖 3.5	測站 TKBL 所接收之接收函數波形.....	26
圖 3.6	測站 AMBR 所接收之接收函數波形 .....	27
圖 3.7	資料長度對解迴旋解結果之影響 .....	29
圖 3.8	雙站法使用之地震分布圖 .....	31
圖 3.9	雙站法所使用地震與測站之間的路徑 .....	31
圖 3.10	測站 AMBR-GUDA 所接收之地震波形與高斯濾波分析 .....	32
圖 3.11	雙站法分析雷利波相速度頻散曲線 .....	33
圖 3.12	大、小高加索之雙站法雷利波相速分析結果 .....	35
圖 3.13	不同方法之頻散曲線比較 .....	35
圖 3.14	測站 AMBR-GUDA 單一地震之頻散曲線比較 .....	37
圖 3.15	本研究與 Legendre et al. (2014)方法使用相同 20 個地震之頻散曲線.....	38
圖 3.16	模型平滑程度與波形擬合程度之權衡關係圖 .....	41
圖 3.17	聯合逆推之模擬測試 (摘自梁軒碩, 2013) .....	43
圖 3.18	逆推迭代次數與波形誤差關係曲線 .....	44
圖 3.19	頻散曲線與接收函數之權重比較 .....	45
圖 3.20	接收函數逆推至不同深度比較 .....	46
圖 3.21	接收函數疊加示意圖 .....	48
圖 3.22	測站 GUDA 三種初始模型得到聯合逆推的結果.....	49
圖 3.23	測站 AMBR 三種初始模型得到聯合逆推的結果 .....	50
圖 4.1	TKBL 後方位角 30° 至 120° 每 30° 範圍之疊加接收函數.....	53
圖 4.2	測站 ONI 下方之莫荷面比較 (a)本研究聯合逆推之結果 (b)以 H-κ 疊加法 分析之結果 (c) Gök et al.( 2011 ) 之結果 .....	54

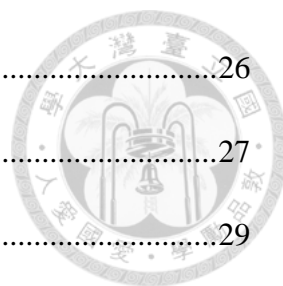
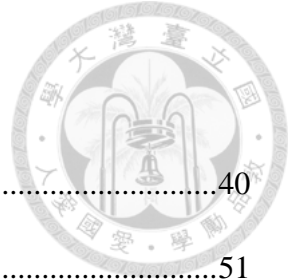


圖 4.3	大高加索測站後方位角 $90^\circ$ 至 $120^\circ$ 之疊加接收函數 .....	58
圖 4.4	大高加索各測站之聯合逆推結果 .....	60
圖 4.5	大高加索各測站之 H- $\kappa$ 結果 .....	61
圖 4.6	大高加索莫荷面深度 .....	62
圖 4.7	小高加索測站其後方位角 $90^\circ$ 至 $120^\circ$ 之疊加接收函數 .....	66
圖 4.8	小高加索各測站之聯合逆推結果 .....	68
圖 4.9	小高加索各測站之 H- $\kappa$ 結果 .....	69
圖 4.10	小高加索莫荷面深度 .....	70
圖 4.11	MTDA 之聯合逆推結果 (摘自 Gök et al., 2011) .....	71
圖 4.12	大小高加索之速度構造比較 .....	72
圖 4.13	測站 TRLT 徑向與切向接收函數隨後方位角排列 .....	75
圖 4.14	TRLT 改變平滑參數之逆推結果 .....	76
圖 4.15	以正推求得之模擬波形討論低速層的影響 .....	77
圖 4.16	比較 TRLT 與阿爾蒂普拉諾火山高原之接收函數。(a)為 TRLT 接收函數 波形 (b)為阿爾蒂普拉諾火山高原之接收函數 (摘自 Chmielowski et al., 1999) (c)阿爾蒂普拉諾火山高原之低速帶速度模型 (摘自 Zandt et al., 2003) .....	78
圖 4.17	聖海倫火山 1980 年火山噴發後之地震分布示意圖 (摘自 Barker et al., 1991) .....	79
圖 4.18	TRLT 下方之背景地震投影剖面 .....	79

## 表目錄

表 3.1	本研究所使用之初始模型 .....	40
表 3.2	最後採用之初始模型設置 .....	51
表 3.3	聯合逆推各項參數設定 .....	51
表 4.1	大高加索測站以不同方法得到之莫荷面深度 .....	63
表 4.2	小高加索測站以不同方法得到之莫荷面深度 .....	71





# 第一章 緒論



## 1.1 研究區域介紹

東歐相連至亞洲的主要造山帶可分為兩個系統，東邊的印度板塊自~50 Ma (百萬年前) 開始向北與歐亞大陸板塊碰撞而形成喜馬拉雅山及西藏高原，聚合速率約 50-60 mm/yr，西邊的 Zagros 則有阿拉伯板塊以相對較慢的速率 (約 18-25 mm/yr) 於~25 Ma 開始與歐亞聚合 (e.g., Hatzfeld and Molnar, 2010)。受到阿拉伯板塊的擠壓，歐亞大陸板塊在黑海與裏海之間形成大、小高加索山脈 (圖 1.1)，板塊的交界則在伊朗與土耳其南邊的 Bitlis-Zagros 縫合帶，小高加索與縫合帶之間為東安納托利亞火山高原，本研究區域主要集中在高加索區域的喬治亞共和國。

由新特提斯洋殘留在 Zagros 主逆衝帶上之蛇綠岩與藍片岩物質判斷，碰撞前之隱沒作用至少持續至 35 Ma，而阿拉伯與歐亞板塊約在 23-25 Ma 開始碰撞 (Agard et al., 2005, 2006)，板塊聚合使得東安納托利亞區域自 12 Ma 開始縮短且地殼逐漸增厚 (e.g., Dewey et al., 1986)，地理較北的高加索之造山活動則於碰撞後期約 3.5-5 Ma 才發生 (Philip et al., 1989)。現今 GPS 觀測資料顯示地表移動速度由南向北遞減，歐亞板塊南端為 20 mm/yr，向北至小高加索區域約 11 mm/yr 與大高加索約 4 mm/yr (McClusky et al., 2003； Retlinger et al., 2006)。

南北碰撞使得安納托利亞地塊向西逆時針移動 (圖 1.1)，並形成 Bitlis-Zagros 與大高加索山逆衝帶，東安納托利亞高原之形變較為分散而非塊體式移動 (Tan and Taymaz, 2006)，小高加索以南之火山高原有明顯的共軛走向滑移斷層。Philip et al., (1989) 提出黑海東邊有一條較大的 Borzhomi-Kazbeg 左移斷層從土耳其東部向東北切過大高加索中部，並將大高加索分為東西兩部分 (圖 1.2)，然而許忻志 (2013) 以現有震源機制解分布情形推斷此斷層並沒有延伸至大高加索地區。高加索地區的地震活動顯示高加索地區的地震以深度小於 40 km 的淺源地震為主，規模大部分小於 4，並且集中在喬治亞境內的大高加索山南部以及小高加索的 Javakheti 高地 (圖 1.1)。

高加索與鄰近區域陸-陸碰撞後之岩漿活動約於中新世晚期開始，南喬治亞小高加索的 Javakheti 便為晚中新世所形成的火山帶 (Gogutchachvili et al., 2000)，岩漿活動紀錄持續到數十萬甚至近五萬年內 (Lebedev et al., 2003)。東安那托利亞高原緊臨於小高加索西南邊，平均海拔為 2 km，Sengor (1980) 根據均衡學說估算約需要 55 km 厚之地殼才足以支持此地形高度，Zor et al. (2003) 利用接收函數資料求得此處地殼厚度僅 46 km，且上部地函之特性有較低  $SH$  剪力波、 $P$  波與  $Pn$  波速度以及高衰減之  $Sn$ ，因而此處被認為沒有岩石圈地函或是岩石圈地函很薄 (Gök et al., 2003；Al-Lazki et al., 2004；Zor et al., 2008)，進而推測此高地是被熱異常的地函所支撐而與增厚的地殼無關 (Sengor et al., 2003) (圖 1.3)，新特提斯洋隱沒板塊拆解 (detachment) 或是大陸岩石圈拆沉 (delamination) 則被認為是主要軟流圈上湧並造成大量岩漿活動之成因 (Pearce et al., 1990；Keskin, 2003)。林俞青 (2011) 根據高加索地區的火成岩分析以及 Keskin et al., (2003) 的模型解釋高加索-伊朗-安納托利亞 (Caucasus-Iran-Anatolia, 簡稱 CIA) 的岩漿活動分布，該研究指出 CIA 地區碰撞後岩漿活動約始於 11 Ma，高鉀鈣鹼性岩漿活動之時空變化趨勢為先向南再向東遷移 (圖 1.4)，並解釋為新特提斯洋先向南退卻 (slab roll-back) 導致周圍軟流圈向南湧入，接著約於 6 Ma 開始向東撕裂，最後於 2 Ma 開始斷離 (slab break-off)，造成軟流圈上湧與岩漿廣泛分布，並在地表形成一系列拉張盆地以及火山活動，如亞美尼亞境內多座活火山，而喬治亞南部可能發生小程度拆沉作用並處於局部張裂環境。

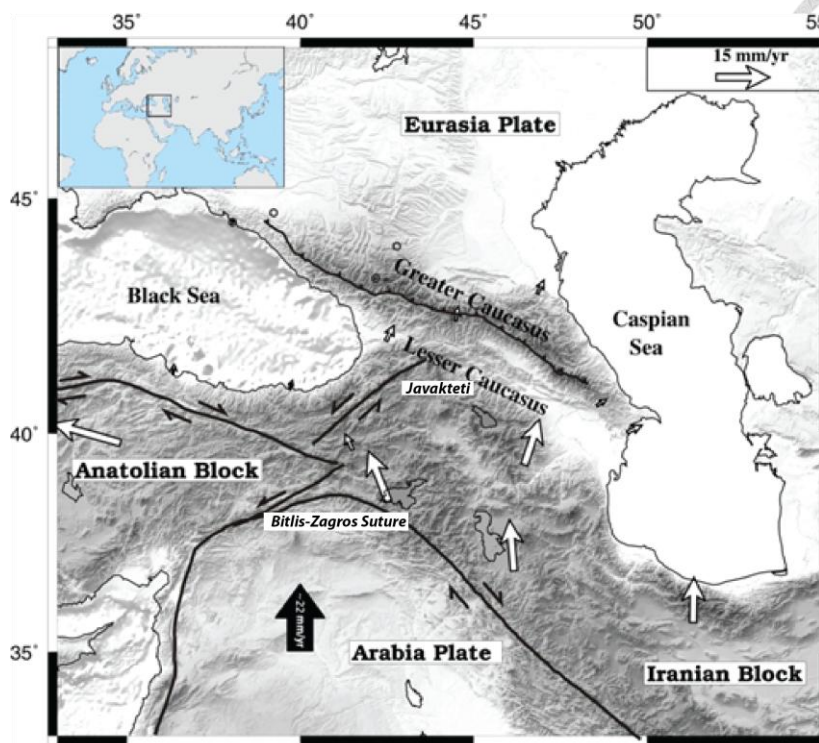


圖 1.1 高加索與鄰近區域構造示意圖。白色箭頭為 Reilinger et al. (2006)以歐亞板塊為參考點之水平觀測值，黑色箭頭為根據模型 MORVEL (DeMets et al., 2010) 計算的阿拉伯板塊相對於歐亞板塊之移動速率，黑色實線為主要斷層線，細箭頭表示相對位移的方向。(修改自許焯志, 2013)

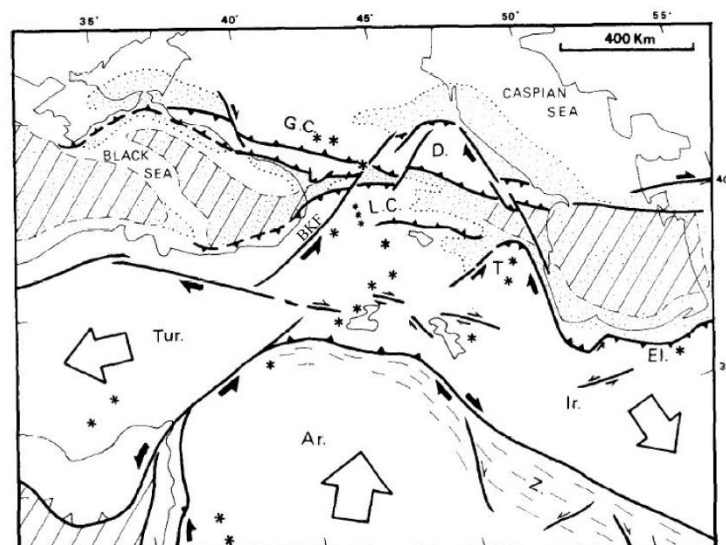


圖 1.2 高加索-伊朗-安納托利亞高原之斷層構造。BKF 代表穿過大高加索的 Borzhomi-Kazbeg 走向滑移斷層。(摘自 Philip et al., 1989)

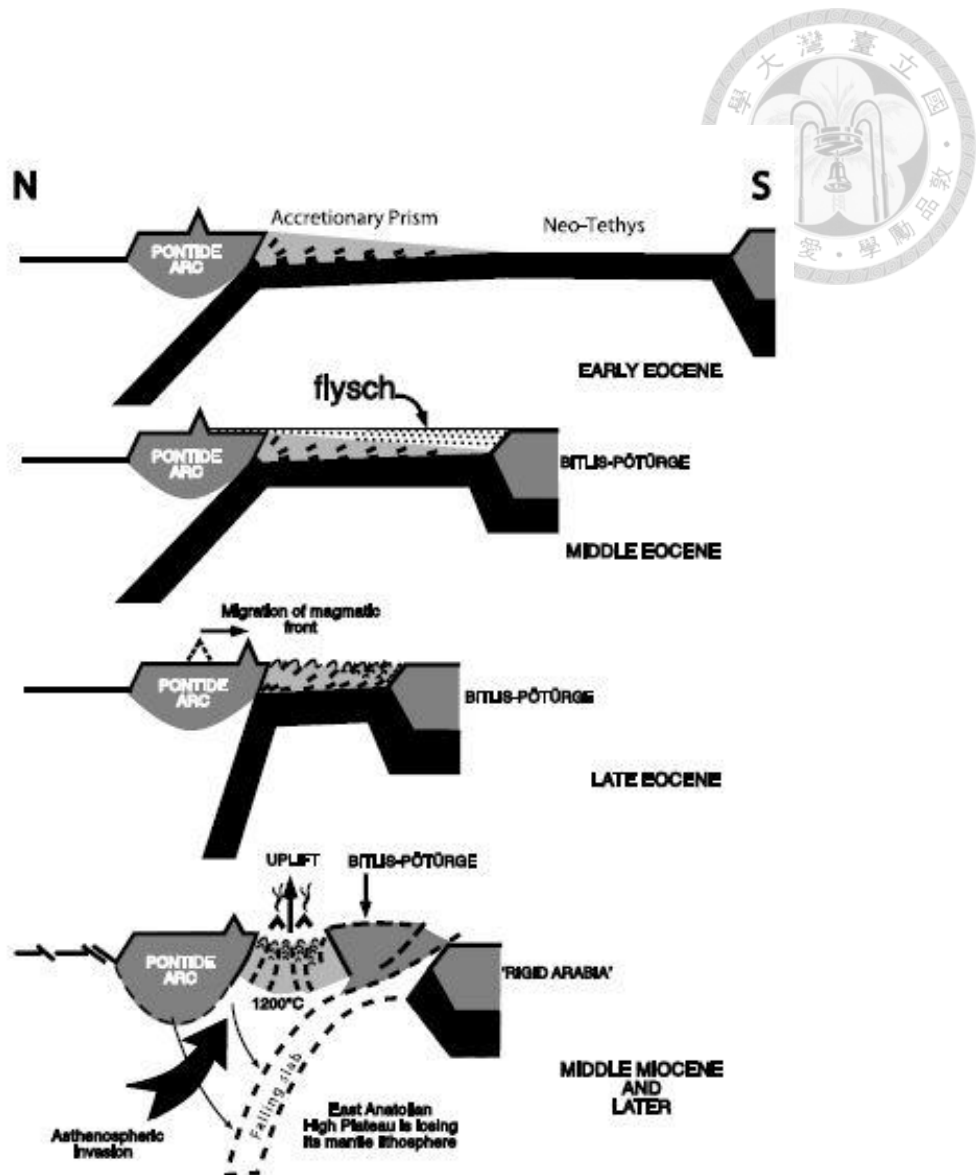


圖 1.3 始新世至今東安納托利亞高原之構造演化剖面示意圖。由上而下為始新世早期至中新世之後的演化情形，始新世早期 Rhodope-Pontide Arc 有大型的隱沒增生楔 (subduction-accretion complex)，至始新世晚期增生楔尖端已達 Bitlis-Pötürge Massif 的北邊。在整個漸新世時期，在東安納托利增生楔受其下的海洋岩石圈輸送而不斷地壓縮與增厚，隱沒停止後大陸碰撞開始，中新世中期以後因板塊斷離使軟流圈上湧，造成東安納托利亞高原失去岩石圈地函。(摘自 Sengor et al., 2003)

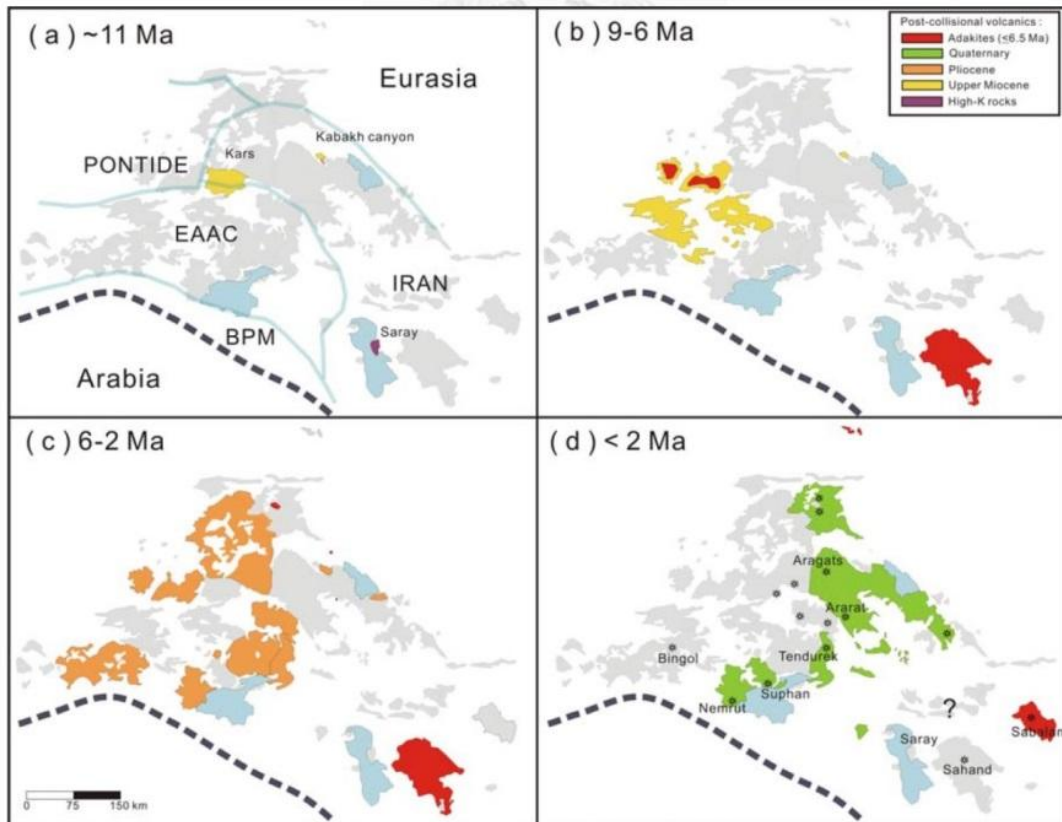


圖 1.4 CIA 地區陸-陸碰撞後火山岩時空變化。圖(a)-(d)表示高鉀鈣鹼性岩漿活動之時空變化趨勢為先向南再向東遷移。(摘自林俞青, 2011)

## 1.2 前人研究

過去研究中，前人利用不同方法探討高加索與周遭區域的岩石圈特性，一般認為東安那托利亞高原與附近區域可能因軟流圈上湧而造成高熱以及可能沒有岩石圈地函的存在，而主要證據來自地震學觀測，其中 Gök et al. (2003, 2011) 於東土耳其、高加索以及伊朗東北部無法觀測到  $S_n$  波。圖 1.5 為 Al-Lazki et al. (2003, 2004) 使用  $P_n$  波相到時殘差逆推此區域地函頂部的速度以及非均向性結果， $P_n$  低速異常區域 ( $< 8 \text{ km/s}$ ) 分布在安納托利亞高原、高加索以及伊朗西北部，可能代表地函頂之部分熔融。而非均向性較強之區域與  $P_n$  低速區域一致， $P_n$  非均向性方向在高加索區域主要為東北-西南方向 (圖 1.5b)。Gök et al. (2007, 2011) 則在安納托利亞高原東北部的上部地函測得明顯的低速剪力波  $V_{SH}$  異常。Gök et al. (2011) 將接收函數—表面波聯合逆推的  $V_s$  結果作不同深度之比較，在 Bitlis Suture 與 Kura Basin 附近下方 35 km 深處的速度較高，亞美尼亞與安納托利亞高原東部較低速；在上部地函深度約 85 km 處，低速區則分布在小高加索南邊與安納托利亞高原 (圖 1.6)。

Zor et al. (2008) 的  $P$  波層析成像 (tomography) 顯示在深度 200 km 以內有明顯速度變化，分別是阿拉伯板塊北部與小高加索區域的兩個高速異常，以及兩個在安納托利亞高原與大高加索東段的低速異常 (圖 1.7)。Zor et al. (2008) 將小高加索區域之高速異常解釋為穩定的岩石圈根，而安納托利亞高原之低速異常則可能為新特提斯洋隱沒板塊拆解軟流圈上湧所造成，大高加索東段之低速異常則可能為岩石圈根拆沉所形成 (Saintot et al., 2006)，並認為被拆解下沉的隱沒板塊可能就是位在東安納托利亞下方更深處 (200 至 400 km) 所觀測到之高速異常。

高加索區域缺少高解析度之地殼構造相關研究，三十多年前 Shengelaya (1980) 以深地震測深 (deep seismic sounding, 簡稱 DSS) 與重力模型得到高加索區域莫荷面深度，大高加索山的莫荷面最深約 60 km，Philip et al. (1989) 提出之 Borzhomi-Kazbeg 左移斷層將大高加索山橫切，且其附近之區莫荷面深度較淺，約為 45 至 50 km 深 (圖 1.8)。Ruppel and McNutt (1990) 利用布蓋重力資料分析大高加索區域，並發現此區域已達地殼均衡。Zor et al. (2003) 使用疊加接收函數以層數為 6 層之模型進行格點搜尋，得到東安納托利亞高原平均莫荷面深度約為 45 km。Gök et al. (2011) 結合接收函數與表面波頻散資料進行聯合逆推求得安納托利亞高



原-高加索-裏海區域之莫荷面深度 (圖 1.9)，東安納托利亞高原之地殼厚度約為 42 至 46 km，與 Zor et al. (2003) 之結果相近，而 Bitlis Suture 與 Kura Basin 的莫荷面深度最淺 (約 35 km)，那附近的莫荷面深度變化較東安納托利亞高原與高加索區域劇烈，該研究中莫荷最深的位置在小高加索 (喬治亞南部) 下方，深度約為 50 km 左右。

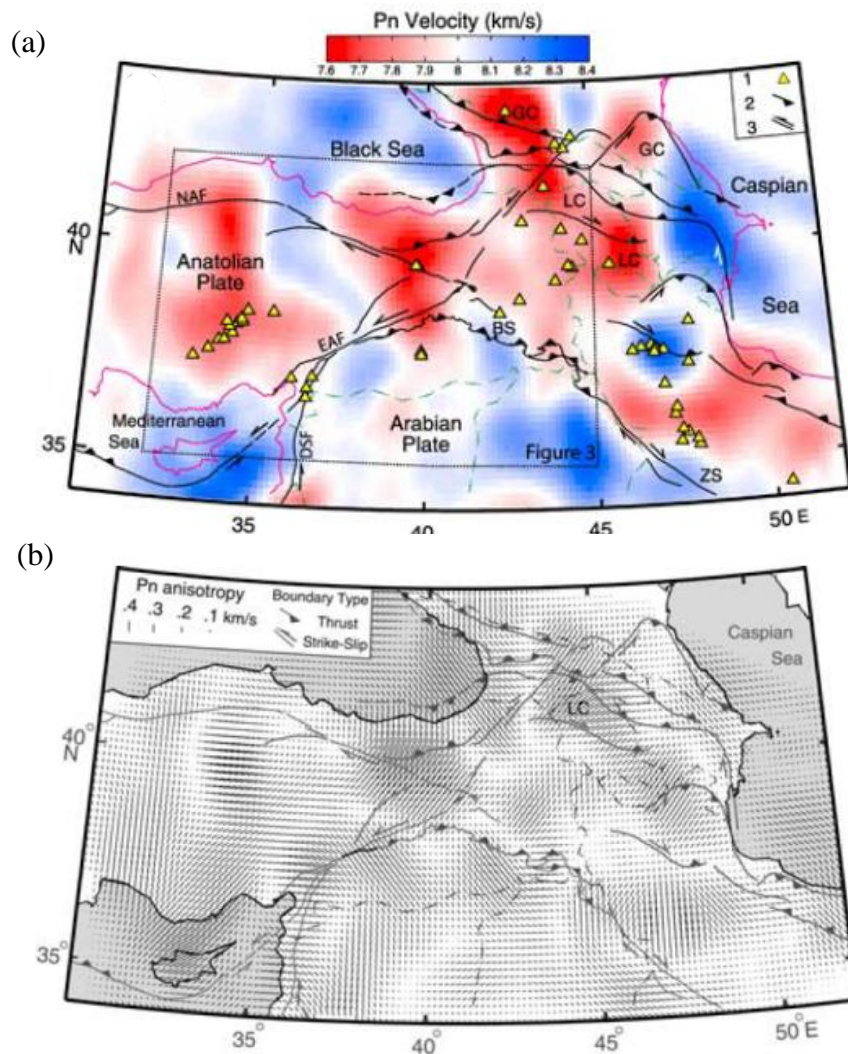


圖 1.5 (a)  $P_n$  速度之逆推層析成像圖，紅色與藍色分別表示低速與高速異常。1 = 第三/四紀火山，2 = 逆衝邊界，3 = 走向滑移邊界。(b) 表示  $P_n$  非均向性，非均向性較強之區域與圖(a)  $P_n$  低速區域一致， $P_n$  非均向性方向在高加索區域主要為東北-西南方向。(摘自 Al-Lazki, 2003)

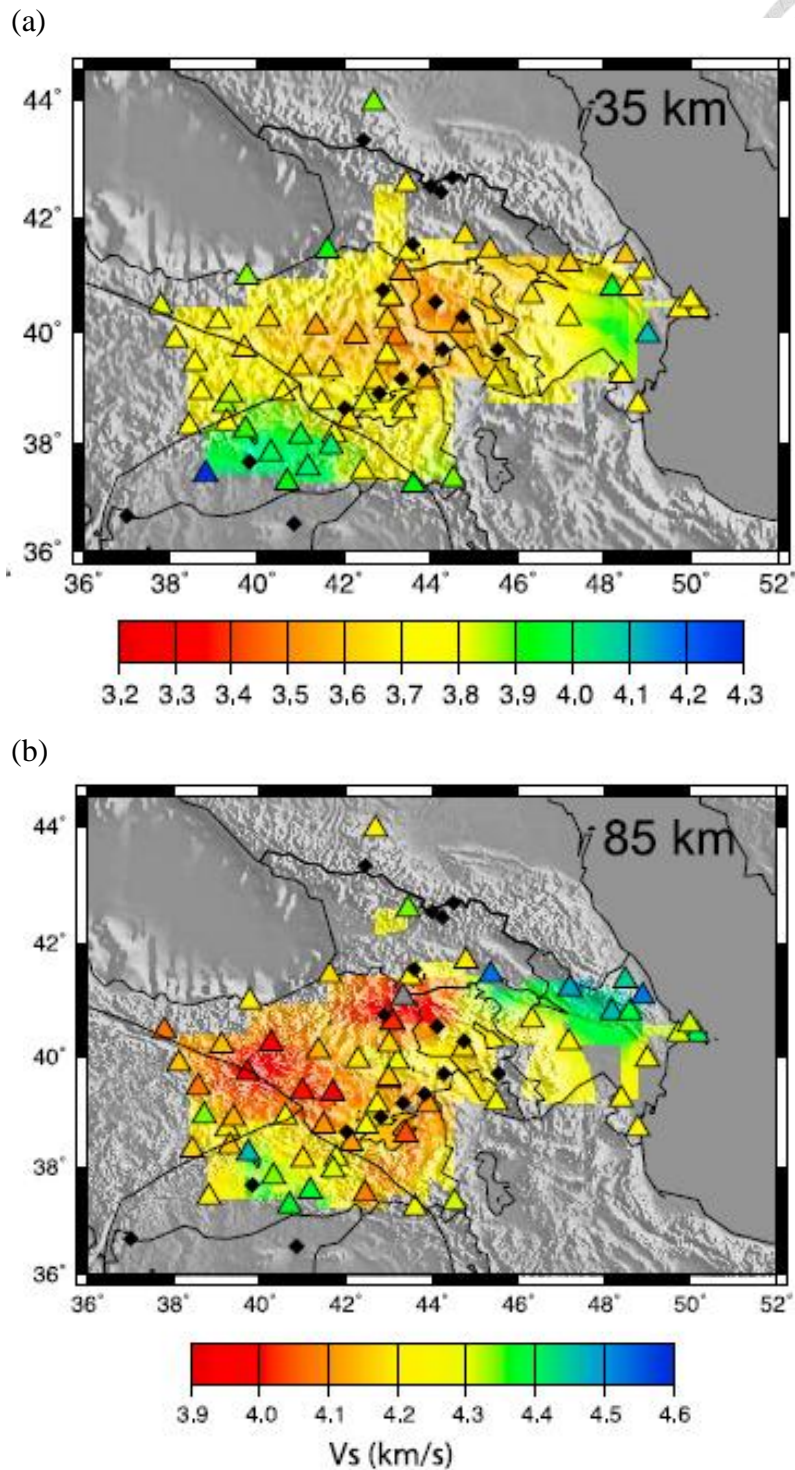
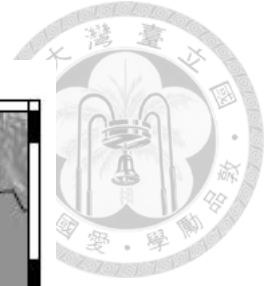


圖 1.6 高加索與鄰近區域之  $S$  波速度分布。(a)與(b)分別為下部地殼 (35 km) 與上部地函 (85 km) 之結果，於安納托利亞東北部與小高加索附近觀測到最低速，三角形為測站分布，黑色菱形為全新世火山。(摘自 Gök et al., 2011)



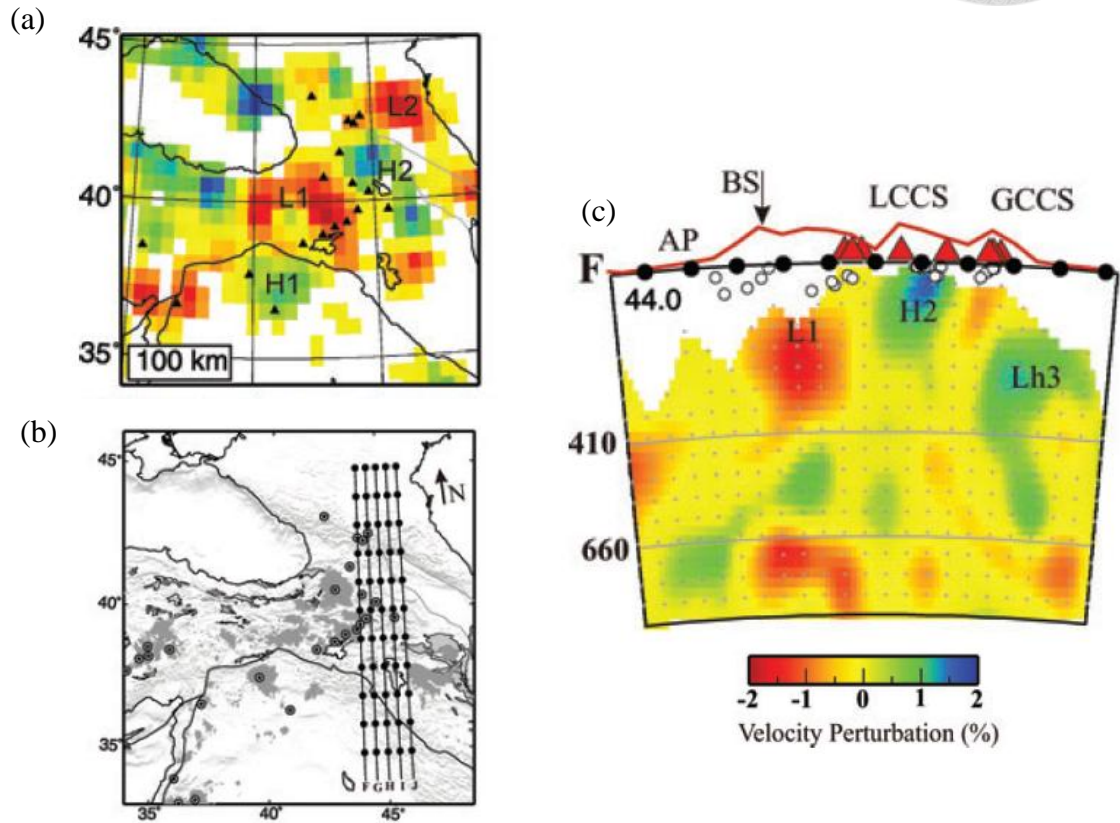


圖 1.7 高加索區域 P 波層析成像法之結果 (摘自 Zor et al., 2008)。 (a) 為深度 100 km 之結果，黑色三角形為火山。 H1 與 H2 標示阿拉伯北部及小高加索之快異常區，L1 與 L2 標示安納托利亞高原與大高加索之慢異常區。 (b) 表示剖面 F 到 J 的位置。 (c) 剖面 F 的結果，白色圓圈為深度 100 km 以內之地震，紅色三角形為火山。

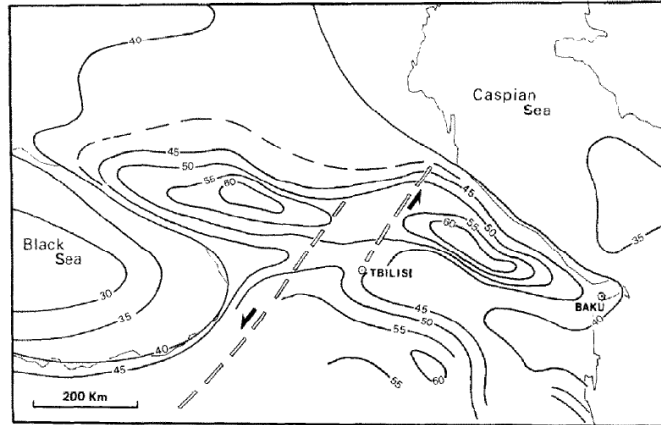


圖 1.8 高加索區域之莫荷面等深線分布圖。黑色箭頭為斷層運動方向，莫荷面有兩個峰值，沿著 NNE 方向之平移斷層錯開約 90 km。(摘自 Philip et al., 1989)

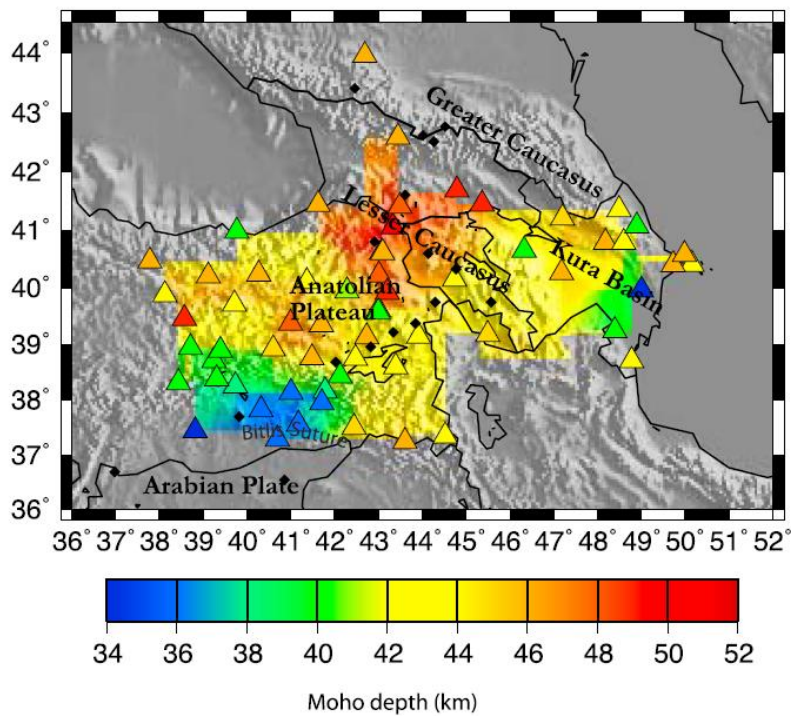


圖 1.9 高加索與鄰近區域使用接收函數與表面波頻散資料聯合逆推結果之內插莫荷面深度。(摘自 Gök et al., 2011)



### 1.3 研究動機與目的

高加索造山帶相對於喜馬拉雅-西藏造山帶而言，仍處於較前期以及規模較小之造山階段，地殼厚度約為 45 至 50 km，比全球大陸地區平均值之 30 至 40 km 厚。回顧高加索相關研究，主要討論為上部地函之波速變化，針對地殼及莫荷面構造的詳細研究較少。Shengelaya (1978) 文獻較早，使用 DSS 方法誤差較大，解析能力有限。雖然 Gök et al. (2011) 所使用的方法與本研究相近，但在高加索區域的測站分布較稀疏，部分測站的逆推結果之速度模型平滑而不易辨識莫荷面。本研究使用中研院新設置的寬頻地震網，測站主要集中在大小高加索之間的喬治亞中部，利用接收函數及表面波頻散資料之聯合逆推求得各測站之一維速度模型，以提升對高加索岩石圈構造的解析度並探討速度變化之可能原因。

### 1.4 本文論文內容

本論文於第一章介紹高加索區域之的地體構造與前人研究結果，針對前人研究較不足的部分說明研究動機與目地。第二章說明接收函數、頻散曲線與聯合逆推之原理以及運算方法。第三章對逆推過程所需的資料處理以及參數設定進行解釋與測試。第四章將逆推結果進行討論與分析，最後於第五章歸納本文的重要結果。

## 第二章 研究方法與原理



本章節將介紹接收函數法的原理與運算方法，並介紹本研究所取得表面波頻散的方法，最後討論結合接收函數與表面波頻散資料之聯合逆推。

### 2.1 接收函數法原理

接收函數法的概念最早始於 Phinney (1964)，以遠震資料記錄中水平與垂直向頻譜相除計算測站下方對應之頻譜，並分析測站下方對應頻譜長週期部分 (0.02-0.2 Hz) 之構造。Langston (1979) 進一步有效應用時間域解迴旋技術，將遠震  $P$  波之水平分量波形上的垂直分量訊號予以移除，並同時消去震源與儀器效應，所得之波形強調測站下方地層中不連續面所造成的轉換波相，即為一般所稱的接收函數 (圖 2.1)。Ammon (1991) 之後將其原理詳細整理，此節僅針對重點說明。

根據 Langston (1979)，測站所記錄之  $P$  波波形位移函數  $D(t)$  可表示為震源函數  $S(t)$ 、水平地層的脈衝反應  $E(t)$  與儀器響應  $I(t)$  等三個方程的時間域迴旋 (convolution)， $D(t)$  的垂直向 ( $V$ )、徑向 ( $R$ )、及切向 ( $T$ ) 三分量可分別表示為：

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \quad (2.1)$$

當遠震平面  $P$  波幾近垂直入射，地層反射信號可忽略，垂直向的路徑效應  $E_V(t)$  被視為一脈衝函數  $\delta(t)$ ，因此可將垂直向波形簡化為震源函數與儀器響應之迴旋：

$$D_V(t) \cong I(t) * S(t) \quad (2.2)$$

將垂直向波形對水平向波形進行解迴旋運算 (deconvolution)，消除震源與儀器效應並得到測站下方之路徑效應。其表示式如下：

$$\begin{aligned} E_R(t) &\cong D_R(t) * D_V^{-1}(t) \\ E_T(t) &\cong D_T(t) * D_V^{-1}(t) \end{aligned} \quad (2.3)$$

在均向性介質的水平地層中， $E_T(t)$  的能量並不顯著，而  $E_R(t)$  則為主要被分析之  $P$  波接收函數波形，可將其視為  $P$  波經過速度不連續面之一連串折射與反射之  $P$  與  $S$  轉換波所組成 (圖 2.1)。直達  $P$  波後之轉型波相以對應之地層路徑命名，並

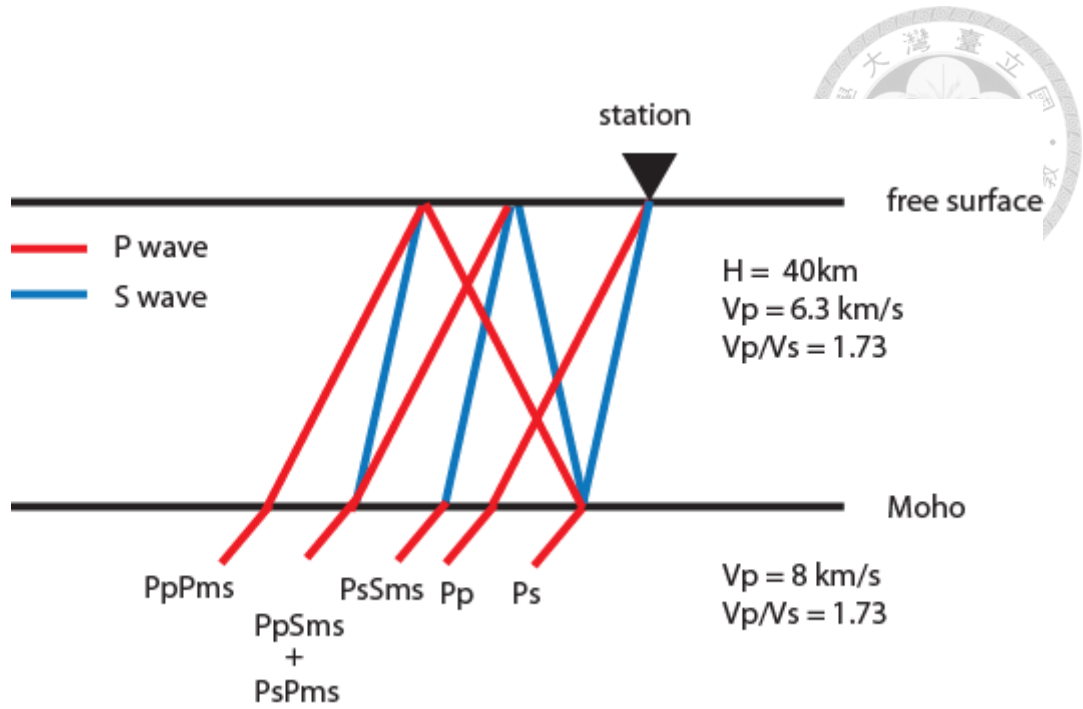
且隨著反射次數增加，轉型波相之振幅隨之變小（圖 2.1）。其中，經由莫荷面折射的  $P_S$  為最明顯且振幅較大之波相，其他重要波相包括  $PpPms$  及  $PsPms+PpSms$ ，透過分析接收函數之各個轉換波到時與振幅用以了解地層間之速度變化。

接收函數中轉型波相與直達  $P$  波間的到時差受控於地層平均  $P$  波速度 ( $V_p$ )、 $S$  波速度 ( $V_s$ ) 以及地層厚度 ( $H$ ) 三個變數，以波相  $P_S$ 、 $PpPms$  及  $PsPms+PpSms$  為例：

$$\begin{aligned}
 T_{P_S} &= H \left( \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right) \\
 T_{PpPms} &= H \left( \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right) \\
 T_{PsPms+PpSms} &= 2H \left( \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} \right)
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

其中  $p$  為入射  $P$  波的波線參數 (ray parameter)，因接收函數對相對速度敏感而非絕對速度，速度 ( $V$ ) 與厚度 ( $H$ ) 之間的權衡問題 (trade-off) 需要加入其他的絕對速度訊息，才能有效約束正確的不連續面深度 (Ammon et al., 1990)。

(a)



(b)

ray parameter 0.065

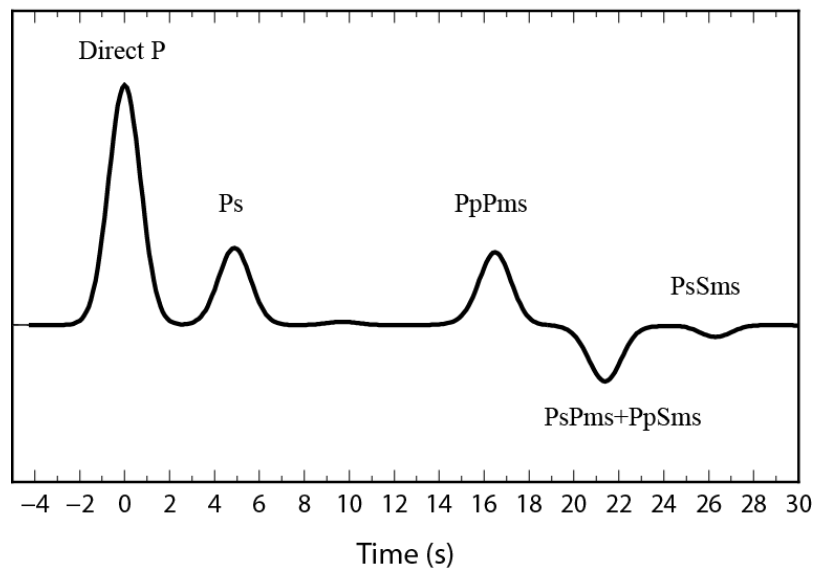


圖 2.1 接收函數之各波相路徑與波形示意圖。(a) 以單層模型示意接收函數中各轉型波相之路徑， $H$  為莫荷面深度。(b) 為利用(a)模型及波線參數 (ray parameter)  $0.065 \text{ s/km}$  計算之合成接收函數波形，其中包含對應(a)的各種轉型波相與相對直達  $P$  波之到時。



## 2.2 時間域迭代之解迴旋法

解迴旋運算為接收函數法中的重要計算過程，常見的解迴旋方法有兩種：頻率域相除法以及時間域迭代法，其中後者相對較穩定(Ligorria & Ammon, 1999)。由於在頻率域相除時，為了避免分母數值過低造成計算不穩定產生錯誤數值，需要在分母數值中加入水準值 (water level) 的人為控制條件(Ammon, 1991)，除了造成旁瓣 (side-lobe) 效應外，當資料品質較差時，人為控制水準值的影響加重，導致接收函數波形的可信度下降，因此我們在本研究中使用時間域迭代法來避免頻率域相除法之缺點。

時間域迭代法完全在時間域進行，其原理為利用垂直向與水平向波形反覆進行交互相關 (cross-correlation)，逐次增加接收函數的脈衝數量直到得出理想的接收函數波形，其所得之接收函數波形與垂直向波形進行迴旋後的結果與水平向波形最為相似(Ligorria and Ammon, 1999)。

為了增加計算的穩定度，徑向與垂直向波形需先經過高斯函數  $G(f)$  低通濾波：

$$G(f) = e^{-\pi^2 f^2 / a^2} \quad (2.5)$$

其中  $a$  值用以控制高斯濾波的寬度 (width of Gaussian filter)， $a$  值越大所涵蓋的頻寬越寬，高頻訊號也越多，在頻率約  $1/2 a$  時高斯函數之振幅降至峰值的 0.1 (圖 2.2)。

濾波後，將徑向與垂直向兩波形進行第一次交互相關，選取最大振幅之脈衝函數  $\delta_1(t)$  為第一次迭代之接收函數，將此接收函數與垂直向波形進行迴旋，得到對應此迭代接收函數之迭代徑向波形。將實際徑向波形減去迭代徑向波形求得殘餘波形後，殘餘波形再與垂直向波形進行第二次交互相關，取最大振幅之脈衝函數為  $\delta_2(t)$ ，依此類推直至徑向殘餘波形小於一定數值，最後可以得到  $\delta_3(t)$ 、 $\delta_4(t)$ ... $\delta_n(t)$  之脈衝訊號，最後將所得脈衝相加即為所求之接收函數，其中  $n$  為迭代次數 (圖 2.3)。適當之迭代次數的選定在第三章有進一步測試與說明。

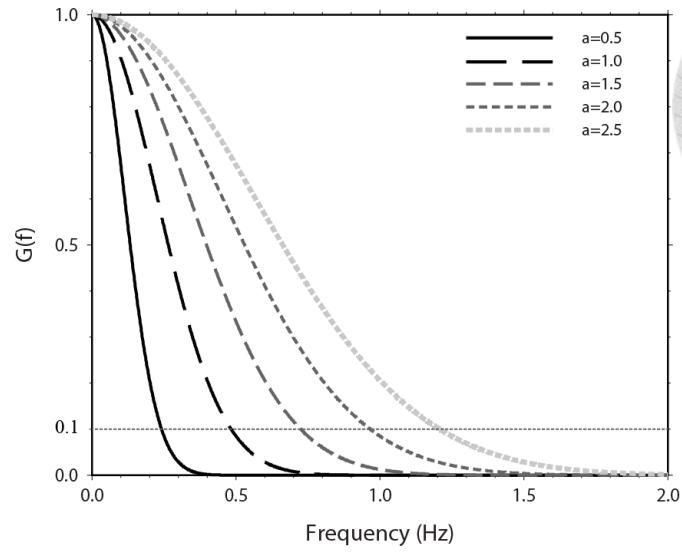
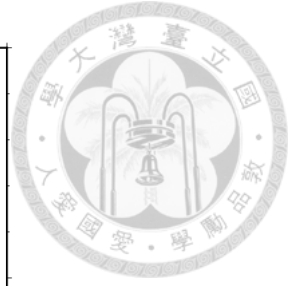


圖 2.2 不同 a 值之高斯濾波函數曲線圖。

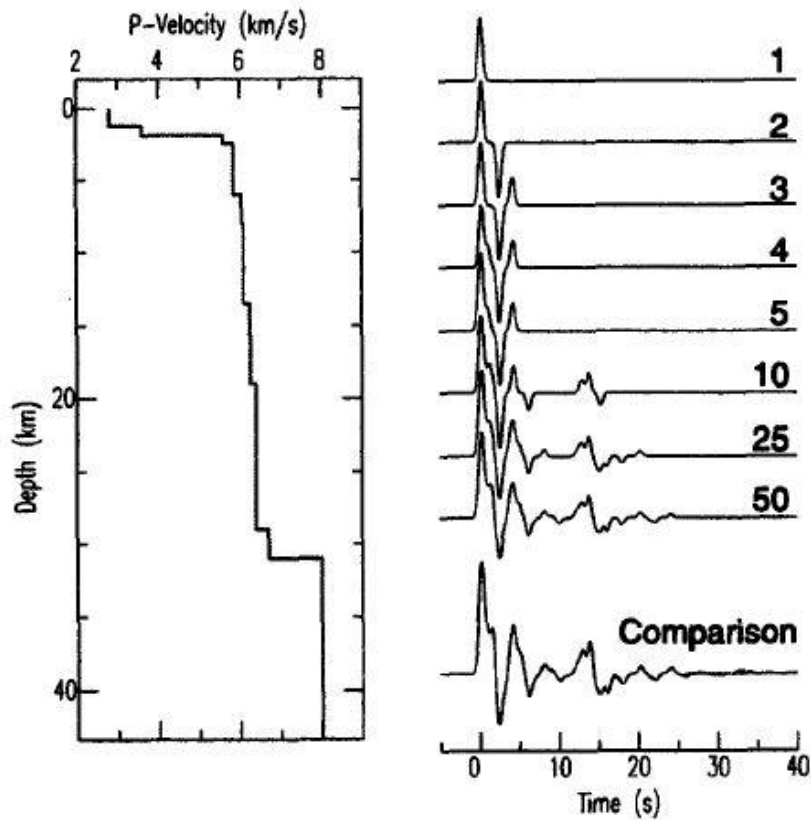


圖 2.3 時間域迭代解迴旋示意圖。左圖為計算合成波形使用之速度模型，右圖為不同迭代次數所得接收函數波形，右端數字為迭代次數。右下圖為頻率域相除解迴旋法結果。(摘自 Ligorria and Ammon, 1999)





## 2.3 雙站分析法

表面波為沿著地表與近地表地層傳遞之震波，並分為雷利波 (Rayleigh wave) 與洛夫波 (Love wave) 兩種型態。雷利波包含  $P$  與  $SV$  兩種能量，在垂直與徑向分量上振動，質點運動軌跡為橢圓，洛夫波只包含切向分量振動之  $SH$  資訊。表面波速度由一個厚度範圍所貢獻而非一特定深度，週期越大，敏感深度可達越深，如圖 2.4 所示，週期 20 s 的雷利波相速度對地殼平均速度較敏感，而深度 100 km 附近之地函岩石圈速度則對應 80 s 左右的週期。

頻散為表面波速度隨著不同週期變化，其波速分為群速度 (group velocity) 與相速度 (phase velocity)。群速度反映能量的傳遞，為波包的傳遞速度，相速度則為相位的傳遞速度。表面波頻散曲線提供  $S$  波在不同深度範圍之平均速度而無法提供細部構造速度變化，此特性剛好與接收函數互補。

本研究利用雙站法原理求得雷利波之相速度頻散曲線 (e.g., Yao et al., 2006; Kuo et al., 2009)，需選取與兩測站落在同一個大圓路徑上之地震，將兩站波形做互相關所得之函數，可視為以離地震較近之測站為震源，傳播路徑為兩測站之間的脈衝響應 (Landisman et al., 1969)。利用多重濾波將互相關之結果針對不同週期  $T$  給予高斯濾波，計算該週期之相位經過兩站所需之時間  $\Delta t(T)$ ，利用兩站之震央距  $D_1$  與  $D_2$  (其中  $D_2 > D_1$ ) 推求相速度  $c(T)$  如下：

$$c(T) \approx \frac{D_2 - D_1}{\Delta t(T)} \quad (2.6)$$

因互相關在同一週期會得到幾種可能之相速度，我們選取相速度值在週期 40 s 時最接近 4 km/s 之結果為最適當之頻散曲線 (圖 2.5)。然而雙站法之敏感區域並非單純落在兩站間之大圓路徑上，而是分布在更加寬廣的區域 (圖 2.6)，因此仍可能受到非兩站之間的構造所影響 (e.g., Kuo et al., 2009)。

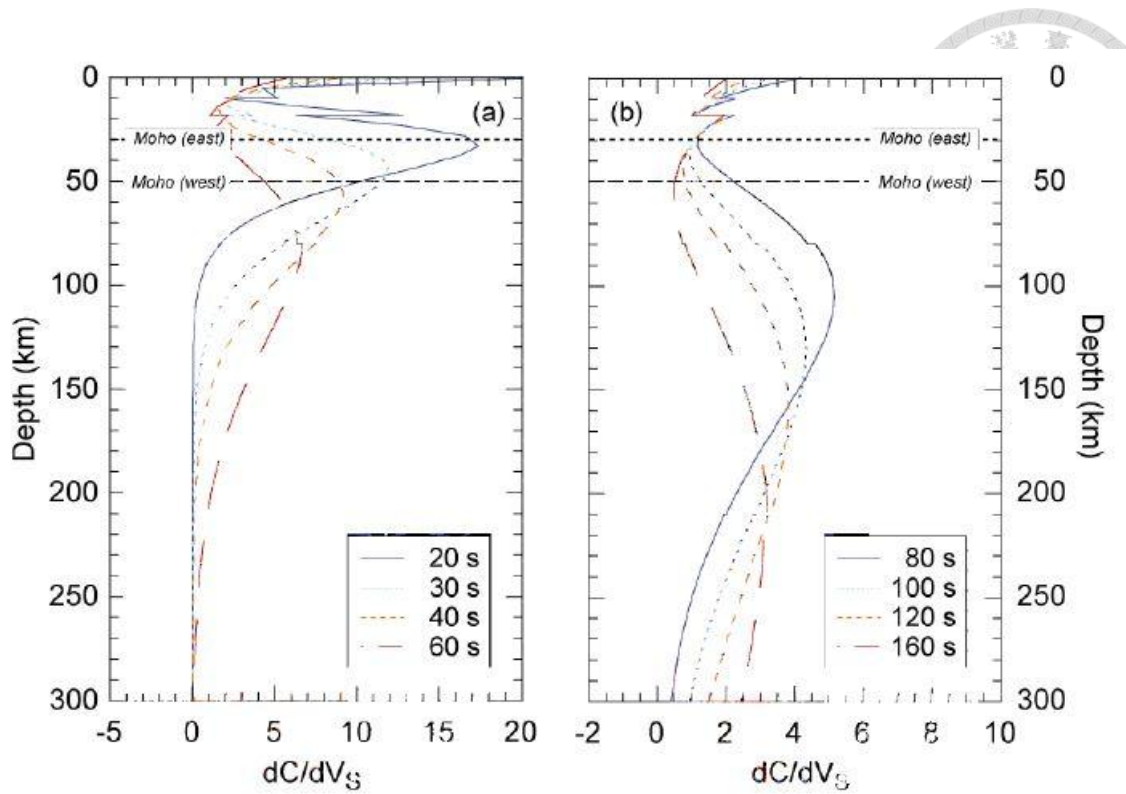


圖 2.4 不同週期之雷利波相速度對深度之敏感程度變化，反映週期越長敏感深度越深。(a) 為週期 20 至 60 s 對深度之敏感程度 (b) 為 80 至 160 s 對深度之敏感程度。  
(摘自 Legendre et al., 2014)

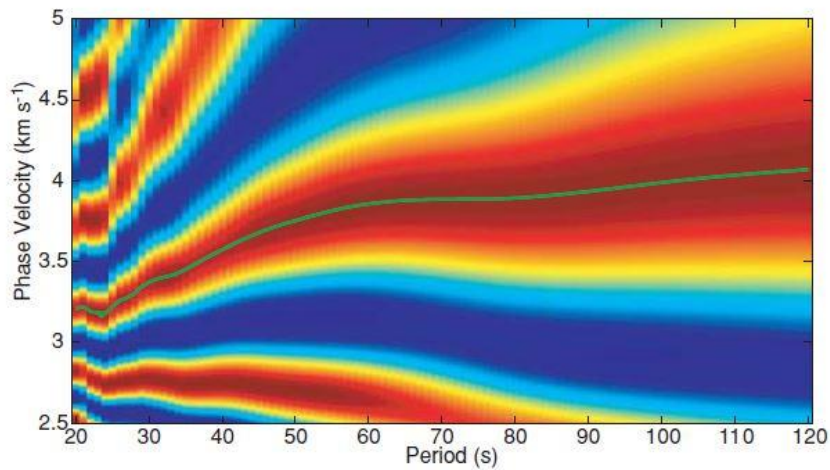


圖 2.5 使用影像轉換技術(image transformation technique)表示雙站法取得之雷利波相速度頻散曲線。紅色代表兩站波形交互相關求出較可能之相速度值，綠色線為最可能之頻散曲線。(摘自 Yao et al., 2006)

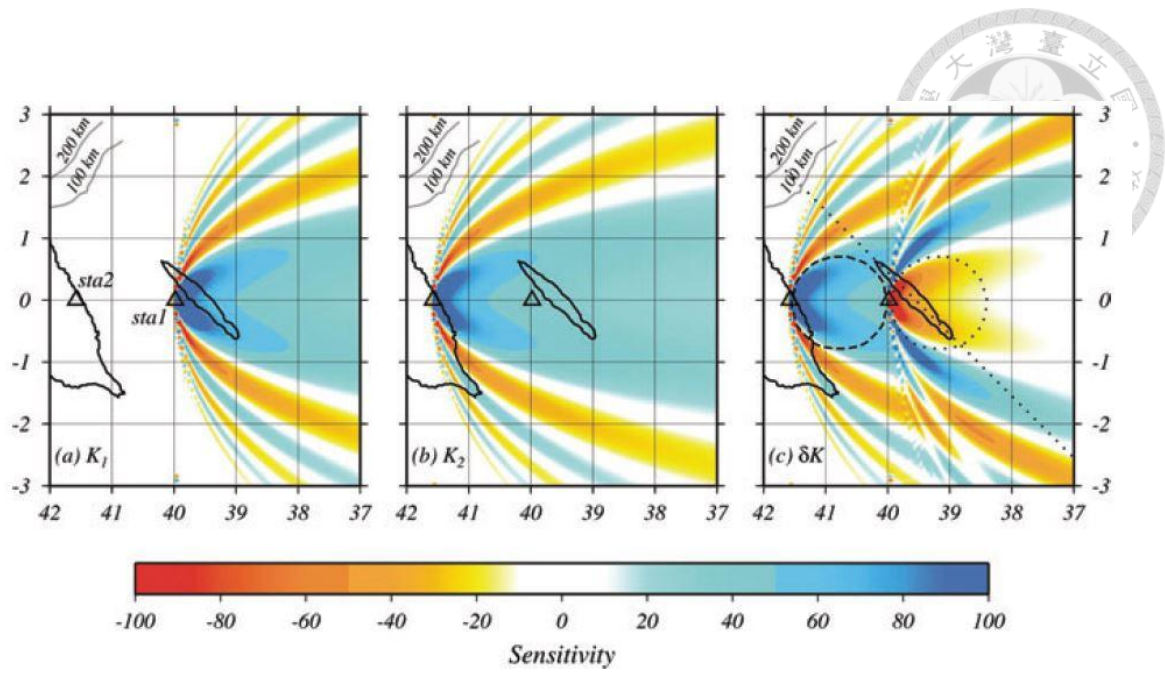


圖 2.6 雷利波相速度對於傳播路徑之敏感區域。左圖與中圖為對於單一測站之敏感區域，右圖為使用雙站法改變敏感區域情形。(摘自 Kuo et al., 2009)



## 2.4 聯合逆推法

在本研究中聯合逆推接收函數與表面波頻散兩種觀測資料推求測站下方之  $S$  波速度模型，資料與模型的關係表示如下：

$$\mathbf{d}_i = \mathbf{G}_{ij} \mathbf{m}_j \quad i = 1, 2, 3, \dots, N \quad j = 1, 2, 3, \dots, M \quad (2.7)$$

$\mathbf{d}$  為  $N$  個資料點之資料向量 (data vector)， $\mathbf{m}$  為  $M$  個模型參數之模型向量 (model vector)，而  $\mathbf{G}$  為連接觀測資料與  $S$  波速度模型之  $N \times M$  關係矩陣，又稱資料算核 (data kernel)。由於觀測資料與模型為非線性關係須經過線性化 (linearized) 與迭代方式 (iterative approach) 逆推運算。 $\delta \mathbf{m}$  為模型修正量， $\mathbf{m}_0$  為初始模型。

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \delta \mathbf{m} \quad (2.8)$$

$$\mathbf{G}_i[\mathbf{m}] = \mathbf{G}_i[\mathbf{m}_0 + \delta \mathbf{m}] \quad (2.9)$$

並於  $\mathbf{m}_0$  處做泰勒展開

$$\mathbf{G}_i[\mathbf{m}] = \mathbf{G}_i[\mathbf{m}_0] + \left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \delta \mathbf{m} \right)_i + \mathbf{O} \left\| \left( \delta \mathbf{m}^2 \right) \right\| \quad (2.10)$$

$\left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \delta \mathbf{m} \right)_i$  表示  $\mathbf{G}$  在  $\mathbf{m}_0$  處做一次偏微分並與  $\delta \mathbf{m}$  內積， $\mathbf{O} \left\| \left( \delta \mathbf{m}^2 \right) \right\|$  高次項為非線性項，去除高次項並線性化後表示為：

$$\left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \delta \mathbf{m} \right)_i \approx \mathbf{G}_i[\mathbf{m}] - \mathbf{G}_i[\mathbf{m}_0] \quad (2.11)$$

並改寫成：

$$\left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \delta \mathbf{m} \right)_i \approx \mathbf{d}_i - \mathbf{G}_i[\mathbf{m}_0] \quad (2.12)$$

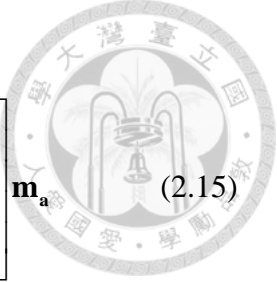
將公式 2.12 等式兩邊各加入  $\left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \mathbf{m}_0 \right)_i$  做計算 (Shaw and Orcutt, 1985; Ammon et al., 1990)：

$$\left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \delta \mathbf{m} \right)_i + \left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \mathbf{m}_0 \right)_i \approx \mathbf{d}_i - \mathbf{G}_i[\mathbf{m}_0] + \left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \mathbf{m}_0 \right)_i \quad (2.13)$$

並簡化成：

$$\left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \mathbf{m} \right)_i \approx \delta \mathbf{d}_i + \left( \nabla \mathbf{G} \Big|_{\mathbf{m}_0} \cdot \mathbf{m}_0 \right)_i \quad (2.14)$$

$\delta \mathbf{d}$  為資料向量殘差，公式 2.14 之矩陣設置根據 Julia et al., (2003) 為：



$$\begin{bmatrix} \sqrt{\frac{\mathbf{p}}{\mathbf{w}_s^2}} \nabla \mathbf{G}_s \\ \sqrt{\frac{\mathbf{1}-\mathbf{p}}{\mathbf{w}_r^2}} \nabla \mathbf{G}_r \\ \alpha \Delta \\ \mathbf{W} \end{bmatrix} \mathbf{m} = \begin{bmatrix} \sqrt{\frac{\mathbf{p}}{\mathbf{w}_s^2}} \delta \mathbf{d}_s \\ \sqrt{\frac{\mathbf{1}-\mathbf{p}}{\mathbf{w}_r^2}} \delta \mathbf{d}_r \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \sqrt{\frac{\mathbf{p}}{\mathbf{w}_s^2}} \nabla \mathbf{G}_s \\ \sqrt{\frac{\mathbf{1}-\mathbf{p}}{\mathbf{w}_r^2}} \nabla \mathbf{G}_r \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \mathbf{m}_0 + \begin{bmatrix} \mathbf{0} \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{W} \end{bmatrix} \mathbf{m}_a \quad (2.15)$$

$$\mathbf{w}_s^2 = \mathbf{N} \cdot \sigma_s^2 \quad \mathbf{w}_r^2 = \mathbf{N} \cdot \sigma_r^2 \quad (2.16)$$

$\delta \mathbf{d}_s$  與  $\delta \mathbf{d}_r$  為表面波頻散與接收函數之資料向量殘差， $\nabla \mathbf{G}_s$  與  $\nabla \mathbf{G}_r$  為其對應之資料算核。 $\mathbf{m}_a$  為各層先驗速度值， $\mathbf{W}$  則為控制先驗速度值之權重參數矩陣。 $\mathbf{N}$  為資料點數， $\sigma$  為變異度， $\mathbf{w}_s^2$  與  $\mathbf{w}_r^2$  作用為平衡資料點數與變異度的影響。將兩資料之比重正規化。 $\mathbf{p}$  與  $(\mathbf{1}-\mathbf{p})$  為兩資料之權重，並且  $\mathbf{p}$  介於 0 與 1 之間。 $\Delta$  為平滑度矩陣，控制模型層與層之間速度變化量。平滑度矩陣表示如下：

$$\Delta = \begin{bmatrix} -1.5 & 1.5 & 0 & 0 & \dots \\ 0 & 1 & -2 & 1 & \dots \\ 0 & 0 & 1 & -2 & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 1 & \dots \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

$\alpha$  則為控制平滑程度與擬合程度權衡問題之參數， $\alpha = \mathbf{s}_0 \cdot \mathbf{S}$  其中  $\mathbf{s}_0$  控制整個參數之倍率， $\mathbf{S}$  為控制各層平滑矩陣之權重參數矩陣，在本研究中  $\mathbf{s}_0$  固定為 0.1。公式 2.14 經廣義反矩陣  $(\nabla \mathbf{G} |_{\mathbf{m}_0})^{-\#}$  計算直接求得迭代模型向量  $\mathbf{m}$  而非迭代模型修正向量  $\delta \mathbf{m}$ ：

$$\mathbf{m} = (\nabla \mathbf{G} |_{\mathbf{m}_0})^{-\#} \cdot (\delta \mathbf{d} + \nabla \mathbf{G} |_{\mathbf{m}_0} \cdot \mathbf{m}_0) \quad (2.18)$$

$\mathbf{m}$  為欲求得之模型向量，將  $\mathbf{m}$  代入公式 2.14 之初始模型  $\mathbf{m}_0$  進行迭代計算至模型向量收斂。其迭代次數的決定方法在第三章有進一步說明。

### 第三章 資料及分析



本研究所使用之測站來源為中研院地球所與台灣大學地質系所合作之絲路計畫自 2008 年起於喬治亞境內設置的 11 個臨時寬頻地震儀，但由於 2008 年 8 月喬治亞與俄羅斯發生戰爭，位於南奧塞提亞三個測站已被俄國佔領而無法取得資料，扣除部分不穩定之測站，本研究主要使用台灣在喬治亞境內設置之 6 個寬頻站於 2008 至 2012 年間所收到的地震資料，並另外加入 2011 年間 3 個喬治亞本國之寬頻地震站資料，測站分布如圖 3.1 所示。本研究使用軟體套件 Antelope 系統維護喬治亞之原始連續紀錄並建立地震波形資料庫，依研究所需擷取適當之波形。

以下介紹接收函數與表面波頻散資料來源及分析過程，並說明聯合逆推之各參數設定。研究流程如圖 3.2 所示。

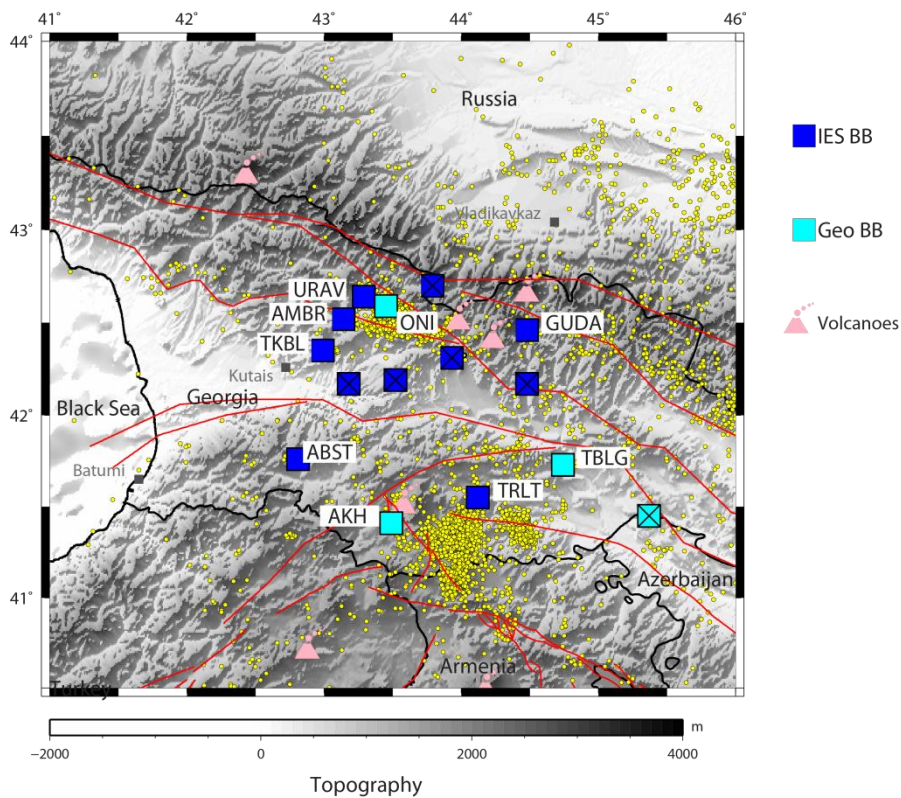


圖 3.1 研究區域之寬頻測站分布圖，來自中研院地球所(IES)和喬治亞(Geo) 兩個寬頻網，其中無法使用的測站以叉號表示。紅色線為斷層位置，黃色圓點為 2005 至 2010 年之背景地震，地震目錄由喬治亞地震中心 (Seismic Monitoring Center of Georgia, 網址 [www.seismo.ge](http://www.seismo.ge)) 提供。

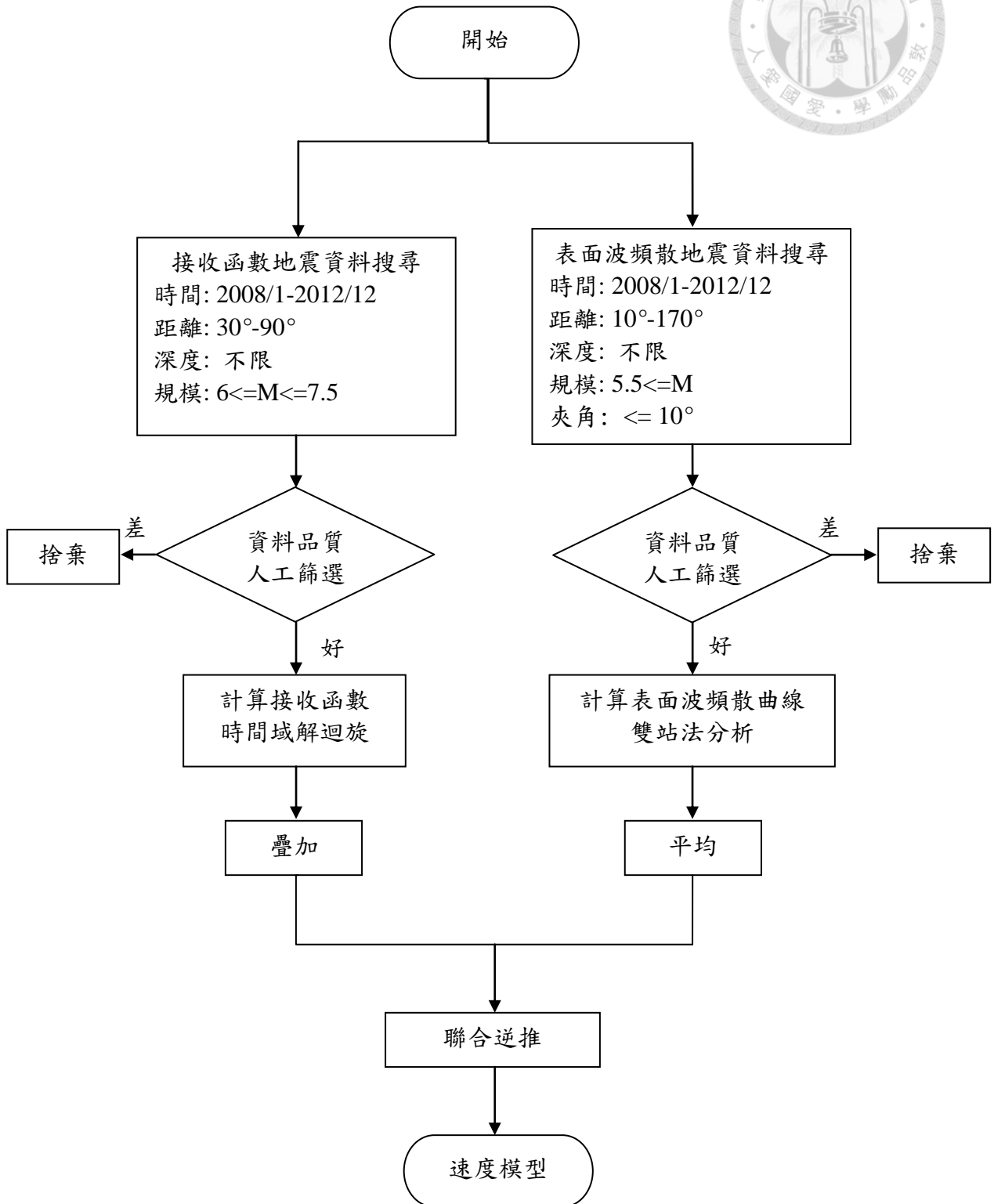


圖 3.2 資料分析流程圖。





### 3.1 接收函數分析

本章節介紹接收函數使用之地震資料篩選與處理過程，以及使用之參數設定與討論。

#### 3.1.1 接收函數之地震資料篩選與處理

本研究以高加索區域為中心（座標  $44.74^{\circ}\text{E}/40.15^{\circ}\text{N}$ ）搜尋 2008 至 2012 年震央距  $30^{\circ}$  至  $90^{\circ}$  之間，規模 6 至 7.5 且深度不限之地震，共有 375 個地震符合搜尋範圍（圖 3.3）。由圖可知地震分布極為不均，地震主要集中在後方位角  $30^{\circ}$  至  $120^{\circ}$  之間的西太平洋隱沒帶上，且只有方位角  $90^{\circ}$  至  $120^{\circ}$  間的地震提供較寬的震央距（或波線參數）範圍。由資料庫擷取地震事件波形後，我們將所有波形去除平均值（mean）以及移除線性趨勢（linear trend），並將水平波形旋轉至徑向與切向分量，以人工剔除資料品質較差之地震，使用訊噪比佳的波形擷取  $P$  波前 15 s 與後 100 s 進行解迴旋運算，得到接收函數（圖 3.4）。

我們對每一筆地震分別使用四種高斯濾波寬度（ $a = 1.0, 2.5, 2.0, 2.5$ ）計算接收函數，由於  $a$  值較大時涵蓋較高之頻率（圖 2.2），對於細部構造的解析能力較好，較低之濾波寬度則強調低頻訊號。若地層並非一維均向性構造，接收函數會隨著波線參數與後方位角改變轉換波相之到時與振幅，並且因通過的路徑改變，轉換波特性和可能會隨之改變，因此在執行逆推分析前我們會先觀察接收函數波形的一致性。

接下來本文以 TKBL 與 AMBR 為例討論所得接收函數的特性。經篩選後，TKBL 有 72 筆接收函數資料可分析，大約在 6 s 處有明顯來自莫何面的  $P_s$  訊號，並且在高斯濾波寬度較大的情況下接收函數仍然有較高一致性（圖 3.5），在高頻訊號中約 2 s 處還有另一個明顯訊號在後方位角大於  $110^{\circ}$  的範圍，此時 16 s 處的複反射訊號也較其他方位強。相較之下，AMBR 經篩選後有 134 筆接收函數資料可分析，大約在 6 s 處有明顯  $P_s$  訊號，然而在高斯濾波寬度較大的情況下，直接  $P$  波附近的訊號較複雜（可見兩個波峰），可能是與強烈的淺層速度變化有關（圖 3.6）。由兩測站可以明顯觀測到接收函數所接收之訊號隨著後方位角改變而有所變化，暗示地層的非均向性（anisotropy）、傾斜（dipping）或是側向不均（lateral heterogeneity）的可能。



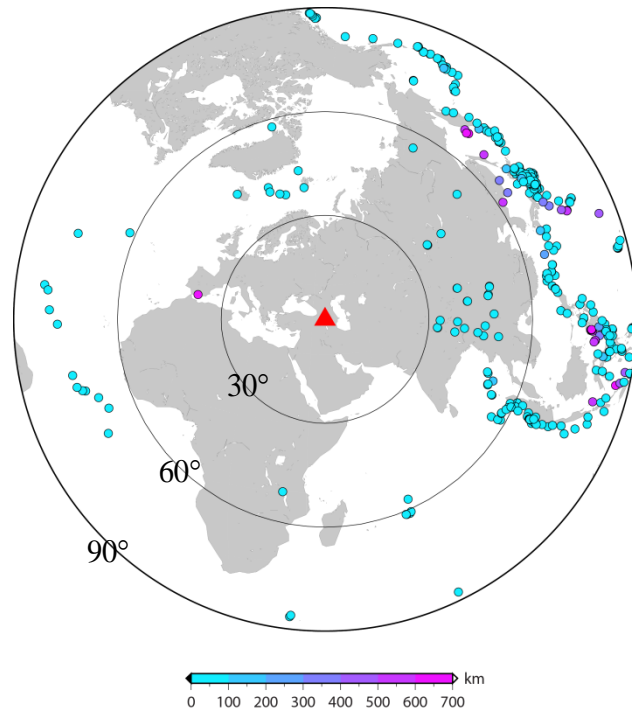


圖 3.3 地震分布圖。紅色三角形為以高加索為中心，同心圓分別代表距離中心 30°、60°、及 90° 之等距線。

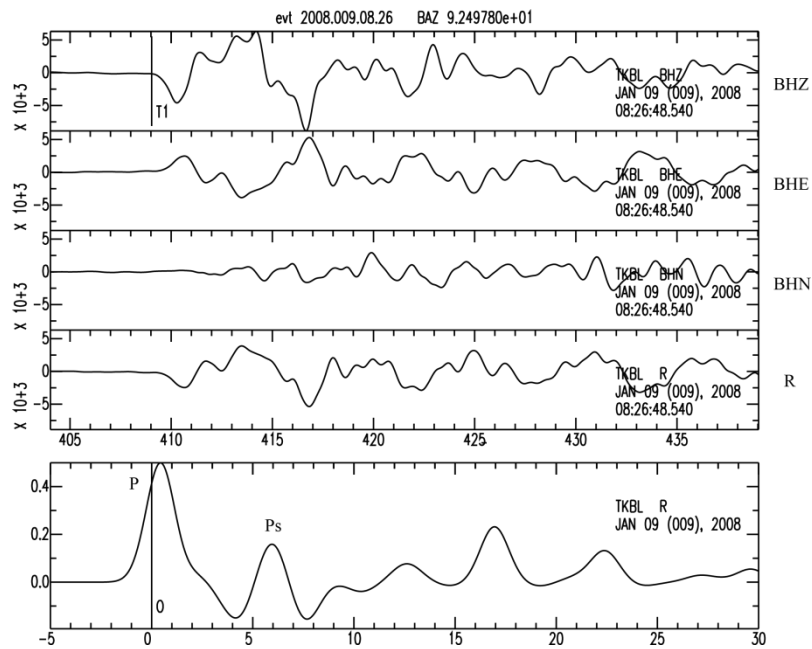


圖 3.4 接收函數之解迴旋過程 (以測站 TKBL 所接收之地震 2008/01/09 08:26:48 為例)。圖由上而下分別是  $P$  波在垂直向、東西方、南北方、與旋轉後之徑向波形以及經解迴旋後之徑向接收函數波形 (高斯濾波寬度 1.0)。

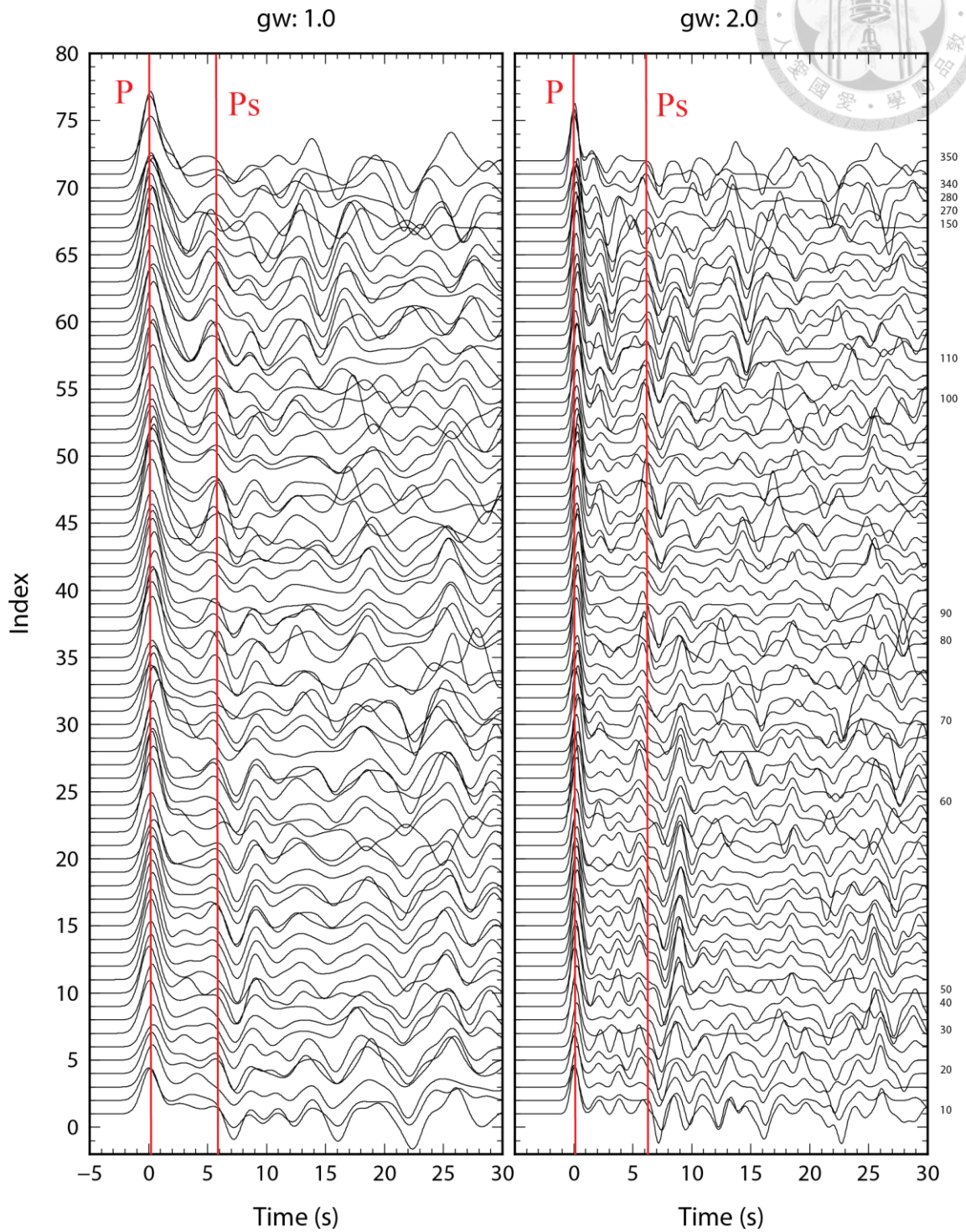


圖 3.5 測站 TKBL 所接收之接收函數波形。包含所有波線參數與後方位角之接收函數，高斯濾波寬度分別為 1.0 與 2.0，右方數字表示後方位角範圍。

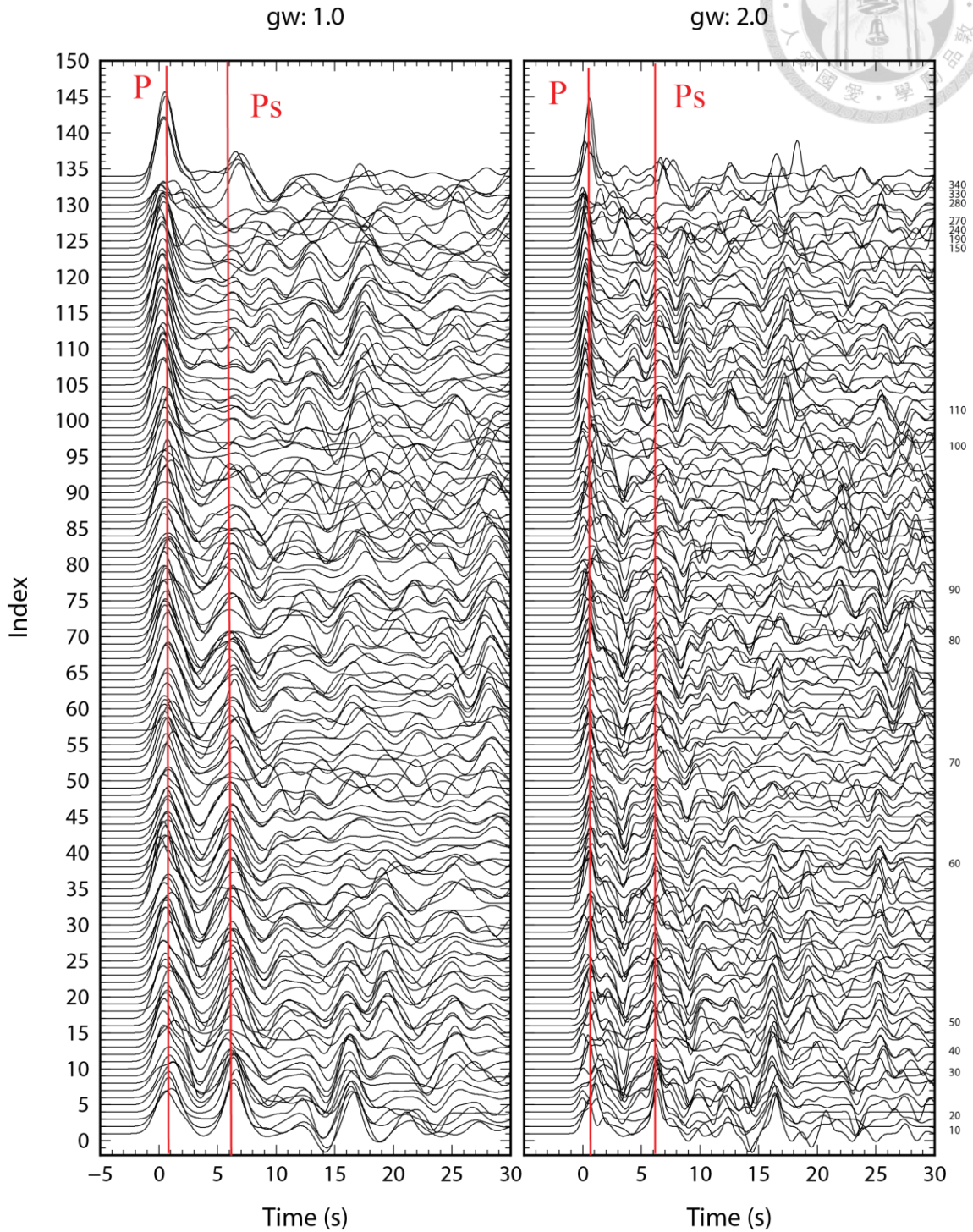
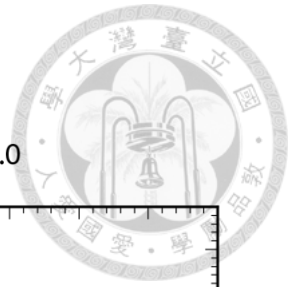


圖 3.6 測站 AMBR 所接收之接收函數波形。包含所有波線參數與後方位角之接收函數，高斯濾波寬度分別為 1.0 與 2.0，右方數字表示後方位角範圍。



### 3.1.2 時間域解迴旋之穩定度測試及參數設定

本研究 2.2 節介紹計算接收函數之時間域解迴旋方法，其中迭代次數會影響對應之水平訊號與實際觀測紀錄的擬合程度，並且進行迭代之資料長度也會影響最後解迴旋之結果。為決定適當迭代停止時機，可以限制之參數分別為迭代次數與每次迭代進步程度兩項門檻值，在本研究中將迭代進步程度給予極小門檻值 (0.001%)，代表迭代不受進步程度所限制。並且使用三種不同迭代資料長度測試迭代次數對結果的影響程度，得以決定迭代次數之門檻值 (圖 3.7)。

我們以測站 TKBL 做測試，分別選取訊噪比較高 ( $S/N=7.17$ ) 與另一個訊噪比較低 ( $S/N=2.34$ ) 之地震資料，擷取  $P$  波到時前 5 s 至後 50 s、100 s 及 200 s 三種資料長度解迴旋。結果如圖 3.7 所示，當迭代次數越高，對應之水平訊號與實際觀測之水平紀錄的誤差值越小，當誤差值降低幅度趨近平緩，代表擬合程度已經無法明顯提升，繼續迭代會在接收函數上加入不必要的脈衝函數，這些微弱訊號在接收函數中並不重要也可能是背景雜訊。

比較兩地震資料結果，資料長度 50 s 與 100 s 之誤差值較低，且在迭代次數為 100 時三種資料長度之誤差值即便再增加迭代次數其誤差值無明顯變小，然而比較三種資料長度迭代 200 次之迭代接收函數，資料長度 100 s 與 200 s 所得之波形 (30 s 時窗內) 較為相似，與 50 s 結果較為不同。我們認為，解迴旋結果中，資料長度 50s 雖然可以得到較密集之脈衝，但相對 100 s 結果並無明顯提升與實際觀測紀錄之擬合程度，並且 100 s 與 200 s 結果較相近，推測資料長度 100 s 解迴旋結果較穩定，沒有加入太多不必要之脈衝函數。由於三種資料長度皆在迭代 100 次時誤差值穩定不再有太大變化，我們最後選定使用資料長度  $P$  波到時後 100 s 進行解迴旋，並且設定迭代次數 100 作為停止迭代的門檻值。訊噪比較高 ( $S/N=7.17$ ) 與較低 ( $S/N=2.34$ ) 之地震資料解迴旋測試結果中，資料長度 100 s 迭代 100 次所對應之進步程度值分別大約為 0.0182% 與 0.0645%，誤差值分別為 3.99% 與 14.94%，較好的資料其解迴旋誤差值可以達到很小 (圖 3.7)。

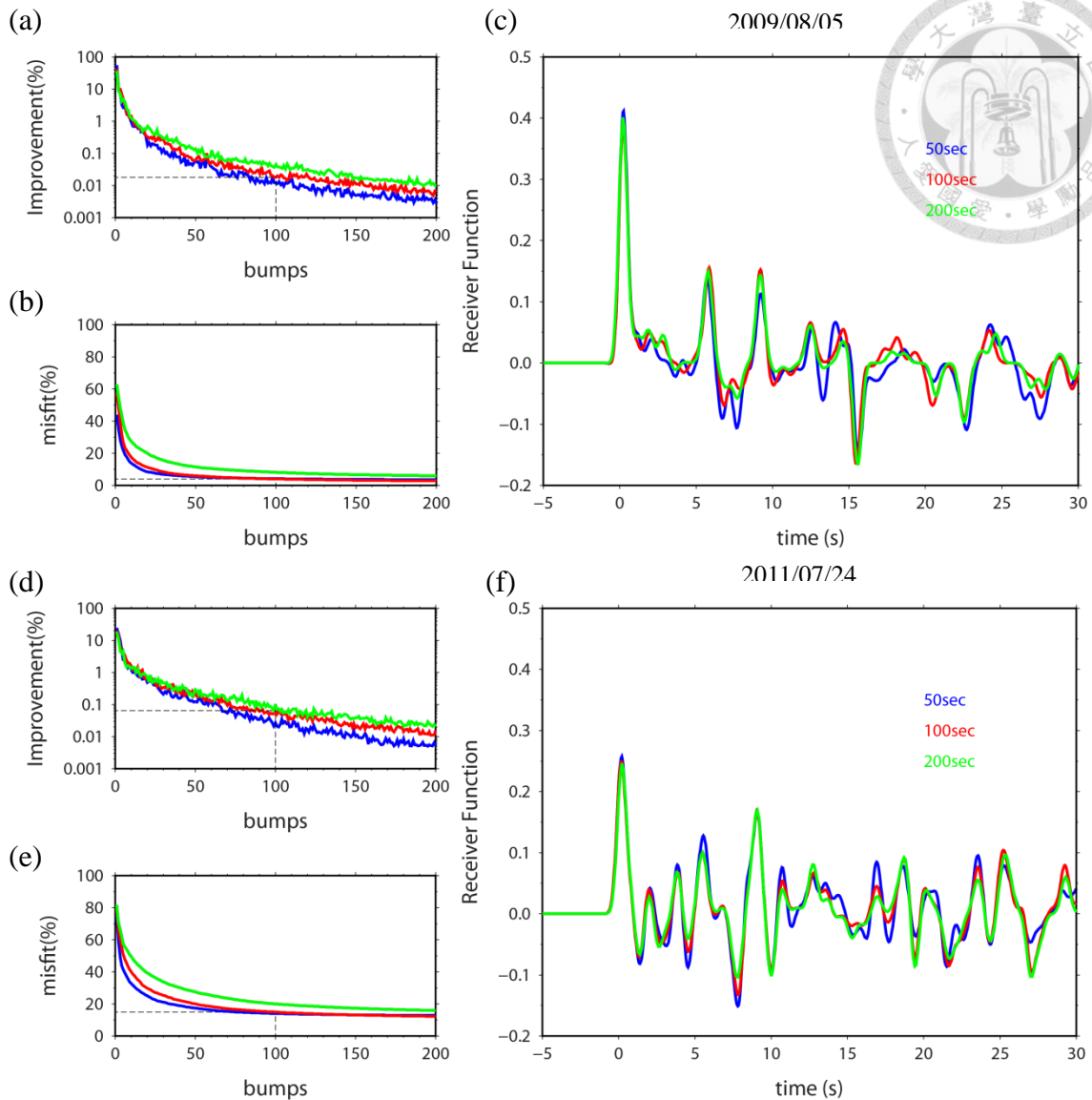


圖 3.7 資料長度對解迴旋解結果之影響。(a) 訊噪比較佳之地震 2009/08/05 00:17:59 使用高斯濾波寬度 2.5 之波形擬合進步程度隨迭代次數改變情形，虛線表示資料長度 100 s 迭代 100 次門檻值所對應之波形擬合進度程度值。(b) 誤差值與迭代次數的關係曲線，虛線表示資料長度 100 s 迭代 100 次對應之誤差值。(c) 迭代 200 次的接收函數波形。(d)-(f) 則為訊噪比較差之地震 2011/07/24 18:51:24 的結果。



## 3.2 頻散曲線分析

本章節介紹頻散曲線之地震資料蒐集與處理過程，以及雙站法之結果比較與討論。

### 3.2.1 雙站法之地震資料篩選與參數設定

在第 2.3 節中已介紹雙站法之基本原理，在雙站法分析中需先選定一對測站以求得兩測站之間的頻散曲線。我們在大、小高加索區域各取一對測站，兩測站分佈大約為東西向，分別為 AMBR-GUDA 與 ABST-TRLT 兩組，並搜尋 2008 年至 2012 年震央距  $10^{\circ}$  至  $170^{\circ}$ 、規模大於 5.5 以及深度不限之地震（圖 3.8），由於地震與兩測站必須接近同一個大圓路徑上，我們以兩站之間連線與較遠測站和地震之間連線的夾角小於  $10^{\circ}$  之條件篩選地震。因為來自東邊的地震較多，本研究先分析來自東邊之地震，通過研究區域的路徑如圖 3.9 所示。寬頻地震資料擷取 P 波前 500 s 至相速度約為 2 km/s 之表面波理論到時為時間窗，到時之計算利用程式 TauP (Crotwell et al., 1999)，將原始速度波形去除儀器響應後，利用垂直向之位移波形針對期望分析之週期給予高斯濾波（圖 3.10），並進行交互相關計算雙站之間的雷利波相速度，最後求得頻散曲線（圖 3.11）。

於兩波形進行交互相關之前的高斯濾波，我們可以利用參數  $\alpha$  控制濾波寬度， $\alpha$  值越大高斯濾波寬度越窄， $\alpha$  值越小其高斯濾波寬度越寬，我們使用資料較好之地震測試  $\alpha$  值（範圍 10-70 之間），發現以大的  $\alpha$  值所得到的頻散曲線較不穩定（圖 A.1），因此本研究將參數  $\alpha$  值訂為 10。

由於測站距以及震央距的限制，本研究主要分析的週期為 5 至 80 s，週期 5 至 40 s 的範圍以每 5 s 為間隔計算相速度值，週期 40 至 80 s 則以每 10 s 為間隔計算相速度值，更長週期之相速度不予採用。雙站法結果之穩定度非常依賴於地震資料的品質好壞，然而高品質的長週期資料在臨時地震網較難以獲得，AMBR-GUDA 與 ABST-TRLT 兩對測站所搜尋可用地震為 113 與 46 個，資料品質經人工篩選後僅有 52 與 17 個地震資料得以進一步分析頻散曲線。

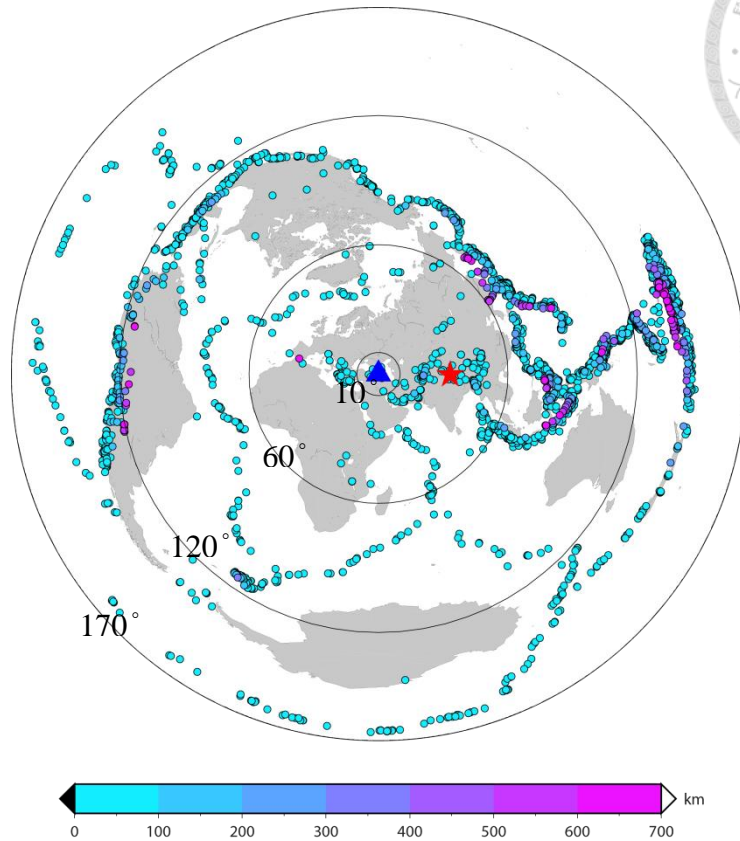


圖 3.8 地震分布圖。藍色三角形為以高加索為中心，同心圓分別為距離中心  $10^\circ$ 、 $60^\circ$ 、 $120^\circ$  以及  $170^\circ$  等距線。紅色星號為圖 3.11 範例中所使用地震 2008/01/16 11:54:45 的位置。

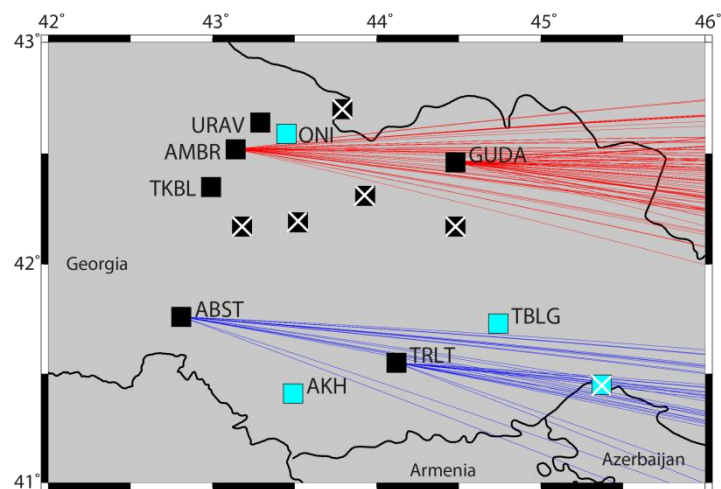


圖 3.9 雙站法所使用地震與測站之間的路徑。紅色線為地震與大高加索測站 AMBR-GUDA 之路徑，藍色線為地震與小高加索測站 ABST-TRLT 之路徑。

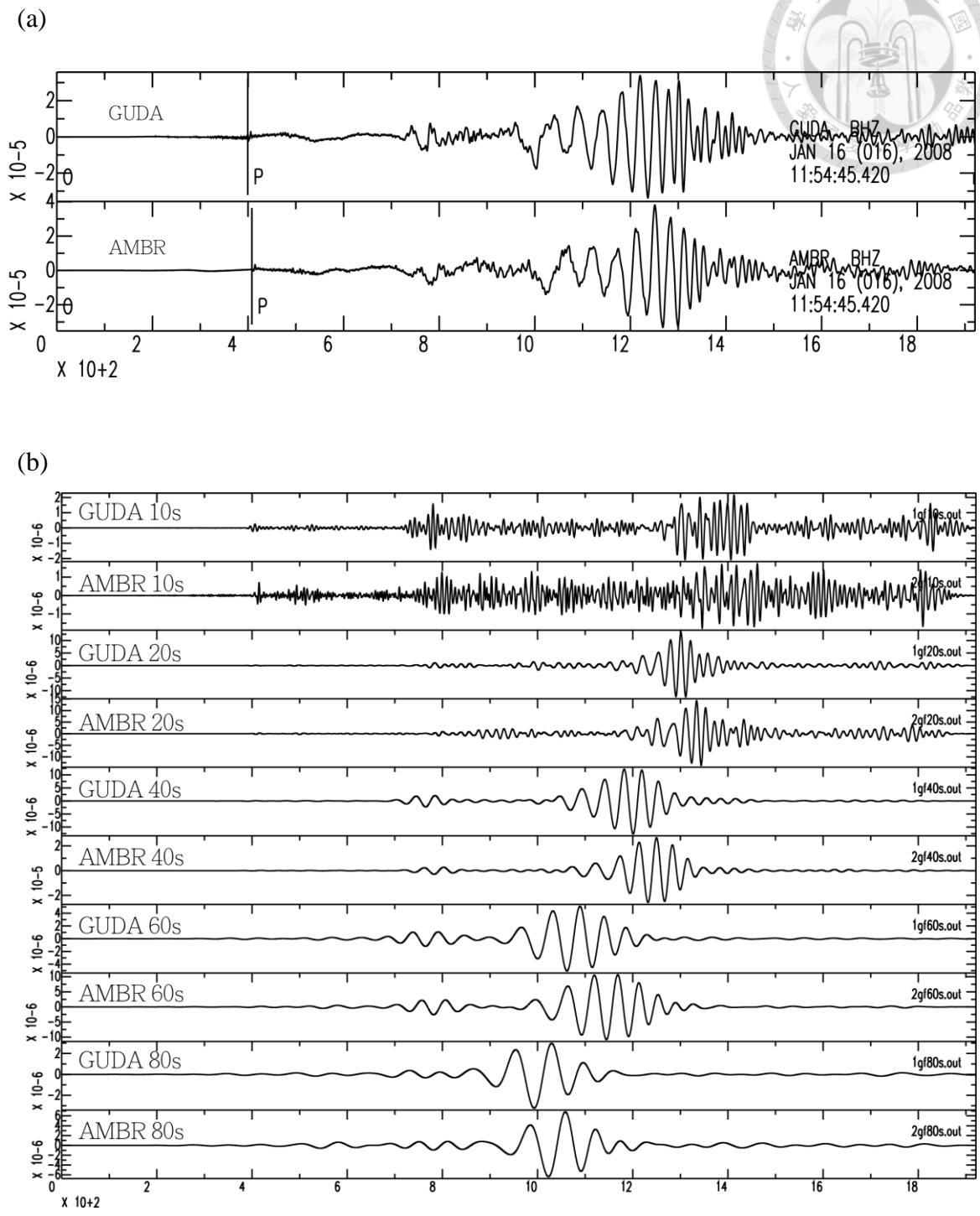


圖 3.10 兩測站所接收之地震波形與高斯濾波分析(以測站對 AMBR-GUDA 所接收之地震 2008/01/16 11:54:45 為例)。(a)去除儀器響應後之垂直向地震位移波形。(b)將地震波形分別以週期 10、20、40、60 與 80 s 為主能量經高斯濾波後之結果，高斯濾波寬度參數  $\alpha$  皆設為 10。



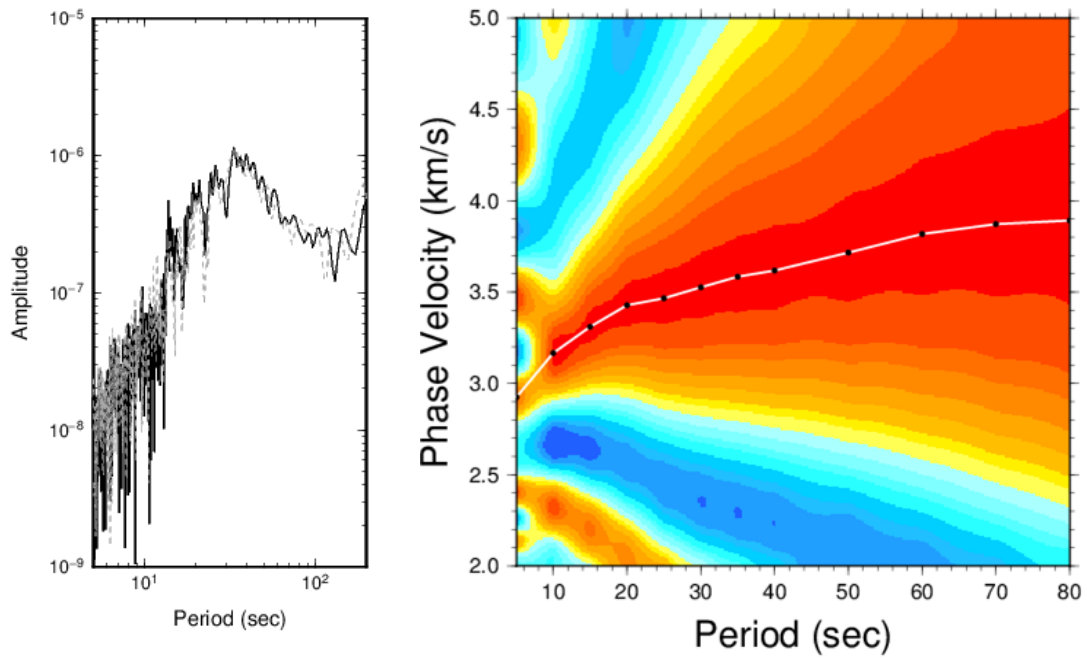


圖 3.11 雙站法分析雷利波相速度頻散曲線（以測站對 AMBR-GUDA 所接收之地震 2008/01/16 11:54:45 為例）。左圖為兩站波形（圖 3.10a）經傅立葉轉換後所得之頻譜，GUDA 與 AMBR 分別以黑實線及灰虛線標示。右圖為頻散分析結果，黑色點為不同週期求得之相速度值，白色連線標示頻散曲線。

### 3.2.2 頻散曲線結果與比較

所得之頻散曲線以人工剔除不穩定之週期段後將結果取得平均值，分別得到大、小高加索之平均頻散曲線（圖 3.12）。由圖中的比較可發現小高加索測站 ABST-TRLT 所得到的速度值比大高加索測站 AMBR-GUDA 的值平均高出約 0.25 km/s（圖 3.12），其中小高加索因資料量少而誤差較大，短週期的誤差幾乎是大高加索的 2-3 倍。為了確認所得結果的可信度，我們將 AMBR-GUDA 的頻散曲線與利用 Legendre et al. (2014) 的雙站分析法所得到的結果做比較（圖 3.13），Legendre et al. (2014) 是採用 Meier et al. (2004) 所發展之頻譜交互相關技術推求相速度，在短週期 10 至 30 s 間本研究之相速度值與 Legendre 方法結果一樣，誤差值也很相近，但在週期 30 至 80 s 的結果則偏高約 0.15 km/s，落於 Legendre 法平均誤差值之上緣，但整體上是一致的，其他細節與測試於 3.2.3 節中討論。Gök et al. (2011) 也曾研究高加索區域的雷利波頻散特性，圖 3.13 中顯示其速度值較低，週期 30 至 80 s 結果落在 Legendre 法下部誤差值之內，亦接近本研究結果之下限值。本研究頻散曲線在長週期（30 至 80 s）速度較高（圖 3.13），可能高估下部地殼至上部地函之平均速度。由於測站間距約為 110 km，表面波週期高於約 40 s 時較不適用。

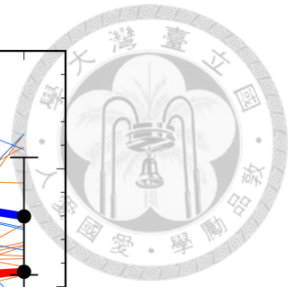
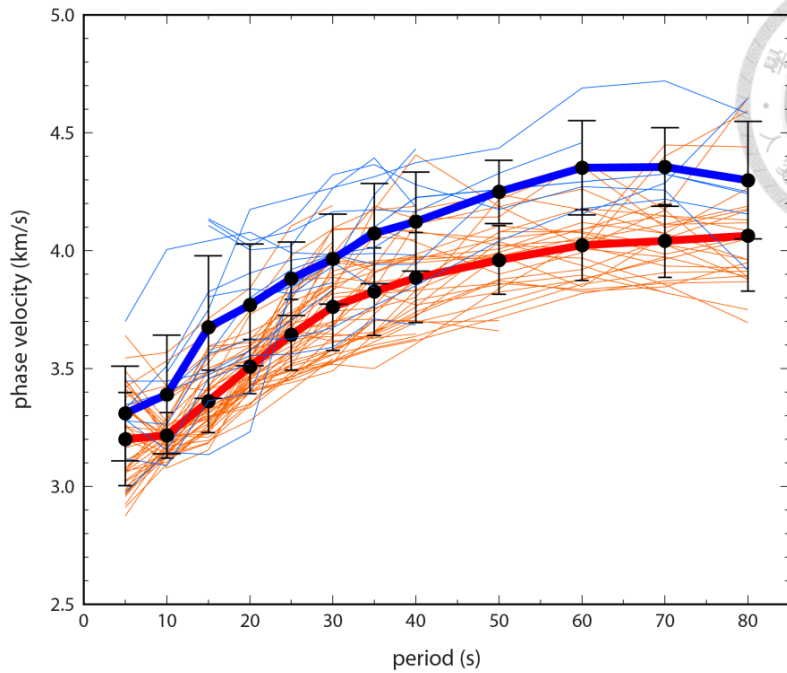


圖 3.12 大、小高加索之雙站法雷利波相速分析結果。紅色與藍色細線分別為測站 AMBR-GUDA 與 ABST-TRLT 計算求得之各地震頻散曲線，紅色與藍色粗線為兩測站對之平均頻散曲線，黑色線為標準差。

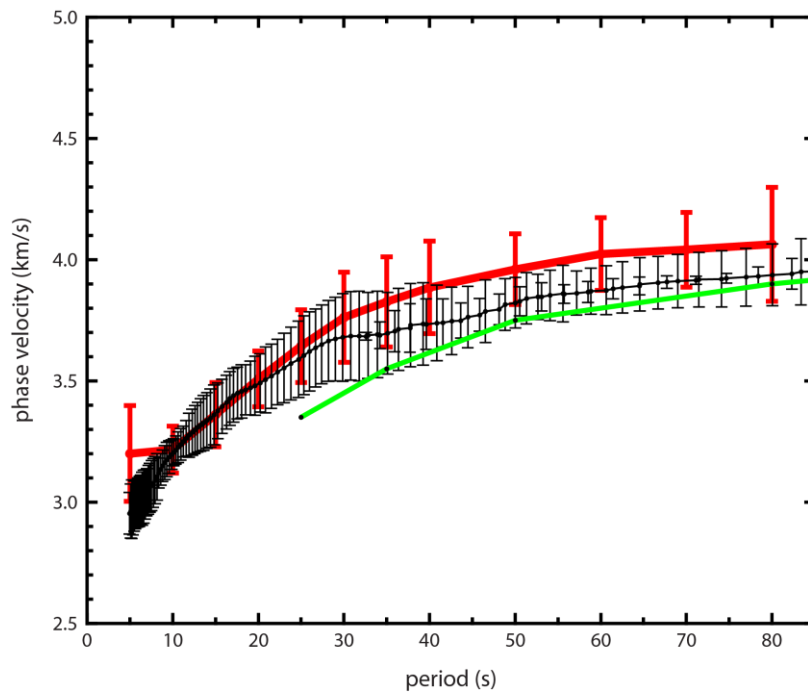


圖 3.13 不同方法之頻散曲線比較。紅色與黑色線分別為本研究之雙站法以及 Legendre et al. (2014)方法計算求得 AMB-GUDA 測站之頻散曲線以及標準差。綠色線為 Gök et al. (2011)對於高加索區域所使用之相速度頻散曲線。



### 3.2.3 雙站法方法比較

在前一節中，我們比較 Legendre et al. (2014)及本研究兩種雙站法分析結果，由圖 3.13 可知，AMBR-GUDA 測站之頻散曲線在週期小於 30 s 時極為吻合，但週期 30-80 s 時，本研究求得之相速偏高約 0.15 km/s，雖然互相落在誤差值之內，本節進一步比較本研究與 Legendre 法步驟之不同處，以了解可能造成結果差異的因素。

#### 一、去除儀器響應

本研究利用儀器的 pole 跟 zero 值去除儀器響應，並且給予較寬頻之濾波，Legendre 法使用 IRIS 提供之 evalresp 求得儀器響應的資訊以去除儀器響應，但兩方法皆能有效地去除儀器響應，應不會明顯影響頻散曲線結果。

#### 二、時間窗

本研究使用之波形時間窗為  $P$  波前 500 s 至相速度約為 2 km/s 之表面波理論到時，Legendre 法使用之波形涵蓋  $P$  波至整個  $S$  波尾波 ( coda wave )。

#### 三、求取相速度的方法

本研究將兩測站之波形針對不同週期經高斯濾波後利用交互相關法計算兩測站特定週期波相的到時差，並求得各週期對應的相速度。Legendre 法則是先計算兩波形之交互相關函數，在時間域給予交互相關函數不同頻率之高斯濾波用以消除旁瓣效應，並將結果轉至頻率域為  $\Phi(\omega)$ ，並利用複數相  $\zeta(\omega)$  計算相速度  $C(\omega)$ ，表示如下：

$$\zeta(\omega) = \arctan \left\{ \frac{\text{Im}[\Phi(\omega)]}{\text{Re}[\Phi(\omega)]} \right\} + 2n\pi \quad (3.1)$$

$$C(\omega) = \frac{\omega(\Delta_1 - \Delta_2)}{\zeta(\omega)} \quad (3.2)$$

其中  $\Delta_1$  與  $\Delta_2$  為兩測站之震央距。

#### 四、頻散曲線之地震事件與可信區段挑選

本研究與 Legendre 法經篩選後的地震事件並不完全相同，本研究僅使用來自東方的地震事件，而 Legendre 法搜尋來自東西兩方之地震事件再予以篩選，

因此難以直接判定平均速度差異的來源。為了方便比對，我們先針對單一地震之頻散曲線比較本研究與 Legendre 法，圖 3.14 中我們選取一個品質較穩定的地震（2008/01/16 11:54:45）與隨機挑選一個地震（2009/10/22 19:51:27），結果顯示這兩種分析方法所得到的頻散曲線一致，但是這兩個地震的相速度在周期較高時差異約有 0.2-0.3 km/s，因此推斷本研究與 Legendre 法平均頻散曲線的差異受地震事件篩選的影響較多。接著比較本研究與 Legendre 法同樣使用之 20 個地震事件的結果，圖 3.15 顯示平均頻散曲線的差異較先前結果小，但本分析法所得之速度於週期 30-80 s 仍較 Legendre 法偏高約 0.1 km/s，由於各地震事件得到之頻散曲線會經過人工挑選較可信的週期區間，Legendre 法經篩選後週期 30-80 s 之間的頻散曲線約只剩 4 條完整頻散曲線，而本研究約有 14 條，有幾個周期的數值偏高沒有被剷除掉，這也可能是造成本研究較 Legendre 法結果誤差較大並且偏高的原因。

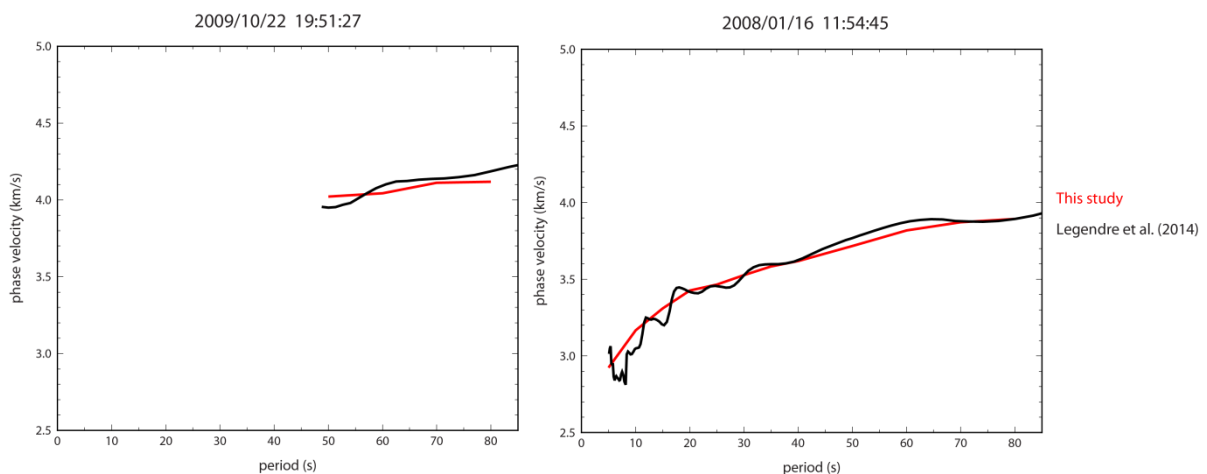


圖 3.14 測站 AMBR-GUDA 單一地震之頻散曲線比較。左圖與右圖分別為使用地震（2009/10/22 19:51:27）與地震（2008/01/16 11:54:45）之頻散曲線，紅線與黑線分別為本研究與 Legendre et al. (2014)方法之結果。

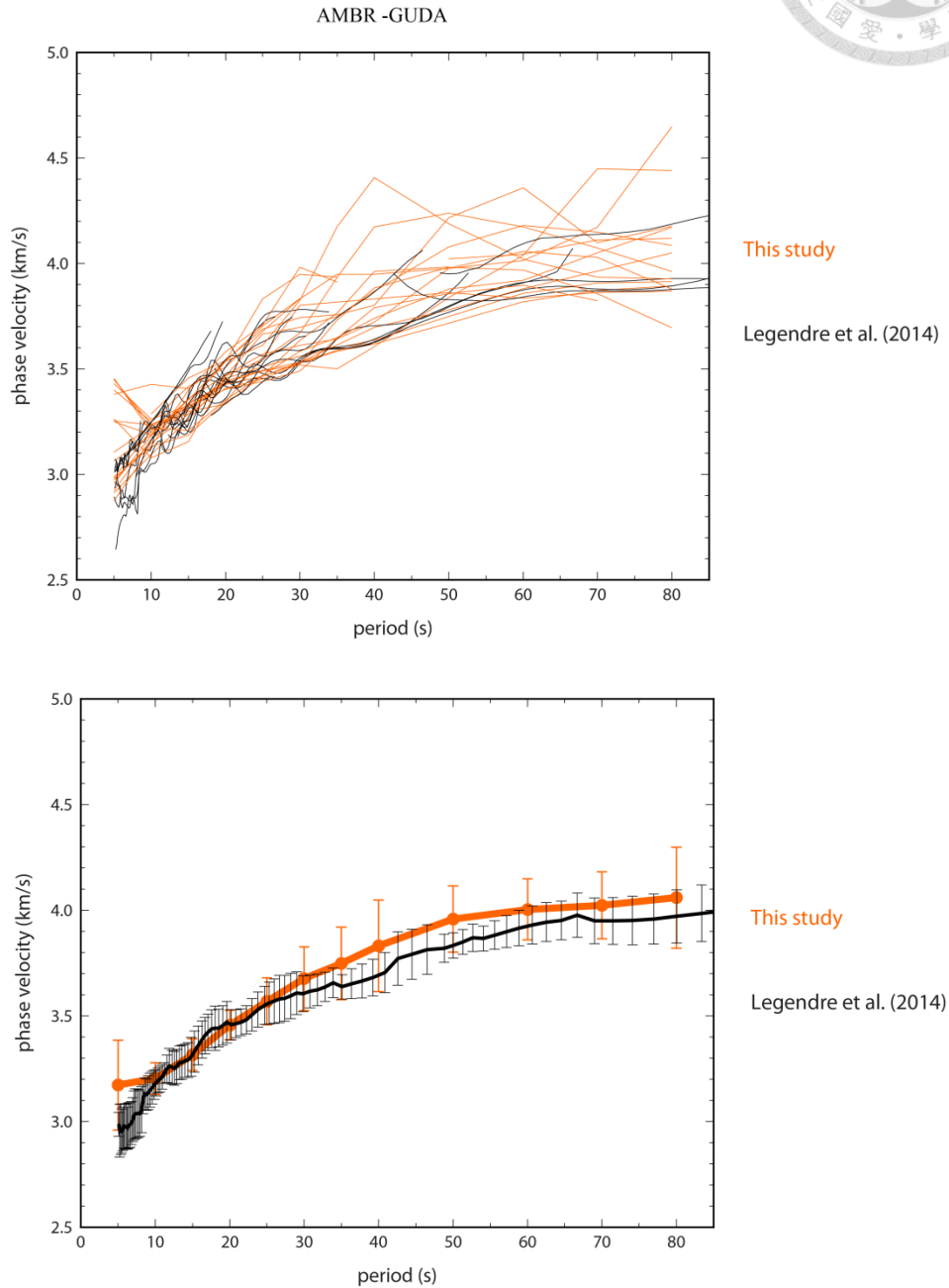


圖 3.15 比較測站 AMBR-GUDA 本研究與 Legendre et al. (2014)方法使用相同 20 個地震之頻散曲線。上圖為各地震經人工挑選較可信之週期區間的頻散曲線，下圖為頻散曲線平均值，橘色與黑色線分別為本研究與 Legendre et al. (2014)方法之結果。



### 3.3 聯合逆推法之初始模型與參數設定

本章節將介紹聯合逆推之初始模型設定與使用參數的測試以及設定。

#### 3.3.1 初始模型之設定

初始模型包含每層之厚度、 $P$  波與  $S$  波速度、密度以及平滑參數  $s$ 。本研究所使用的初始模型設定如表 3.1，地殼模型參考 Triep et al. (1995) 研究大高加索 Racha 地震所使用之  $P$  波與  $S$  波速度，Moho 深度 44 km，上部地函則採用 IASP91 之  $P$  波與  $S$  波一維地球平均速度，密度根據 Brocher (2005) 的回歸關係式利用  $V_p$  換算：

$$\rho = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (3.3)$$

因為加入頻散曲線的控制以及逆推反覆迭代至收斂，不同初始模型並對聯合逆推之結果影響很小（圖 A.2），然而分層的厚度與平滑參數  $s$  則對逆推結果有顯著的影響。

平滑參數  $s$  控制相近兩層之速度變動程度，若將平滑度提高其速度模型較平滑，對於較粗的構造解析能力較穩定，但對於接收函數的擬合程度隨之降低，若給予過高的平滑度，莫荷面也將難以辨別。而頻散曲線本來自低頻表面波訊號，因此頻散曲線之擬合程度較不受平滑參數所影響。分層的厚度控制速度模型的解析能力，分層較細可以解析較高頻的訊號，過粗的分層則無法解析高頻訊號。但分層過細會造成逆推結果不穩定，可能造成不合理的速度模型，因此要配合適當之平滑參數控制每層的變動程度。為了避免因改變不同深度之平滑參數而導致人為的速度變化，在本研究中固定每層之平滑參數，經測試平滑程度（model roughness）與波形擬合誤差（misfit）之權衡關係（圖 3.16），當平滑參數  $s$  大於 20，每增加參數  $s$  其接收函數擬合誤差程度變大而平滑度變化較小，當平滑參數  $s$  小於 20，每減少參數  $s$  值其接收函數與頻散曲線平滑程度大幅降低（粗糙程度增加），為了避免得到粗糙程度與接收函數擬合誤差過大之模型，我們訂定每層平滑參數  $s$  值為 20。

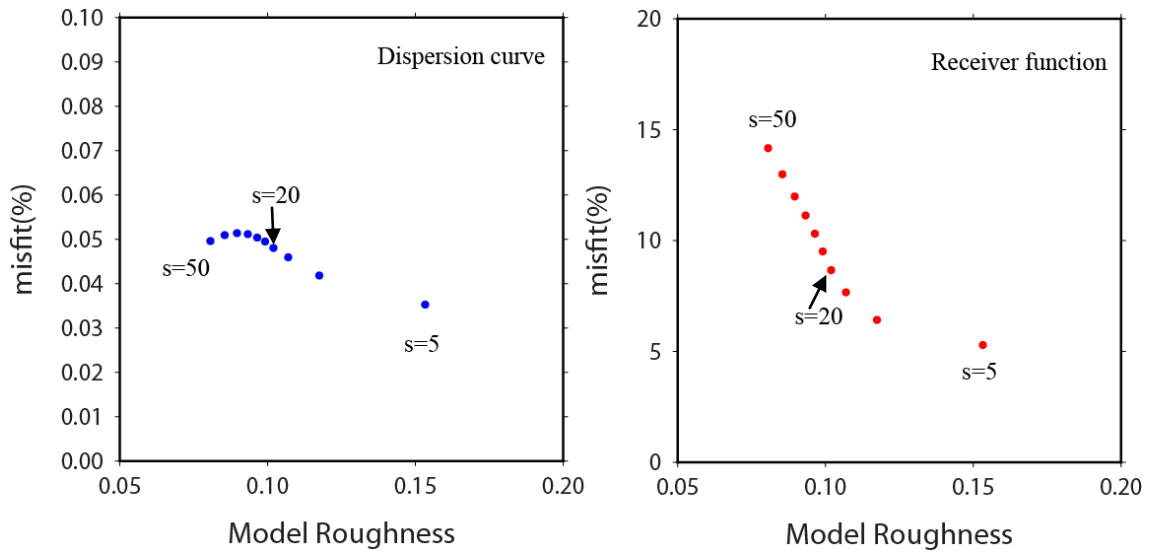
初始模型之厚度設定隨深度改變，根據梁軒碩（2013）對初始模型之厚度設

置，由於近地表大多是低速之沉積物堆積，我們在地表 4 km 內給予較細分層，在不改變平滑度參數的狀況下逐漸增加地層厚度，10 km 至 60 km 深設定為每 2 km 一層（如表 3.1）。莫荷面以內之地殼細部構造會明顯反映在接收函數上，在逆推中獲得解析，來自深部地函的轉換波在接收函數波形中相對不確定也易受地殼複反射波干擾，因此厚度增加至 10 km 一層，以頻散曲線資料約束深部較低解析度之平均構造。

表 3.1 本研究所使用之初始模型。各層平滑參數  $s$  均為 20。

深度 (km)	厚度 (km)	$V_s$ (km/s)	$V_p$ (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )
0 - 4	0.5	2.61	4.83	2.51
4 - 8	1	3.19	5.44	2.61
8 - 10	1	3.51	5.98	2.71
10 - 20	2	3.51	5.98	2.71
20 - 44	2	3.65	6.33	2.79
44 - 60	2	4.47	8.04	3.31
60 - 80	4	4.47	8.04	3.31
80 - 100	10	4.47	8.04	3.31
100 - 160	20	4.50	8.10	3.33





$$\text{Model Roughness: } \sum_{i=1}^{n-2} \frac{|\alpha_i - 2\alpha_{i+1} + \alpha_{i+2}|}{n-2}$$

圖 3.16 模型平滑程度與波形擬合程度之權衡關係圖。以測站 ONI 為例，高斯濾波寬度為 1.0，平滑參數  $s$  由 5 增加至 50，每次增加 5。表面波與接收函數的逆推權重分別為 5:5， $\alpha$  為每層  $P$  波速度值。



### 3.3.2 逆推參數之設定

聯合逆推使用之參數改變會影響逆推之結果，其重要參數分別為逆推迭代次數、頻散曲線與接收函數逆推權重、以及接收函數解析。梁軒碩（2013）利用各種模擬測試驗證聯合逆推對低速層與莫荷面的解析能力（頻散曲線計算程式來源為 <http://www.geodynamics.org/cig/software/mineos>，計算原理見 Woodhouse, 1988），並使用運算真實資料之參數設定，頻散曲線與接收函數比重設定為 6:4，以進行模擬測試。模擬結果中，即使初始模型速度偏離實際模型，或是莫荷面深度與實際深度差距大，聯合逆推仍能正確得到速度模型與莫荷面深度（圖 3.17），至於低速帶之深度、厚度及速度的解析能力則與平滑參數與模型厚度的設置有關。本節使用真實資料測試重要參數的設定對逆推結果的影響。

當逆推迭代次數增高，接收函數與頻散曲線擬合誤差值降低。圖 3.18 比較兩個構造複雜程度不同之測站，誤差值在迭代 3 次以內時皆有明顯的下降，並且在迭代 6 次時達到穩定狀態。為了避免逆推結果收斂卻仍繼續進行迭代，我們將聯合逆推中迭代次數固定為 6 次。

在聯合逆推中，使用接收函數與頻散曲線兩種資料，接收函數對於細部解析能力較好，而頻散曲線對於絕對速度之平均值解析較好，因此必須給予兩種資料不同權重決定逆推結果對於細部構造以及速度絕對值之解析能力（圖 3.19）。當給予頻散曲線較高之權重，接收函數波形擬合程度下降，得到的速度模型較平滑，但雷利波相速度幾乎完全吻合頻散資料。反之，若給予接收函數較高之權重，接收函數擬合程度被提高，速度模型構造較為複雜，但模型整體絕對速度較不受頻散曲線所控制。本研究將接收函數與頻散曲線之權重訂為 5:5，使逆推結果可以同時受接收函數與頻散曲線所控制，避免得到不合理之速度模型。

除了逆推迭代次數與以及接收函數與頻散曲線之權重，接收函數逆推深度之設定亦會影響聯合逆推結果，圖 3.20 比較不同之接收函數逆推深度的結果。當逆推深度設為 40 km 時，只有 40 km 內的地殼內部構造可於逆推時受到接收函數控制，導致莫荷面（40-50 km 處）附近的構造趨於平滑，接收函數 15 s 後的波形擬合也較差。當逆推深度深於 100 km，其速度模型之上部地函構造亦受接收函數控制，然而接收函數本身對於莫荷面以上解析能力較好，並且逆推結果中接收函數擬合程度並沒有因逆推深度增加而明顯變高，因此推測當逆推深度深於 100 km 時

所得到 70 至 120 km 的速度變化不一定為真實構造，為了避免上部地函之非真實構造，且由前人研究已道此區莫荷面深度可能在 40 km 深，最深推測不超過 60 km，我們將接收函數逆推深度訂為 60 km。在聯合逆推中，速度模型 0 至 60 km 每層皆受接收函數與頻散曲線控制（比重為 5:5），深度大於 60 km 時則完全不受接收函數所控制，只受頻散曲線控制逆推結果。

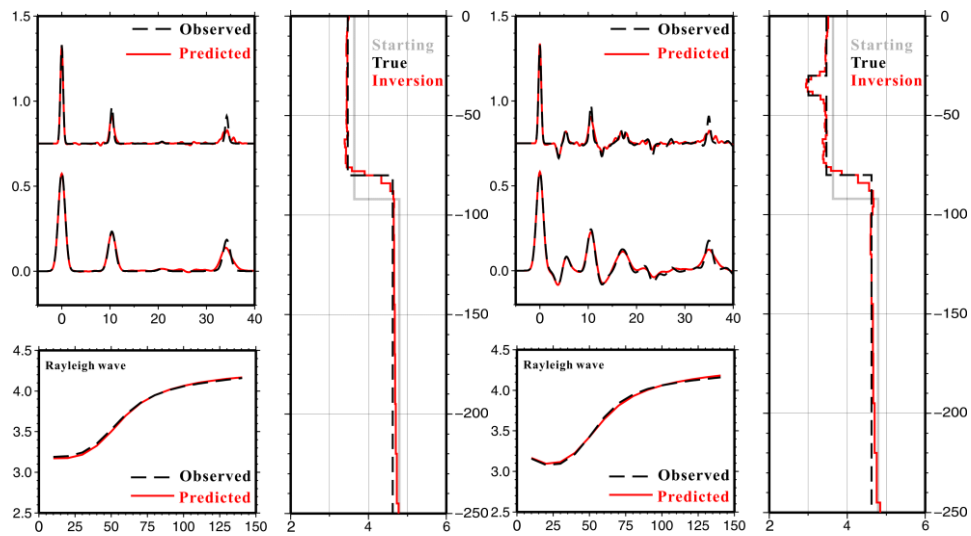


圖 3.17 聯合逆推之模擬測試。左圖為單層地殼之結果，右圖為左圖於地殼加入 10 km 厚低速層之逆推結果，接收函數上與下之高斯濾波寬度分別為 2.5 與 1.0。(摘自梁軒碩, 2013)

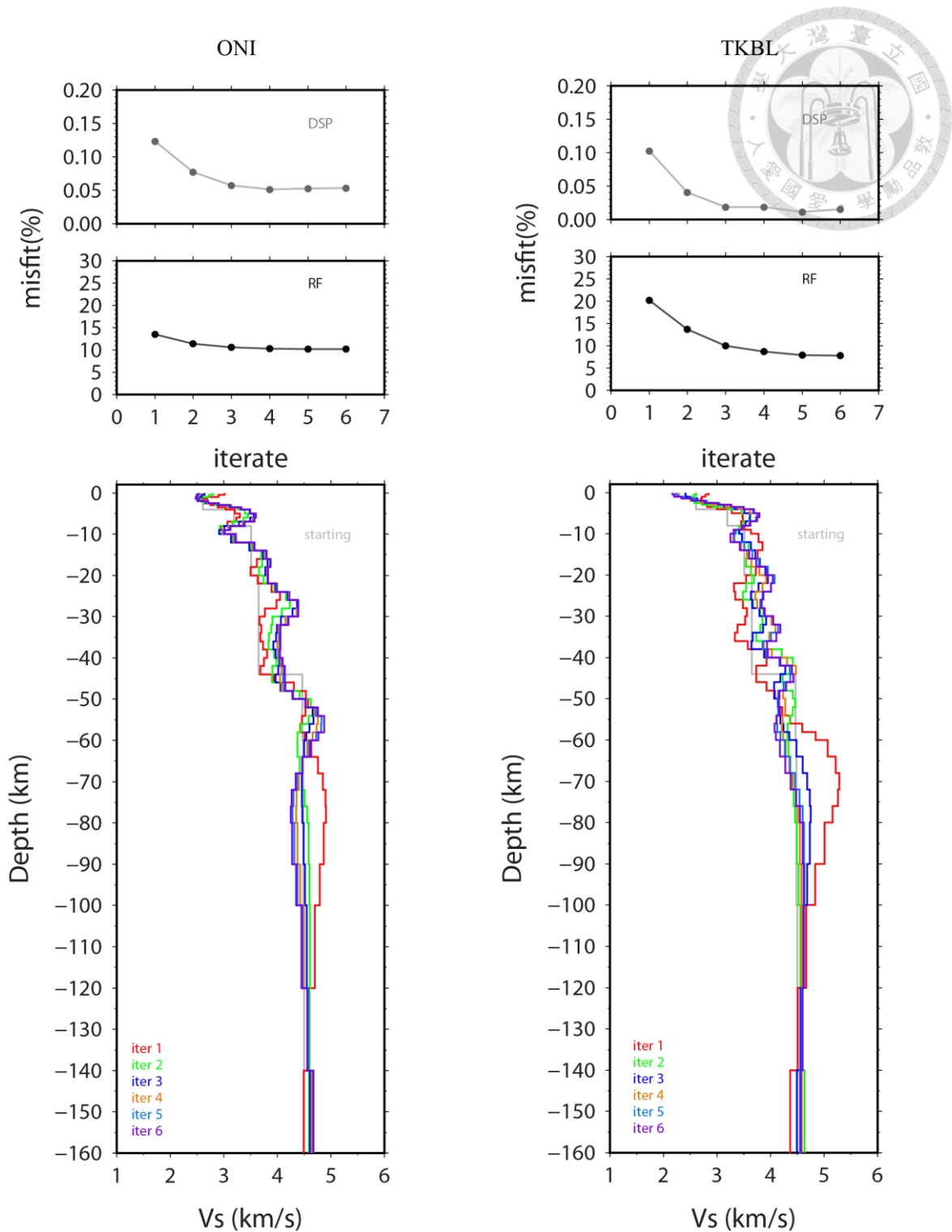


圖 3.18 逆推迭代次數與波形誤差關係曲線。左圖為 ONI 測站迭代 6 次所得到的誤差值與速度模型，每層平滑參數  $s$  為 20，接收函數逆推深度至 60 km 深，接收函數與頻散曲線權重 5:5，迭代 1 至 6 次結果分別以紅、綠、藍、橘、淡藍、紫色表示，迭代次數與誤差值關係圖表示迭代次數越高誤差值越小，迭代 3 至 6 次達到穩定。右圖為 TKBL 測站結果。

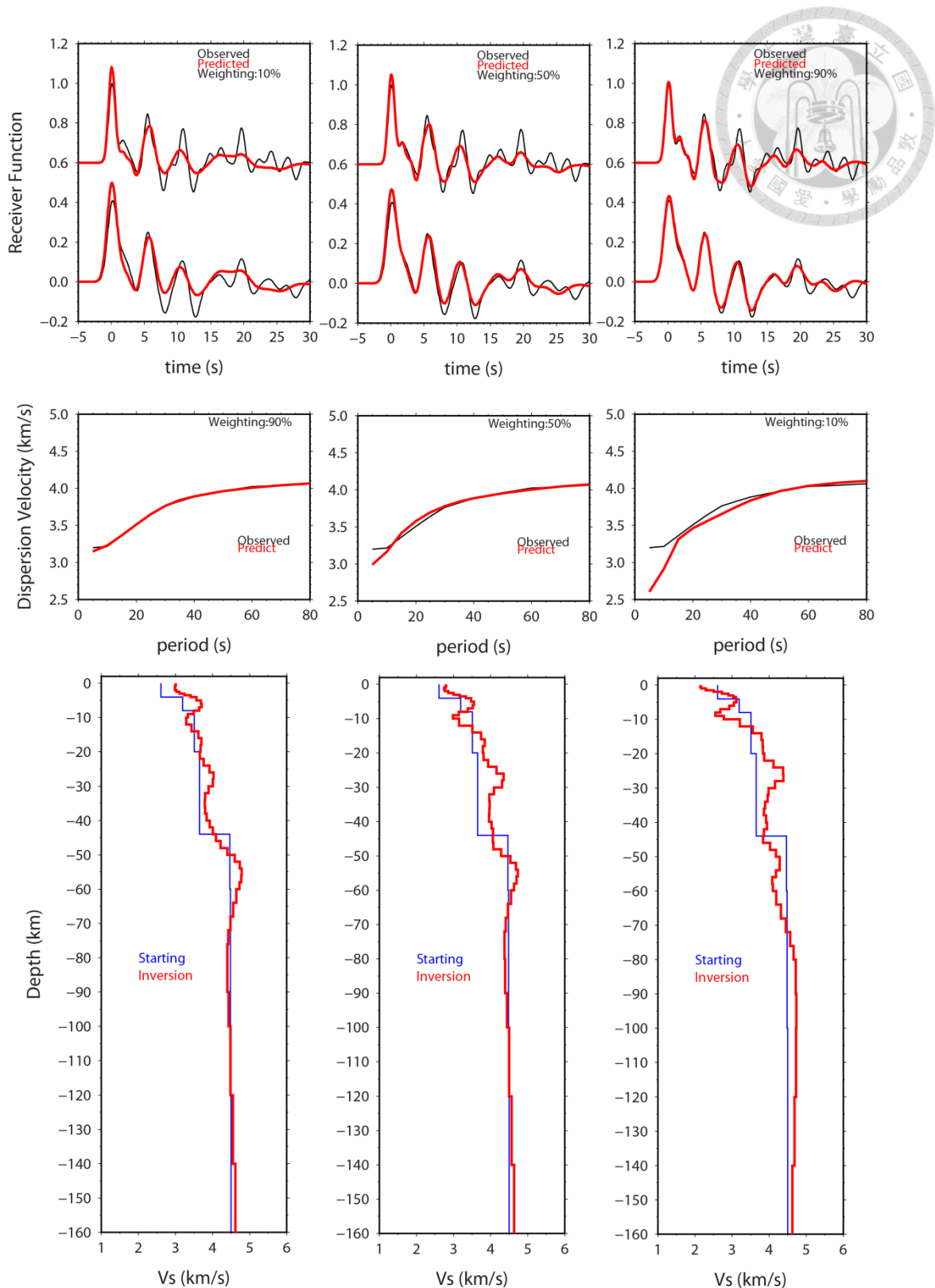


圖 3.19 頻散曲線與接收函數之權重比較。以 ONI 測站為例，由左圖到右圖接收函數以頻散曲線權重比重分別為 1:9、5:5、9:1，可以比較兩種資料權重對逆推結果的影響。接收函數之高斯濾波寬度上下分別為 1.5 與 1.0，平滑度參數  $s$  為 20，接收函數逆推深度至 60 km。

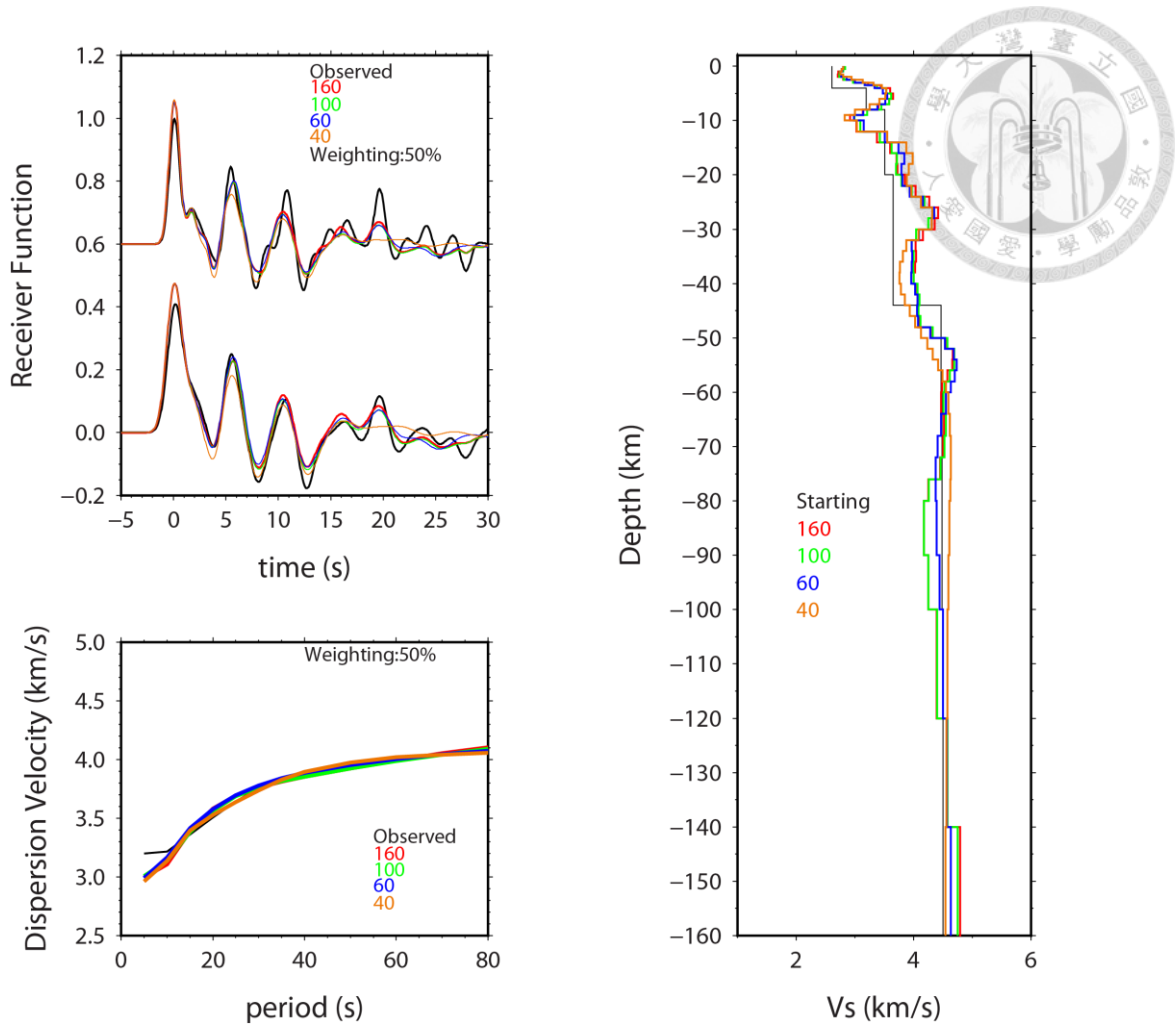


圖 3.20 接收函數逆推至不同深度比較。紅、綠、藍與橘色分別代表接收函數逆推至 160、100、60 與 40 km 深的結果。接收函數之高斯濾波寬度上下分別為 1.5 與 1.0。



### 3.3.3 模型參數調整與構造可信度判斷

原先我們將後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$  之接收函數以每波線參數  $0.005 \text{ s/km}$  為間隔相疊加 (圖 3.21)，並利用前面章節之初始模型與各項參數設定進行聯合逆推，得到各測站聯合逆推結果之速度模型。但由於有些測站之接收函數較複雜並含有較大振幅之複反射訊號，容易造成速度模型在莫荷面附近出現過度曲折的構造，於是我們針對模型之厚度與平滑參數兩樣參數測試其對逆推結果的影響，以了解構造的可信度，並對模型參數做適當調整。

以測站 GUDA 當中波線參數疊加區間  $0.055\text{-}0.06 \text{ s/km}$  之接收函數波形為例，原設置之逆推結果顯示速度模型在約  $55 \text{ km}$  附近有劇烈的速度變化 (圖 3.22a)，首先將初始模型中的地層厚度從  $48 \text{ km}$  開始由  $2 \text{ km}$  增厚為  $4 \text{ km}$ ，此時  $55 \text{ km}$  處之速度變化被壓制下來 (圖 3.22b)，比較接收函數與頻散曲線的擬合程度，兩種模型所對應的波形擬合程度並無明顯的差別。圖 3.22c 的測試則是將  $48\text{-}100 \text{ km}$  之平滑參數增高為  $40$  (原值為  $20$ )，結果同樣可以些微壓制此深度之速度變化，並且不明顯影響波形擬合程度。此結果意味著莫荷面附近與底下之強烈的速度變化可能並非真實構造，而是為了擬合接收函數  $P_s$  後複雜訊號所導致。由於深部模型的改變並不明顯影響接收函數波形的擬合，推斷這些複雜之訊號主要由較淺部之構造或非一維模型之構造所導致。改變模型參數可有效壓制莫荷面附近的不合理速度變化，但對於速度變化的頂部與底部位置影響很小，因此莫荷面的判定仍可信。對於接收函數波形較簡單之測站來說 (如 AMBR，圖 3.23)，使用上述三種模型設置的逆推結果都很一致，表示波形簡單的接收函數逆推結果較穩定，也較不受模型厚度或平滑參數的設定所影響。

因此在此研究中為了提升逆推結果的可信度與穩定度，我們最後選擇將初始模型從  $48 \text{ km}$  處開始加厚地層厚度 (表 3.2)，以及各項參數設置如表 3.3，第四章之結果若未特別標示皆使用此模型為初始模型進行逆推。每個測站以不同初始模型設定所得的逆推結果請見附錄 B。



Station TKBL  
rayp = 0.045 - 0.05

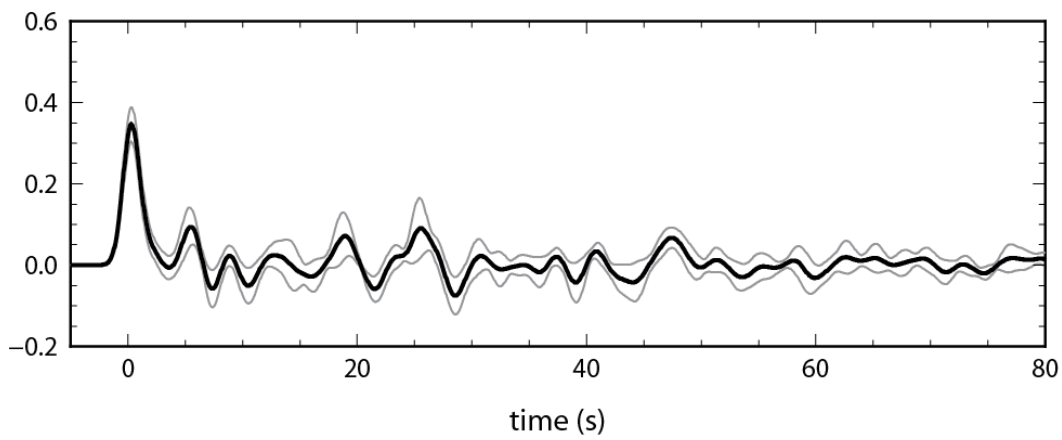
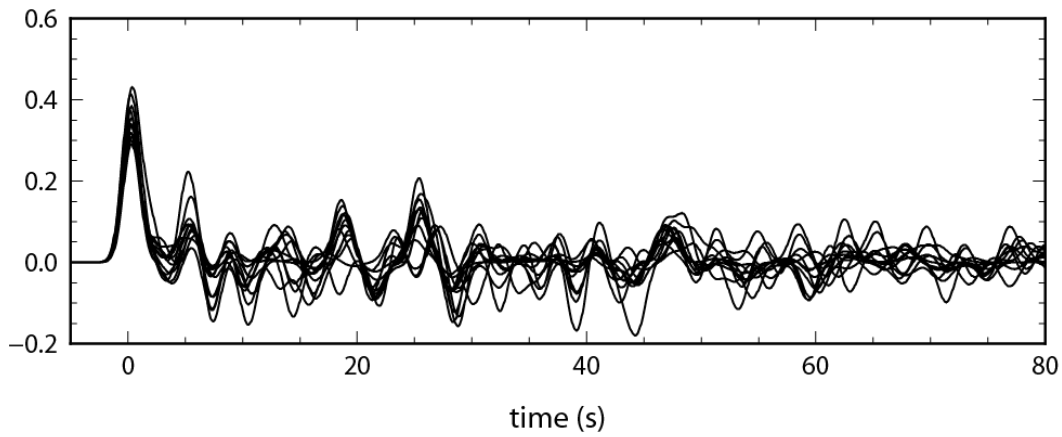


圖 3.21 接收函數疊加示意圖。上圖為 TKBL 後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$ 、波線參數 0.045 至 0.05 s/km 之所有接收函數，下圖黑線為疊加接收函數，灰色線為標準差。



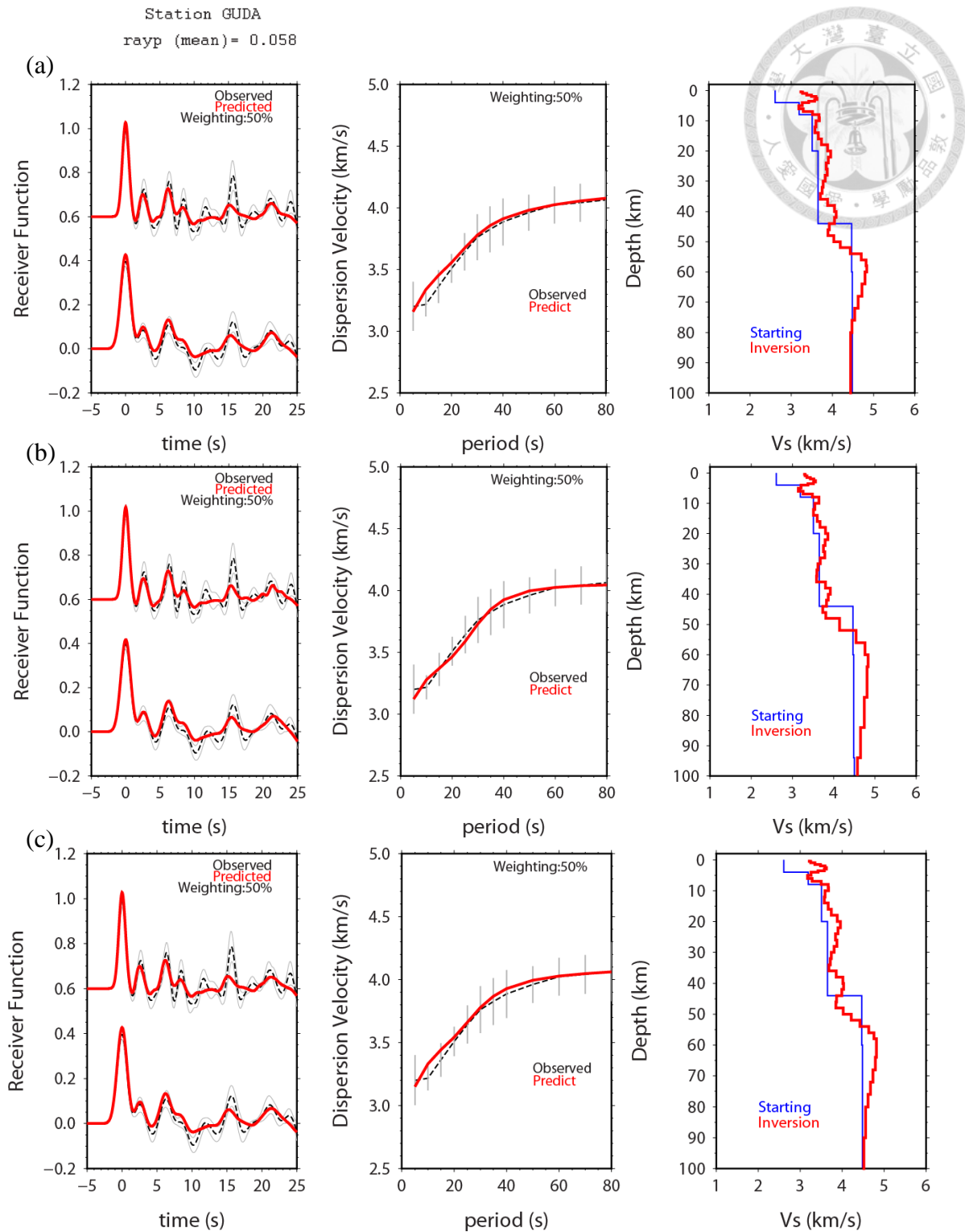


圖 3.22 測站 GUDA 三種初始模型得到聯合逆推的結果，高斯濾波寬度上下分別為 1.5 與 1.0，灰色線為一階標準差。(a) 章節 3.3.1 所設定之模型(表 3.1)。(b) 為(a) 模型自 48 km 處層厚度增厚。(c) 為(a) 模型自 48 km 深開始將平滑參數從 20 增加到 40。

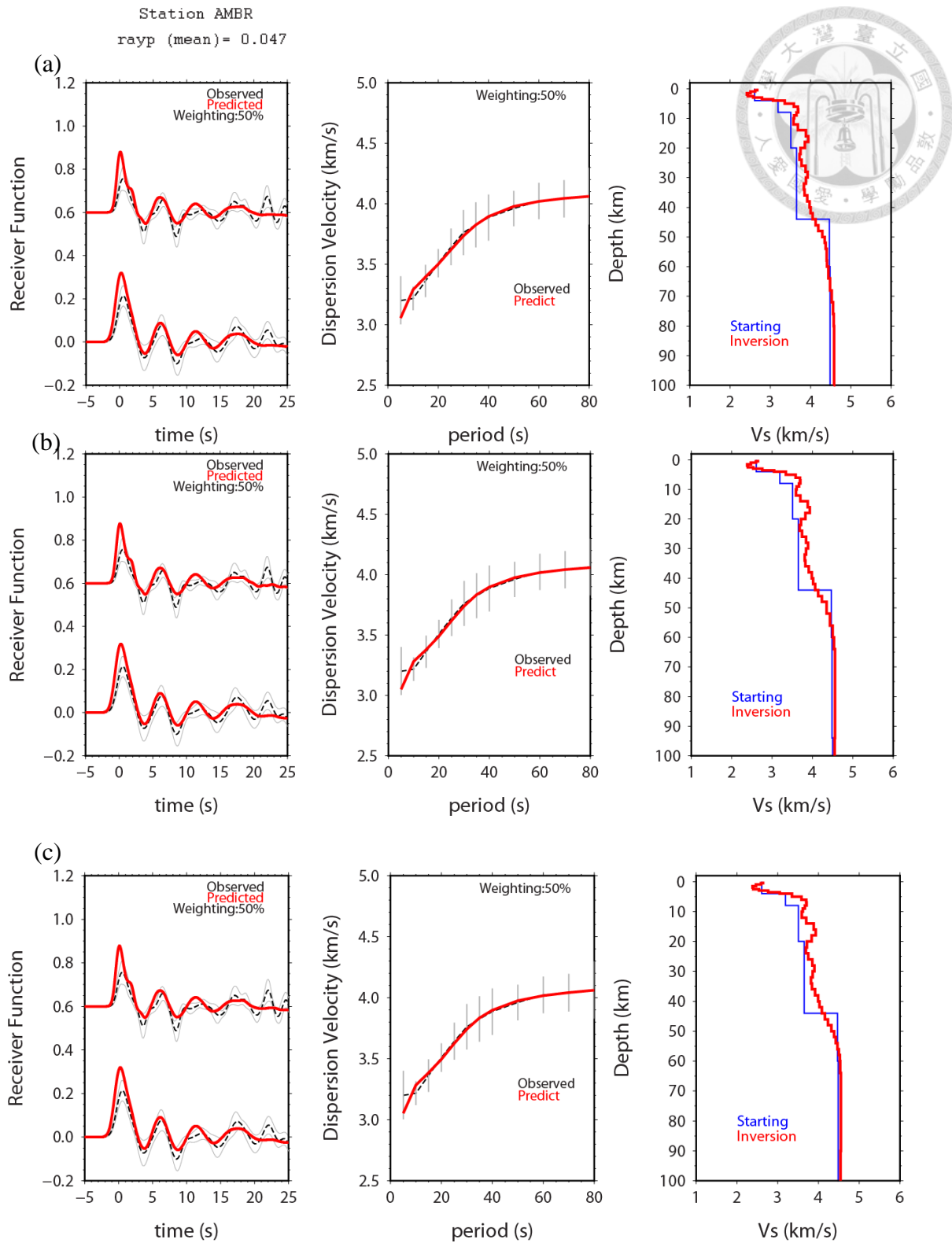


圖 3.23 測站 AMBR 三種初始模型得到聯合逆推的結果，高斯濾波寬度上下分別為 1.5 與 1.0，灰色線為一階標準差。(a) 章節 3.3.1 所設定之模型(表 3.1)。 (b) 為(a) 模型自 48 km 處層厚度增厚。 (c) 為(a) 模型自 48 km 深開始將平滑參數從 20 增加到 40。



表 3.2 最後採用之初始模型設置，將(表 3.1)初始模型自 48 km 調整厚度。  
各層平滑參數為 20。

深度 (km)	厚度 (km)	$V_s$ (km/s)	$V_p$ (km/s)	密度 ( $g/cm^3$ )
0 - 4	0.5	2.61	4.83	2.51
4 - 8	1	3.19	5.44	2.61
8 - 10	1	3.51	5.98	2.71
10 - 20	2	3.51	5.98	2.71
20 - 44	2	3.65	6.33	2.79
44 - 48	2	4.47	8.04	3.31
48 - 64	4	4.47	8.04	3.31
64 - 94	10	4.47	8.04	3.31
94 - 154	20	4.47	8.04	3.31

表 3.3 聯合逆推各項參數設定

逆推迭代次數	6
接收函數逆推深度	0 - 60 km
頻散曲線與接收函數比重	5:5
各層之平滑參數	20
總逆推深度	154 km

## 第四章 研究結果與討論



由於地震主要分布在後方位角  $30^\circ$  至  $120^\circ$  之間，其中  $90^\circ$  至  $120^\circ$  地震數量最多且有較好的波線參數分布（圖 4.1），本研究主要以此後方位角範圍之接收函數與表面波頻散資料聯合逆推速度構造，並將結果分為大、小高加索兩個區域進行討論。

本研究使用兩種方法判定一維模型莫荷面之深度：一、可能深度中若有明顯速度梯度增加，其梯度的頂部與底部定為莫荷面之範圍。二、根據 Gök et al. (2011) 的研究使用  $S$  波絕對速度值  $4.2 \text{ km/s}$  作為莫荷面之門檻值，該研究指出高加索區域莫荷面不易判別而上部地函速度亦有快慢變化，此速度為阿拉伯高原-高加索-裏海區域之上部地函最低值，本研究也採用絕對速度值  $4.2 \text{ km/s}$  作為莫荷面之門檻值，並標出絕對速度值  $4.2 \pm 0.1 \text{ km/s}$  所在之深度訂為誤差範圍。此外，當資料量充足時，我們還使用 Zhu and Kanamori (2000) 的  $H-\kappa$  推估莫荷面深度，原理是使用所有波線參數的接收函數（不限制後方位角），並假設平均地殼  $P$  波速度（本研究設  $V_P$  為  $6.3 \text{ km/s}$ ），利用公式 2.4 對於不同深度的莫荷面 ( $H$ ) 與  $\kappa$ （即  $V_P/V_S$ ）的組合做格點搜尋，所有接收函數將對應的  $P_s$ 、 $P_pPms$ 、 $P_pSms+P_sPms$  三波相之到時之振幅疊加，其三波相之權重分別為  $0.7$ 、 $0.2$ 、 $0.1$ ，當疊加振幅數值最大時所對應的  $H$  與  $V_P/V_S$  則為最佳解。

首先我們以大高加索山脈南部 ONI 測站為例交叉檢驗上述方法。本研究聯合逆推的結果顯示，ONI 的地殼底部大約在  $46$  至  $52 \text{ km}$  處有明顯梯度增加（圖 4.2），若以  $V_S$  絕對速度值  $4.2 \text{ km/s}$  做為莫荷面深度，得到深度為  $48 \text{ km}$ ，速度值  $4.2 \pm 0.1 \text{ km/s}$  之範圍落於  $46$  至  $48 \text{ km}$  之間，接近速度梯度改變區域的頂部，而 Gök et al. (2011) 以  $V_S$  絕對速度值  $4.2 \text{ km/s}$  在此測站所獲之莫荷面深度約為  $46 \text{ km}$ ，相當一致。此深度也接近我們利用  $H-\kappa$  疊加所有接收函數資料所得的莫荷面深度 ( $47.4 \text{ km}$ )，驗證了本研究聯合逆推之可信度。

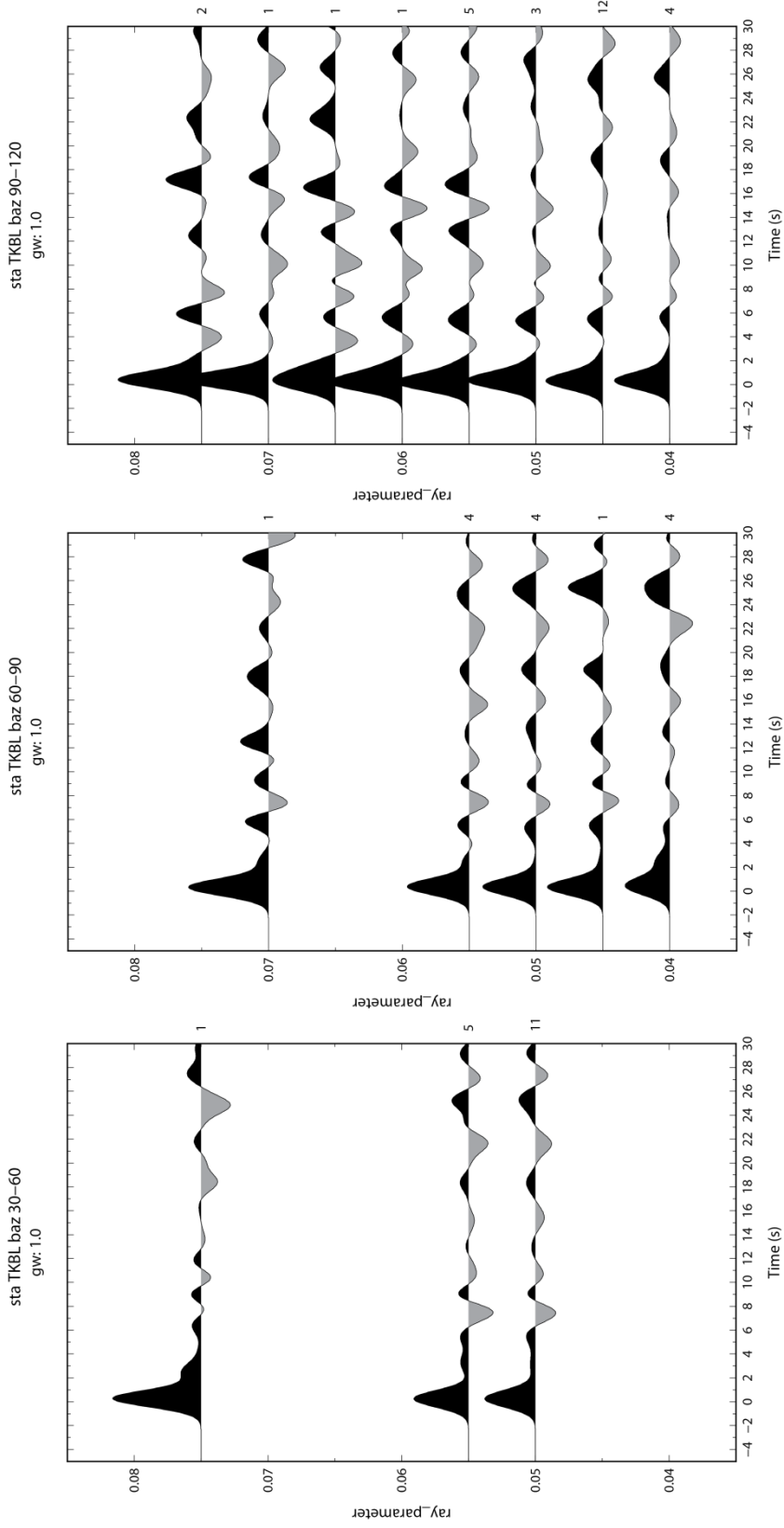


圖 4.1 左至右圖為 TKBL 後方位角 30° 至 120° 每 30° 範圍之接收函數。接收函數以波線參數每 0.005 s/km 間隔做疊加，左方數字為疊加波線參數起始值，右方數字為疊加的數目。

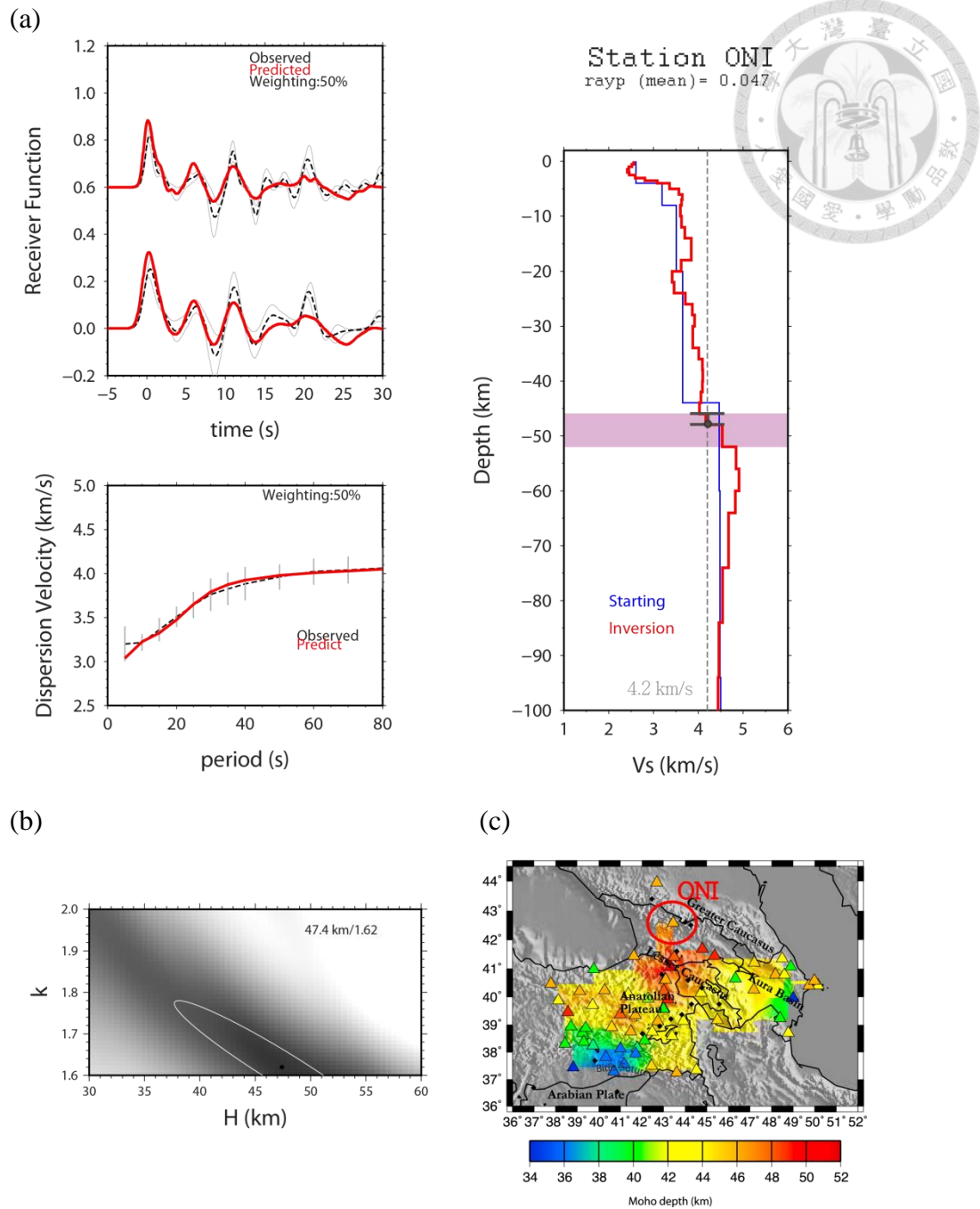


圖 4.2 測站 ONI 下方之莫荷面比較。(a)本研究聯合逆推之結果，紫色區域為莫荷面之速度梯度範圍，介於 46 與 52 km 之間，而圓圈標示  $V_S = 4.2$  km/s 所對應之莫荷面深度，結果為 48 km。灰色短實線為  $4.2 \pm 0.1$  km/s 在模型中之深度範圍，對應在 46 與 48 km 處。(b)以 H- $\kappa$  疊加法分析之結果，黑點為最佳莫荷面深度及  $V_P/V_S$ ，白色橢圓為誤差範圍。(c) Gök et al. (2011) 所得之高加索區域莫荷面深度分佈，紅色圈標示出測站 ONI 之位置，其莫荷面深度大約 46 km。



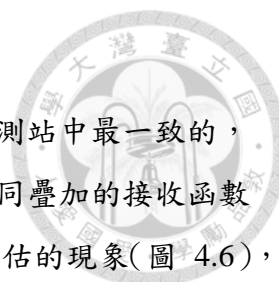
## 4.1 大高加索速度構造

設於大高加索區域之測站主要分布在大高加索山脈之中南部（圖 3.1），共 5 個測站資料較佳並完成分析，其中測站 ONI 與 Gök et al. (2011) 研究中所使用的相同。

後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$  之各測站接收函數如圖 4.3 所示，當中以波線參數 0.045-0.05 s/km 與 0.055-0.06 s/km 兩區間的接收函數疊加數量較多，除測站 AMBR 外，其他四站均可在約 5-6 s 處見到明顯轉型波能量，因此可推估大高加索之莫荷面約在 40-50 km 左右，莫荷面的複反射訊號( $PpPms$  及  $PsPms+PpSms$ ) 應在 16-22 s 左右出現（例如圖 2.1b），但實際上大部分資料顯示  $P$  波之後的信號複雜，地殼中應存在其他速度對比明顯的地層介面。此外，圖 4.3 亦可發現波形資料隨波線參數有所變化，因此本文先展示各測站以波線參數 0.045-0.05 s/km 疊加接收函數之聯合逆推結果（圖 4.4），並選定另一波線參數 0.055-0.06 s/km 之疊加接收函數作逆推（結果比較見附錄 C），這些測站當中有四個測站使用 H- $\kappa$  得到莫荷面位置（圖 4.5），最後以圖 4.6 作綜合比較。

圖 4.6 將大高加索五測站結果由西向東排列比較，整體上各方法所訂定的莫荷面深度相一致，莫荷面之速度梯度範圍平均落在 40 至 50 km 深，而且有向東增加的趨勢。依序討論如下：

- 一、測站 TKBL 與 AMBR 之接收函數波形類似，逆推的速度構造也非常接近，以絕對速度及梯度判定的莫荷面約在 45-48 km 處。兩站主要差異在於 AMBR 接收函數 5 s 處的  $Ps$  轉型波較微弱（圖 4.3 及圖 4.4），所以莫荷面相對較平滑。雖然結果符合以 H- $\kappa$  求得的莫荷面位置，但測站 TKBL 的疊加能量顯示 H 與  $V_P/V_S$  間的權衡關係（trade-off）過大（圖 4.5），可能是複反射能量較不一致而無法透過疊加增強信號，而 H- $\kappa$  方法則無法對測站 AMBR 求解。
- 二、測站 URUV 可能的莫荷面速度梯度範圍是所有測站當中最寬的（圖 4.6 及表 4.1），若比較以不同波線參數（0.045-0.05 和 0.055-0.06 s/km）疊加之接收函數逆推結果，發現 URUV 之速度模型在近地表及 50 km 莫荷面附近不同，波形擬合也較差（圖 4.4），淺層速度的強烈不一致（淺層 10 km 內）可能受非均向/均質結構影響並干擾莫荷面附近的逆推結果，因此 URUV 訂定出的莫荷面較不可信，亦不適合依絕對速度定的莫荷面，此處地殼厚度較可能為 H- $\kappa$



所得的 45 km，與鄰近測站相近。

- 三、測站 ONI 的資料量有限，然而其結果如本節前面所述是所有測站中最一致的，其下方構造也有前人研究過 (Gök et al., 2011)。比較兩種不同疊加的接收函數所逆推出之結果可知，深度 55-65 km 範圍的速度值可能有高估的現象(圖 4.6)，使圖 4.4 中預測的相速度在週期 30-40 s 時也較觀測值高，因此我們認為以波線參數 0.055-0.056 s/km 所得的速度構造最為佳解(波形擬合結果見附錄 C)。
- 四、測站 GUDA 為本研究在大高加索區域最東的測站，雖然接收函數資料量不多，在 2-4 s 處可明顯觀察到另一個能量來自地殼內的介面(圖 4.3 及圖 4.4)，兩種不同波線參數範圍所求得的速度模型類似，但有速度與深度間的權衡現象(圖 4.6)，地殼厚度與  $V_P/V_S$  的權衡關係在 H- $\kappa$  莫荷面信號疊加結果中相對不明顯(圖 4.5)。圖 4.6 的比較顯示以三種方法所定的莫荷面深度接近，約在 48-50 km 深，是高加索五個測站當中最深的，而莫荷面以上 10 km 處可能有另一高速層存在。

綜合以上比較與討論，大高加索各測站以絕對速度值與 H- $\kappa$  方法得到之莫荷面皆落於梯度範圍之內，並且除了測站 URAV 外，以絕對速度值與 H- $\kappa$  兩方法所得到之莫荷面位置相近，落於 40 至 50 km 之間(表 4.1)。

最後，我們也試著使用 Legendre et al. (2014) 方法計算之頻散曲線進行聯合逆推(詳見附錄 D)，所得到的速度構造在地殼的部分沒有明顯變化，僅有上部地函之速度降低(圖 D1)。若以絕對速度值 4.2 km/s 對應之深度做比較，測站 URAV 因速度過低而無法使用絕對速度值得到合理的莫荷面深度，測站 TKBL 可依絕對速度值訂出三個可能之莫荷面深度，其中 44 km 較接近 H- $\kappa$  方法得到的結果，而其他測站得到之深度與本研究之結果相近，因表面波分析方法所造成的莫荷面誤差小於 2 km。

淺部構造對莫荷面判定的影響:

疊加過的接收函數隨著波線參數有明顯變化，以 TKBL、AMBR 及 URAV 三測站為例，到時在 12-18 s 的訊號在波線參數小於 0.055 s/km 時並不明顯，但波線參數在 0.055-0.06 s/km 能量忽然增強兩倍以上(圖 4.3，紅色圓圈處)，能量在波



線參數大於 0.07 s/km 時又減弱。若使用不同波線參數範圍所疊加之接收函數做逆推，其速度結果必會有所不同。

圖 4.6 顯示波線參數 0.055-0.06 s/km 的接收函數因受到 12-18 s 訊號的影響，使得逆推結果在深度 30-50 km 的速度構造較為複雜且速度變化量較大，此現象在測站 TKBL 與 AMBR 尤其明顯（圖 4.6 中綠色模型），若以速度梯度範圍或絕對速度來訂定之莫荷面位置，兩種兩波線參數範圍之結果差距仍小於 2-4 km。

Cassidy (1992) 的研究指出接收函數在傾斜地層中轉型波能量會隨方位及波線參數逐漸變化，而本研究於測站 TKBL、AMBR 及 URUV 所觀察到的能量變化隨波線參數改變相當劇烈（圖 4.3），所有的資料都來自後方位角  $90^{\circ}$ - $120^{\circ}$  之間的地震，因此推測並非地層傾斜所造成，亦可排除非均向性之影響，訊號比較可能來自淺部的複反射波的干擾。進一步比較波線參數區間資料之後方位角分布（圖 4.3），波線參數小於 0.055 s/km 之地震較平均分散在後方位角  $90^{\circ}$  至  $120^{\circ}$  之間，而波線參數介於 0.055-0.07 s/km 之地震則幾乎集中在後方位角  $120^{\circ}$  附近，因此推測 12-18 s 能量改變並非受波線參數影響，而是可能採集到鄰近地表的某個局部的構造，值得注意的是此方向大致平行附近的斷層線構造（圖 3.1）。

Greater Caucasus

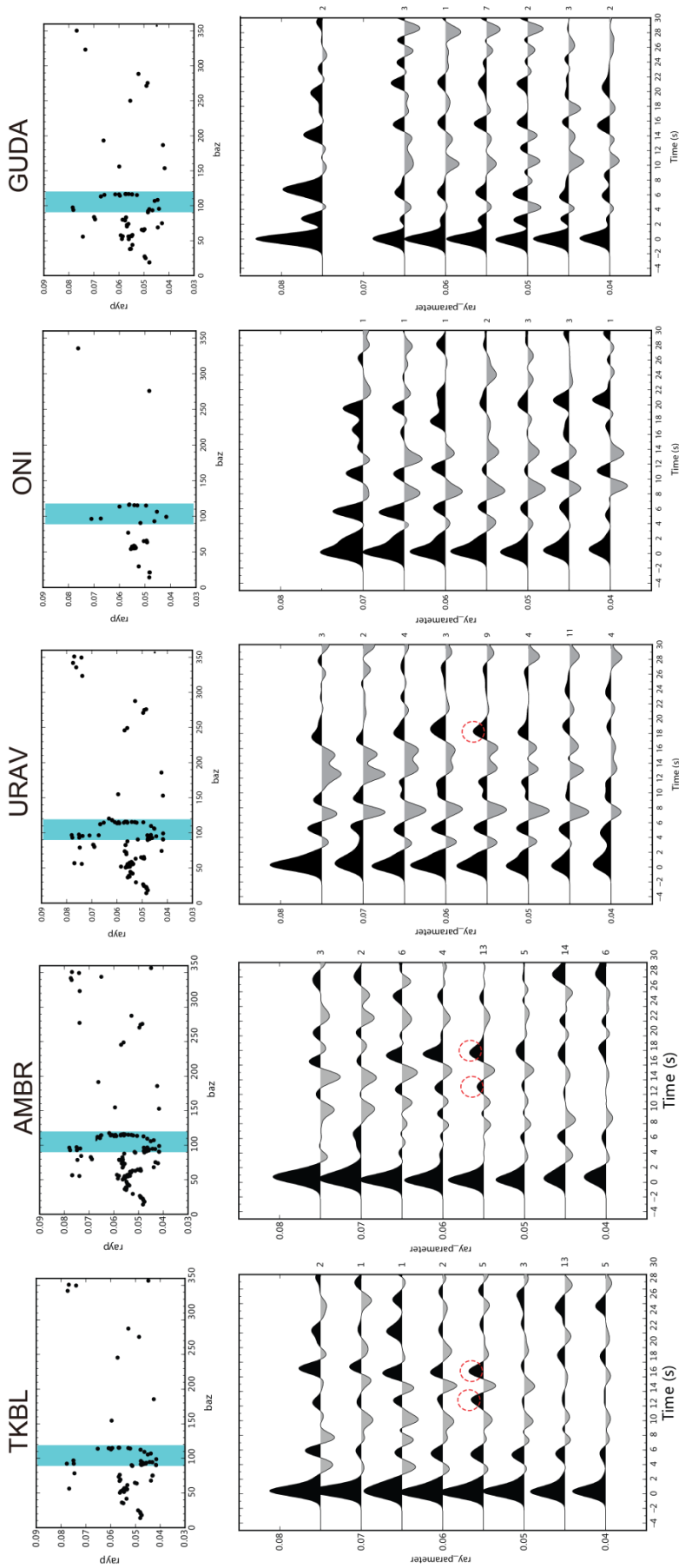


圖 4.3 大高加索測站後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$  之疊加接收函數。上方為各測站所使用之地震後方位角與波線參數之分布情形，藍色區域為後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$  區間。下方為後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$  自波線參數  $0.04 \text{ s/km}$  開始每波線參數  $0.005 \text{ s/km}$  疊加，疊加接收函數畫在疊加起始值的位置，右側數字為疊加數目。

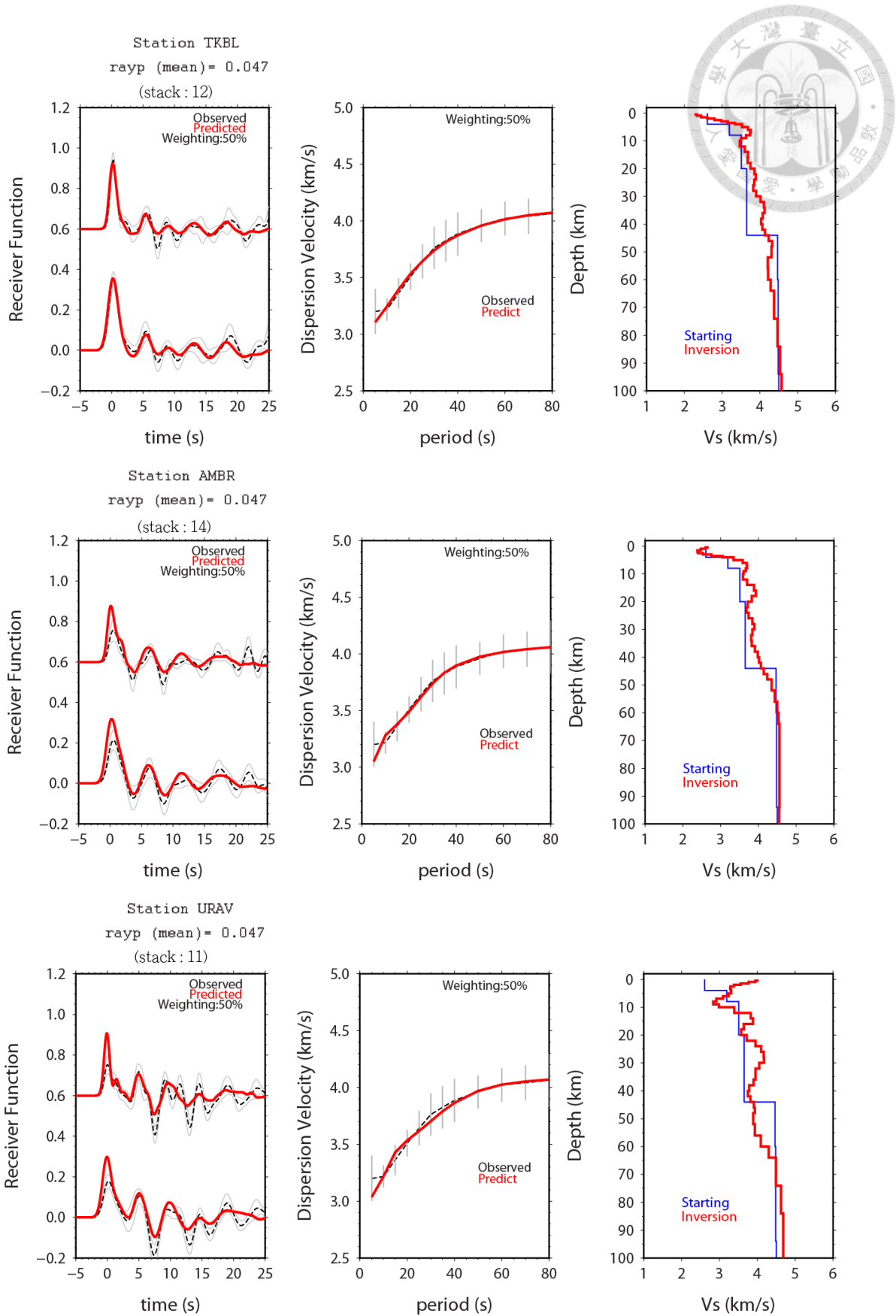


圖 4.4 (續)

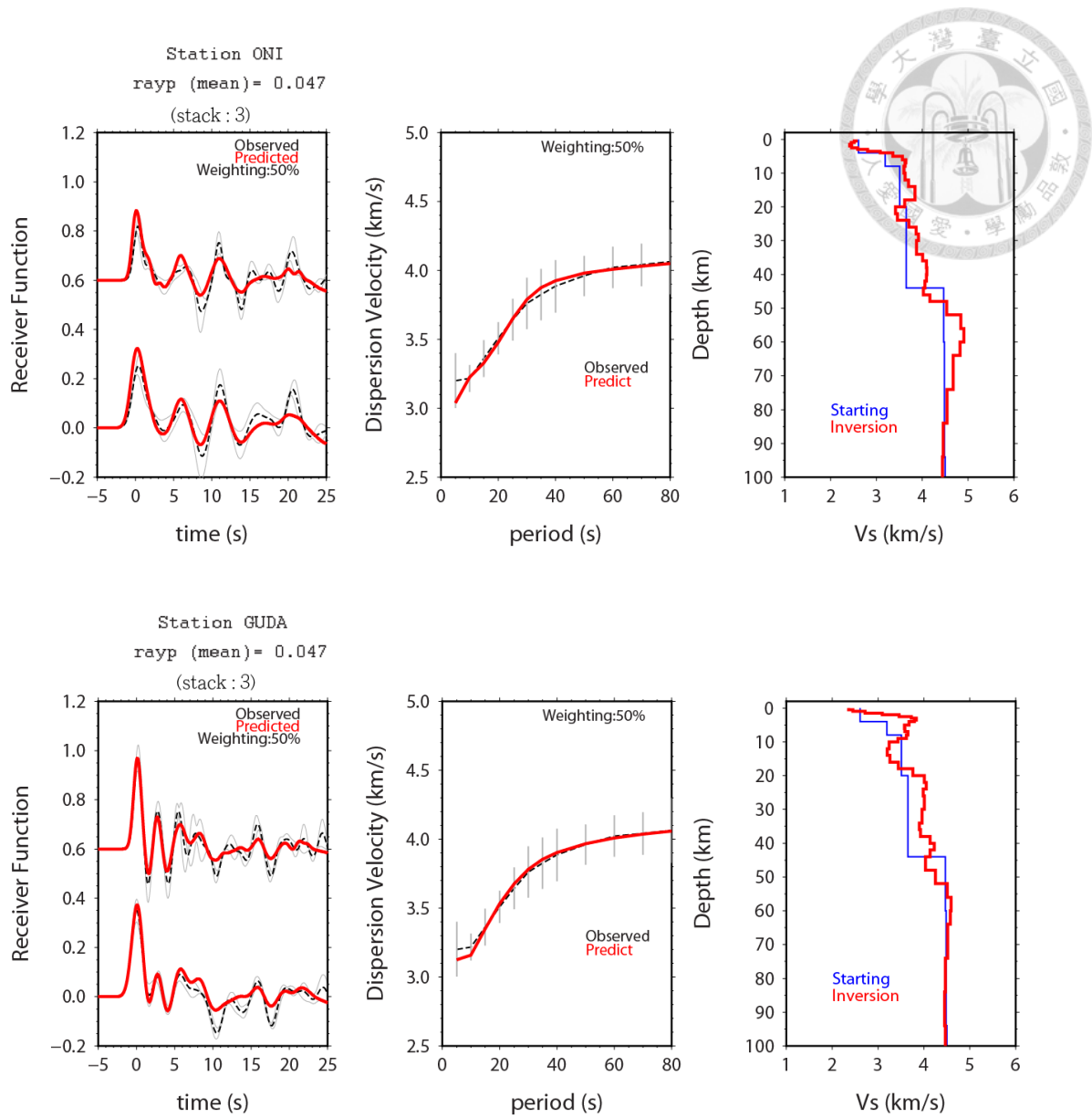


圖 4.4 大高加索之各測站以波線參數 0.045-0.05 s/km 疊加接收函數之聯合逆推結果，高斯濾波寬度上下分別為 1.5 與 1.0，灰色線為一階標準差。

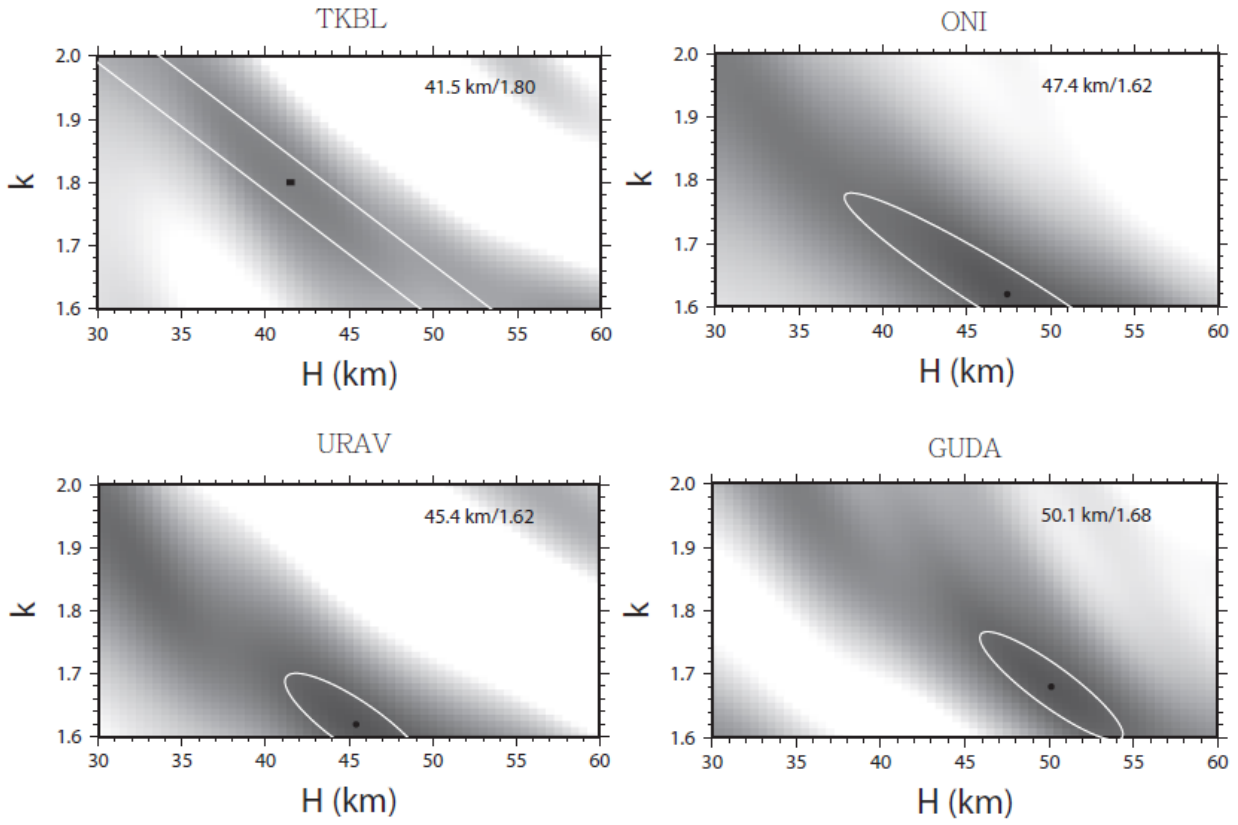


圖 4.5 大高加索各測站之 H- $\kappa$  結果。黑點為最佳莫荷面深度及  $V_P/V_S$ ，白色線為一階標準差橢圓。

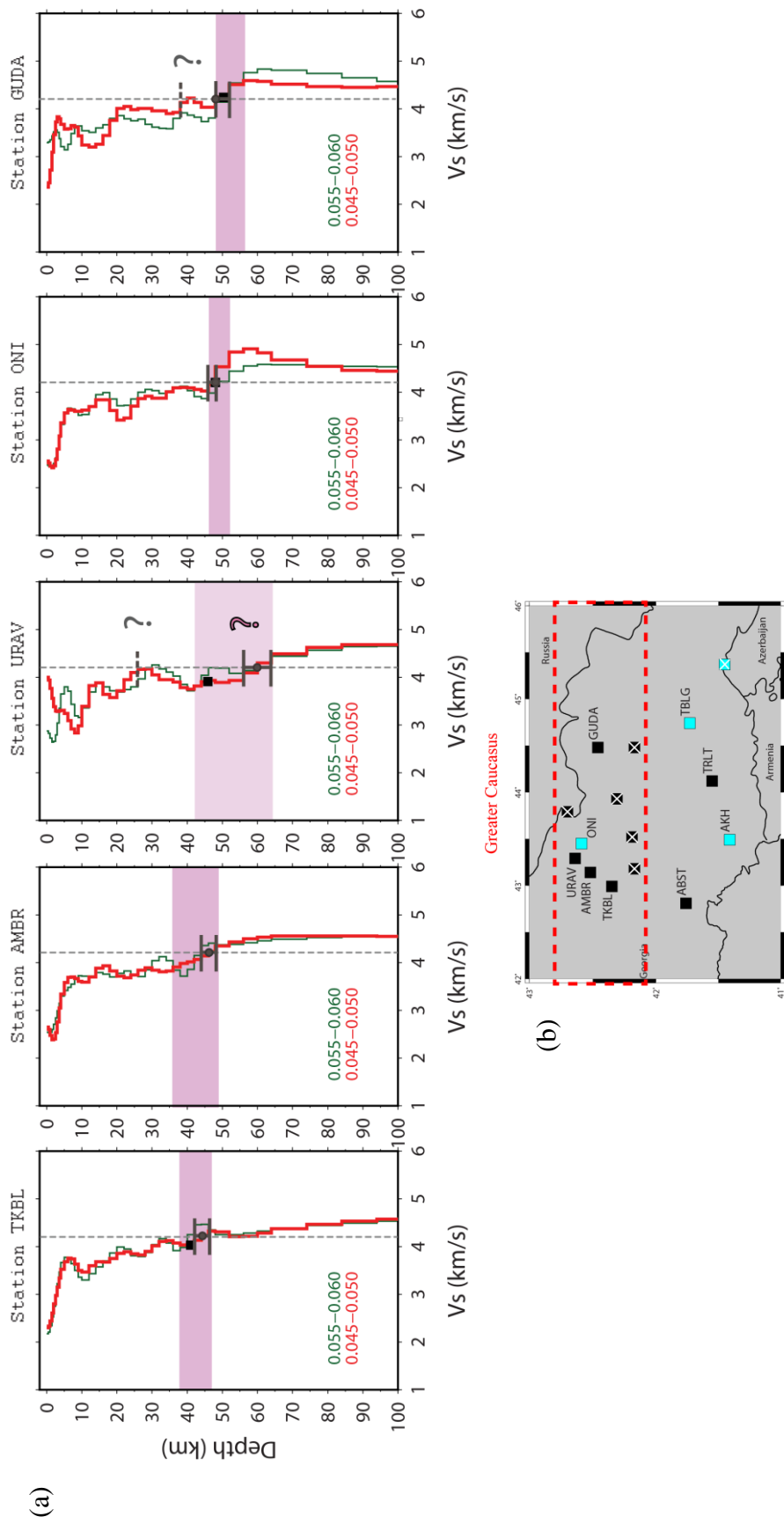


圖 4.6 大高加索莫荷面深度。(a)紅色與綠色線分別為使用波線參數 0.045-0.05 s/km 與 0.055-0.06 s/km 疊加接收函數之逆推結果，以波線參數 0.045-0.05 s/km 之結果討論莫荷面深度。紫色區域為莫荷面之速度梯度改變範圍，淺灰色虛線為 S 波絕對速度值 4.2 km/s，深灰色圓圈標示絕對速度值  $4.2 \pm 0.1$  km/s 在模型中之深度範圍。黑色方塊為 H-κ 之結果。問號位置為較不可信之莫荷面深度。(b)為測站分布圖，紅色虛線框為大高加索測站範圍。



表 4.1 大高加索測站以不同方法得到之莫荷面深度。

測站 \ 推估方法	梯度範圍 (km)	絕對值 $V_S$ $4.2 \pm 0.1$ km/s 位置 (km)	H-κ (km)
TKBL	38 – 47	$44 \pm \begin{matrix} 2 \\ 2 \end{matrix}$	41.5
AMBR	35 – 48	$46 \pm \begin{matrix} 2 \\ 2 \end{matrix}$	†
URAV	42 – 64	$60 \pm \begin{matrix} 4 \\ 4 \end{matrix}$	45.4
ONI	46 – 52	$48 \pm \begin{matrix} 0 \\ 2 \end{matrix}$	47.4
GUDA	48 – 56	$48 \pm \begin{matrix} 4 \\ 0 \end{matrix}$	50.1

† 深度不確定。



## 4.2 小高加索速度構造

分布於小高加索的測站共有四個（圖 3.1），測站間距約 100 km，由於測站較晚設置，資料量明顯較大高加索少。圖 4.7 為後方位角  $90^{\circ}$ - $120^{\circ}$  間之接收函數以每 0.005 s/km 疊加之結果，雖然資料量不多，各測站之接收函數波形在不同波線參數的疊加結果一致，我們選取逆推結果較可信之疊加接收函數討論莫荷面深度（圖 4.8），其中有三個測站的資料得以進一步使用 H- $\kappa$  法分析（圖 4.9），最後以圖 4.10 將測站由西向東排列比較小高加索之速度構造。小高加索速度構造的主要特徵可歸納如下：

一、由圖 4.10 可知中間兩個測站 AKH 與 TRLT 的莫荷面最淺，逆推的速度模型顯示梯度約在 40 至 50 km 範圍有明顯增加，增速區間較薄（約 10 km 厚），測站 TRLT 以絕對速度 4.2 km/s 對應的深度約在 38 km 深的位置，絕對速度  $4.2 \pm 0.1$  km/s 對應的深度落在 32 至 42 km 深，三方法所訂的莫荷面交集在  $\sim 40$  km 處，至於 AKH 因為整體速度較高，以絕對速度值 4.1 km/s 與 4.2 km/s 對應的深度分別為 16 與 25 km，若以絕對速度值 4.3 km/s 訂定莫荷面深度可以得到 24 km 與 42 km 兩個深度，而深度 42 km 與 H- $\kappa$  方法的結果較相近也較可能為 AKH 下方的莫荷面深度，雖然其中下部地殼之高速構造尚無合理解釋。相對的，東西兩側之測站 ABST 與 TBLG 則有較寬的梯度帶，約落在 46 至 65 km 之間，增速的起始深度也較深，以絕對速度 4.2 km/s 訂定的莫荷面在 48 km 處。以 H- $\kappa$  方法訂定之莫荷面深度落於以速度梯度訂定之莫荷面範圍內（圖 4.10 及表 4.2），整體上一致，其中以測站 TRLT 的結果最好最具代表性，而中間兩個測站 AKH 與 TRLT 的莫荷面較兩側淺可能與附近火山構造有關。

二、由於小高加索之表面波在各週期的相速度皆較大高加索快（圖 4.8），地殼內的高速層有時會很接近或高於我們用來判定的莫荷面的絕對速度值（ $V_S = 4.2$  km/s），如測站 ABST、AKH 及 TBLG 分別在深度 42、24 及 20 km 處有異常高速帶（見圖 4.10 之灰短虛線處），其中測站 AKH 之速度值甚至在 24 km 已達 4.3 km/s，並於深度 24 km 以下皆高於 4.2 km/s，必須以其他方式輔助判斷莫荷面。測站 AKH 及 TBLG 在地殼內約 20-30 km 深處的高速構造類似（圖 4.10）。

在 Gök et al. (2011) 研究中有兩個位於小高加索的測站可能與本研究的測站位



置相同，並且可以做進一步比對，分別是該研究之測站 AKHA 和 MTDA 與本研究之測站 AKH 和 TBLG。以莫荷面深度來看，Gök et al. (2011) 以聯合逆推並以  $S$  波絕對速度值 4.2 km/s 定義測站 AKHA 下方之莫荷面約為 48 km 深，本研究之測站 AKH 則因整體較高速若以梯度判定可能莫荷面位置約在深度範圍 40 至 52 km 之間，而 H- $\kappa$  法所定之結果則為 43.5 km，以絕對速度值 4.3 km/s 訂定莫荷面深度為 42 km。而 Gök et al. (2011) 在小高加索東部的研究結果顯示測站 MTDA 之速度模型相當平滑，不易以速度梯度範圍討論莫荷面位置，若以絕對速度值 4.2 km/s 訂定莫荷面深度約為 50 km 深(圖 4.11)，並與本研究中對應的測站 TBLG 相近(以絕對速度判定為 48 km，圖 4.10)。本研究之小高加索莫荷面深度與 Gök et al. (2011) 結果相較大約偏淺 2 至 5 km，推測其原因為本研究所使用之頻散曲線之速度比 Gök et al. (2011) 較高所造成。本研究以三種方式搜尋莫荷面可能深度，在逆推速度模型過於平滑或是梯度範圍較寬時，加入絕對速度值與 H- $\kappa$  可以有效輔助莫荷面之判定。

本節最後比較大小高加索兩區域下方的速度構造，圖 4.12 將大高加索較具代表性的三個測站 (TKBL、AMBR、ONI) 與四個小高加索測站相比，結果顯示小高加索之整體速度比大高加索快，主要是受控於兩區域的頻散曲線(圖 3.12)。大高加索測站一致顯示其下方深度 0 - 5 km 處的速度較低， $V_S$  最低值約為 2.3 km/s，接著在深度 12 及 24 km 處可能有兩個相對的低速層，但不是很強烈，三個模型的速度值在深度 40 至 50 km 時趨於一致且莫荷面位置接近。而小高加索在深度 0 - 5 km 的淺部構造可能因測站相距遙遠而不一致，其中測站 TRLT 於 5 km 處之低速層於章節 4.3 有更進一步討論。10 km 以下的地殼速度明顯隨深度增加，各測站之整體構造較大高加索平滑、平均速度較高，並且莫荷面附近的的速度梯度較寬也較深，約在 45 至 65 km 間。

Lesser Caucasus

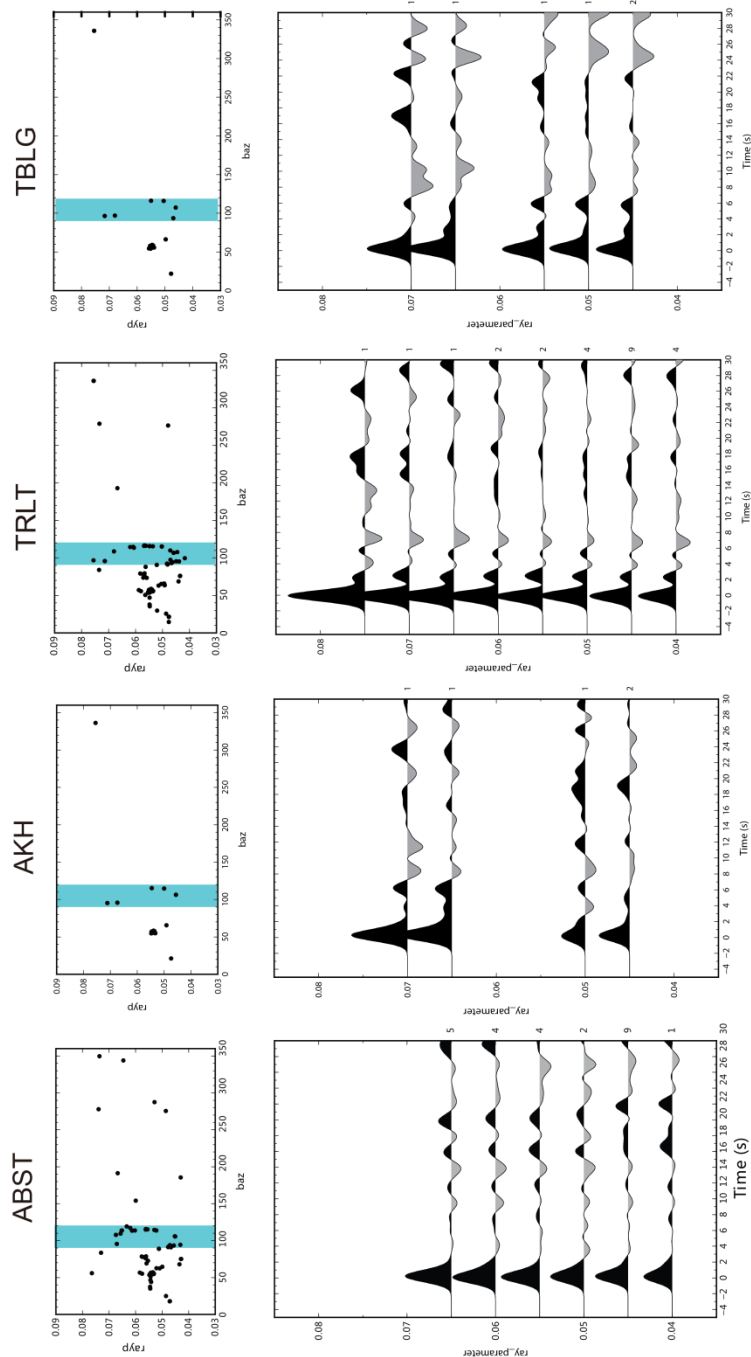


圖 4.7 小高加索測站其後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$  之疊加接收函數。上方為各測站所使用之地震隨著後方位角與波線參數之分布情形，藍色區域為後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$  區間。下方為後方位角  $90^\circ$  至  $120^\circ$  自波線參數  $0.04$  s/km 開始每波線參數  $0.005$  s/km 疊加，並疊加接收函數畫在疊加起始值的位置，疊加接收函數右邊之數字為疊加數目。



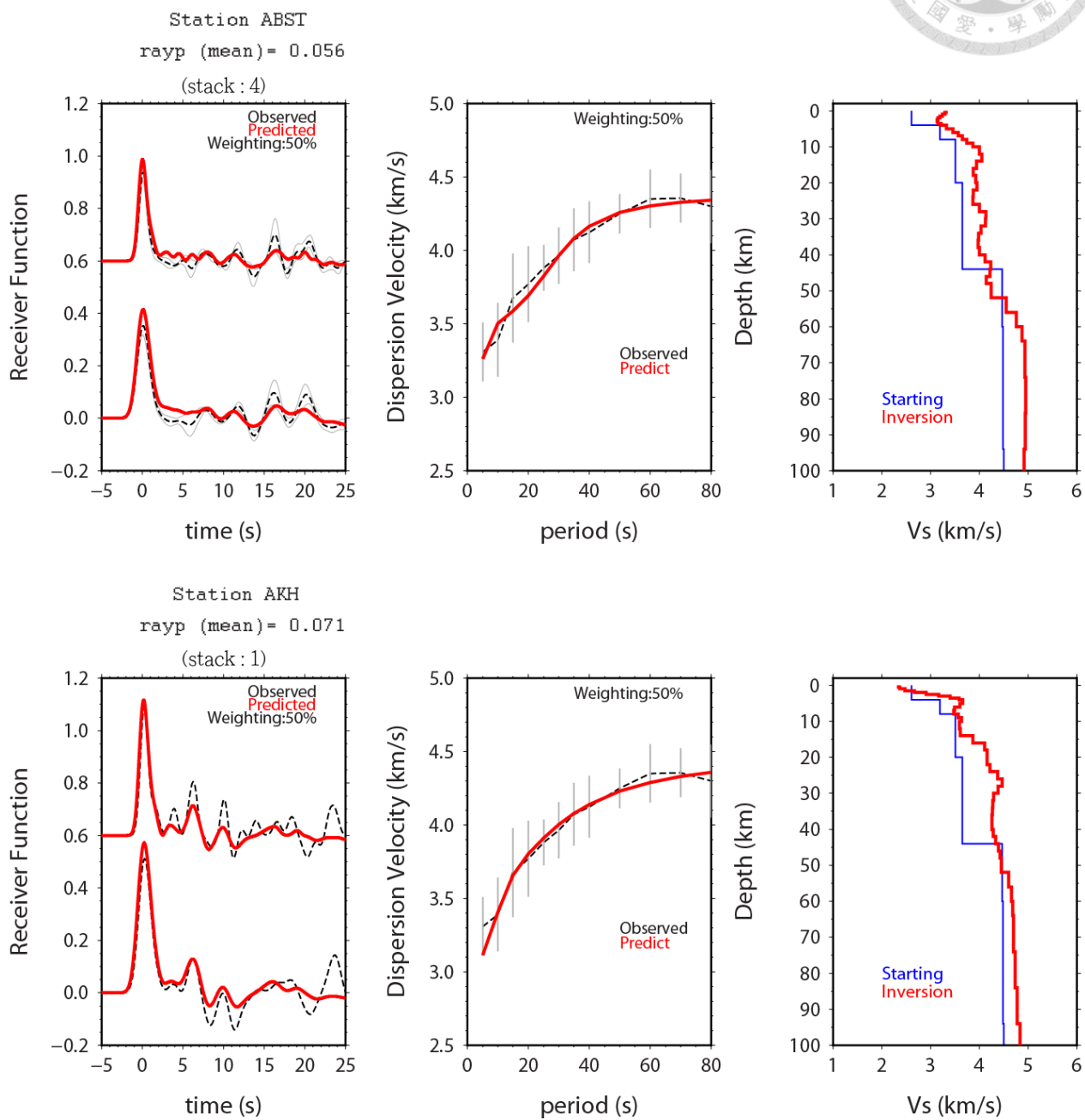


圖 4.8 (續)

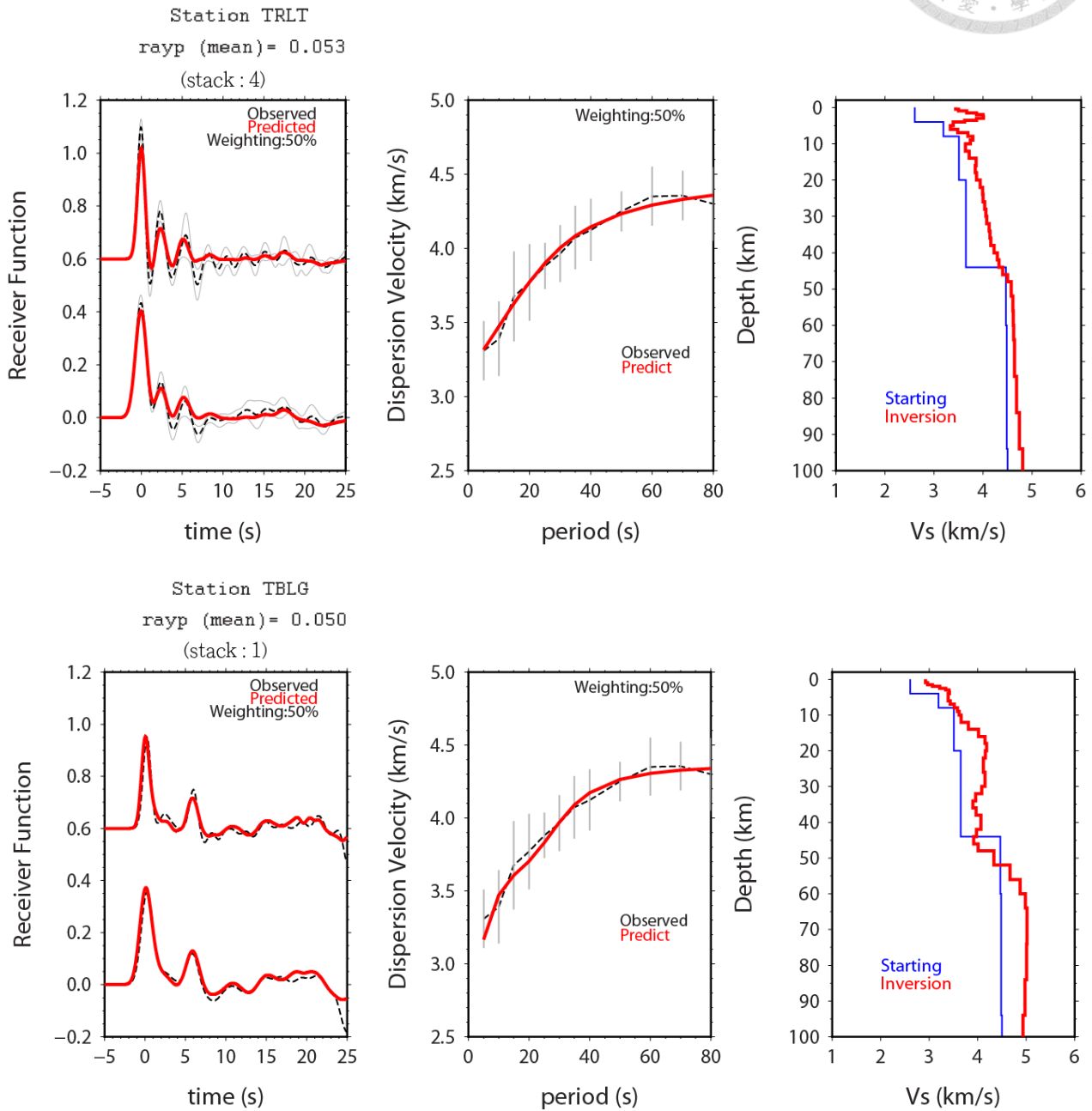


圖 4.8 小高加索之各測站之疊加接收函數聯合逆推之結果，接收函數之高斯濾波寬度上下分別為 1.5 與 1.0，灰色線為一階標準差。

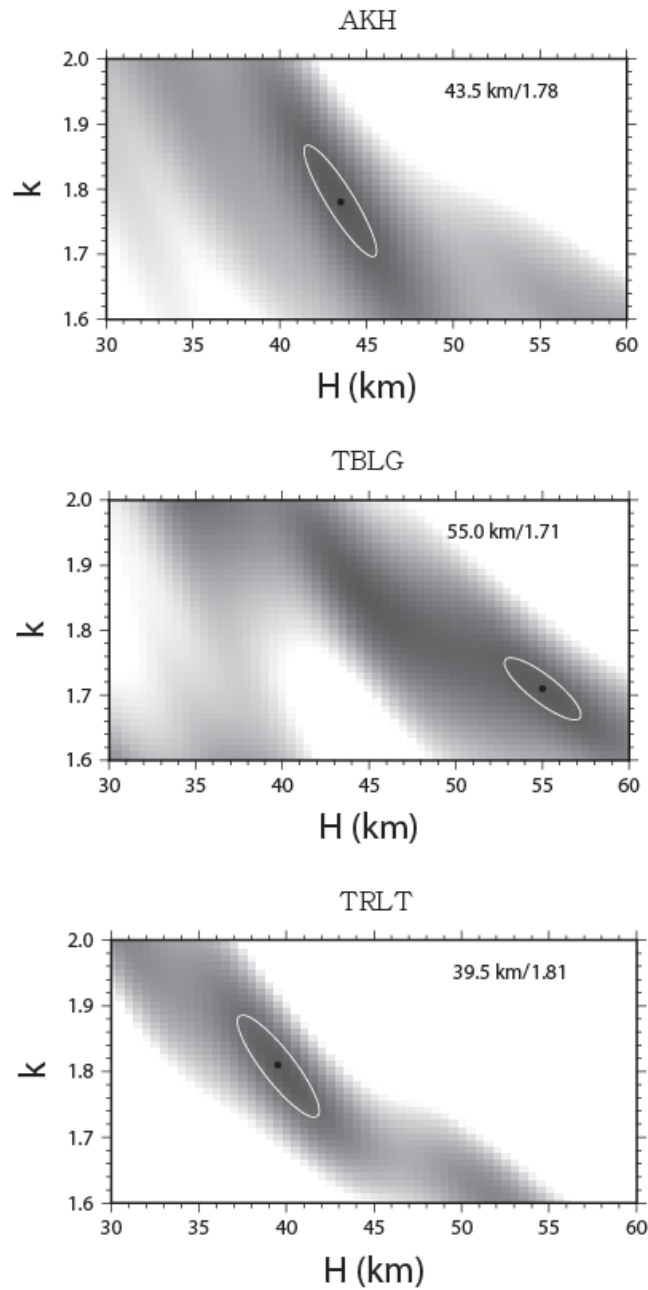


圖 4.9 小高加索各測站之 H-k 結果。黑點為最佳莫荷面深度及  $V_P/V_S$ ，白色線為一階標準差橢圓。測站 ABST 之接收函數缺乏  $P_S$  訊號而無法求得合理的莫荷面深度，因此不再此展示。

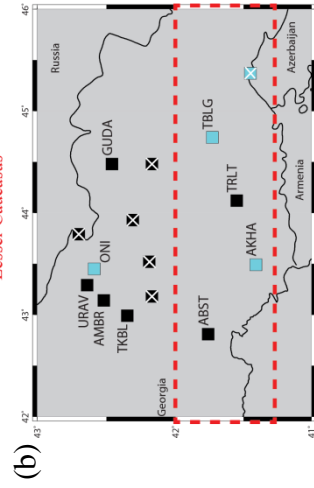
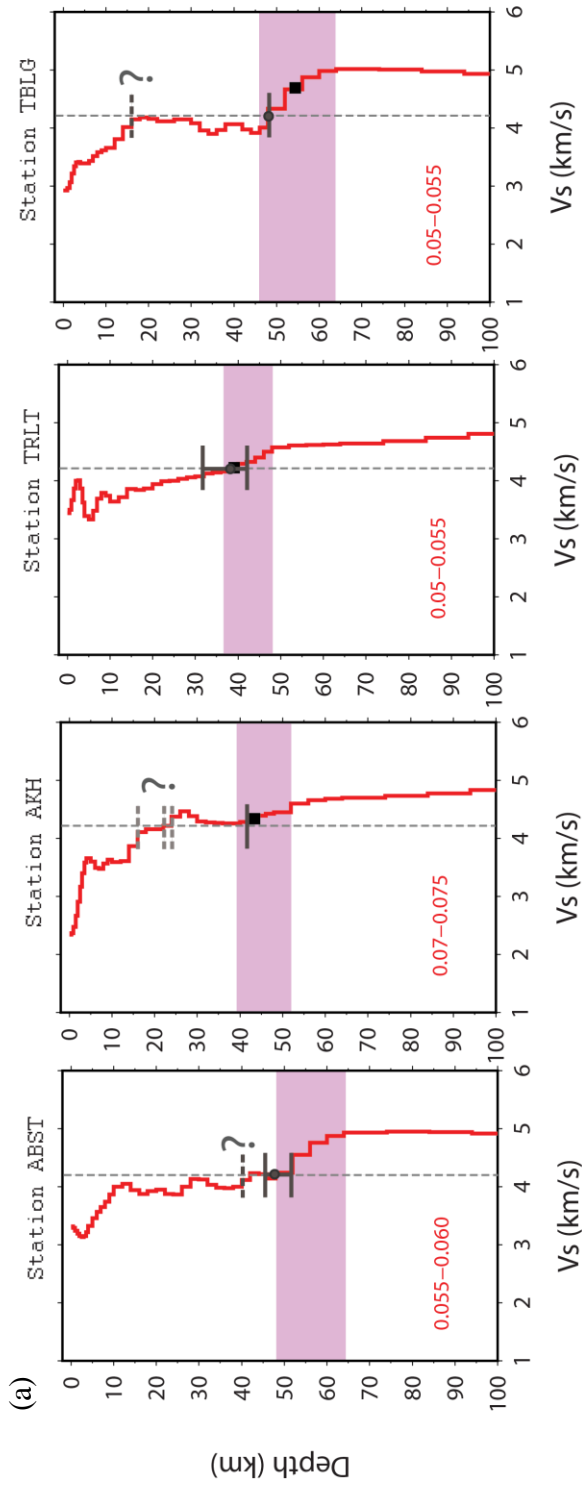


圖 4.10 小高加索莫荷面深度。(a)紅色線為逆推結果之速度模型，疊加波線參數範圍標示於左下方。紫色區域為莫荷面之速度梯度改變範圍，淺灰色虛線為  $S$  波絕對速度值  $4.2 \text{ km/s}$ ，深灰色圓圈標示絕對速度值  $4.2 \text{ km/s}$  對應之莫荷面深度，灰色短實線為  $4.2 \pm 0.1 \text{ km/s}$  在模型中之深度範圍。黑色方塊為  $H-\kappa$  之結果。問號位置為較不可信之莫荷面深度。(b)為測站分布圖，紅色虛線框為小高加索測站範圍。



表 4.2 小高加索測站以不同方法得到之莫荷面深度。

測站	推估方法	梯度範圍 (km)	絕對值 $V_S$ 4.2 ± 0.1 km/s 位置 (km)	H-κ (km)
	ABST	48 – 64	48 ± $\begin{matrix} 4 \\ 2 \end{matrix}$	†
	AKH	38 – 52	42 (4.3 km/s)	43.5
	TRLT	37 – 48	38 ± $\begin{matrix} 4 \\ 6 \end{matrix}$	39.5
	TBLG	46 – 64	48 ± $\begin{matrix} 0 \\ 0 \end{matrix}$	55

† 深度不確定。

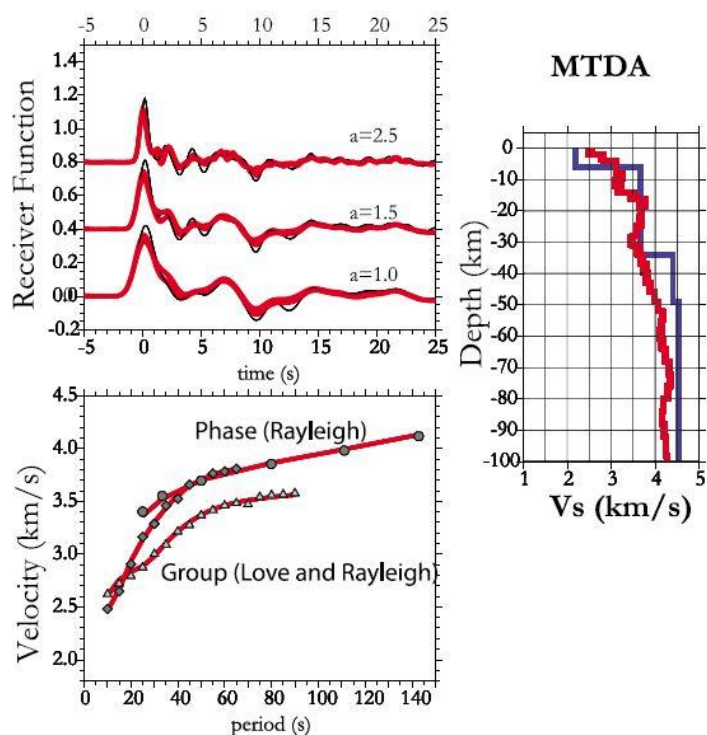


圖 4.11 MTDA 之聯合逆推結果 (摘自 Gök et al., 2011)

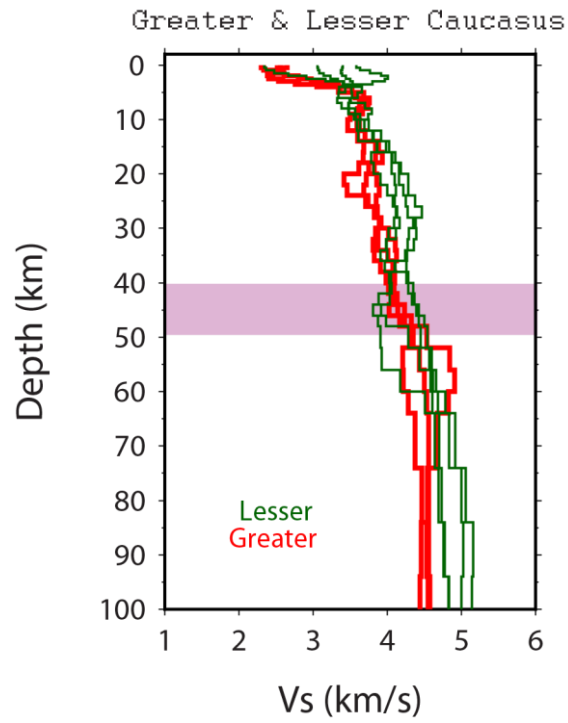


圖 4.12 大小高加索之速度構造比較。紅色線分別為大高加索之測站 TKBL、AMBR 與 ONI 之速度構造，綠色線為小高加索各站之速度構造。紫色區域為大高加索之莫荷面範圍。



### 4.3 小高加索測站 TRLT 之低速層

測站 TRLT 為小高加索較特殊的測站，其切向接收函數在直達  $P$  波後近 1 s 處有明顯能量（圖 4.13），並且隨著後方位角有轉向的現象，由於分布於後方位角  $120^\circ$ - $360^\circ$  之地震太稀疏，僅知反轉發生在後方位角  $120^\circ$ - $190^\circ$  之資料空缺處及約  $360^\circ$  位置，需要更多的資料才能進一步討論非均向性及傾斜地層的影響。更重要的是本研究發現測站 TRLT 下方約 5 km 深處有一明顯的低速層（圖 4.10），而其他測站並無此現象，因此本節針對此低速層之特性討論。

前節顯示測站 TRLT 之逆推結果在接收函數 0 至 10 s 的擬合程度仍不夠好（圖 4.14a，同圖 4.8 之 TRLT 結果），尤其在 2 s 處預測的振幅過小，於是我們推斷淺部速度變化可能更大，原逆推受平滑參數  $s$  的限制而無法得到更滿意的波形擬合。當我們 0 - 20 km 之平滑參數由 20 降低至 5 後，逆推結果在接近地表的低速層以及 5 km 處之低速層變得更加明顯（圖 4.14b），接收函數擬合程度也有顯著提高。藉由波相到時的分析，我們推測 TRLT 之接收函數接近 1 s 處負向  $Ps$  訊號為低速層上緣與近地表速度變化所造成，2 s 處之正向  $Ps$  訊號則為低速層下緣的速度變化所造成，而 5 s 處之正向  $Ps$  訊號除了可能是莫荷面訊號外，也可能是由低速層造成複反射的訊號。

為了確認此低速層對於接收函數訊號的影響及莫荷面的判斷，我們根據聯合逆推結果設置系列較簡單的  $S$  波速度模型，以正推方式分析可能構造（圖 4.15）。首先在模型中 4-6 km 設置一速度為 3 km/s 之低速層（厚度 2 km），地殼及地函各深度之速度值皆設為 4 km/s，以此模型計算出的接收函數與已經可以大致擬合觀測資料中能量較大之訊號（圖 4.15a），由此可見這個位於淺部的低速層應為真實存在，並且是整個接收函數的主要訊號來源。由於 1 s 處負向能量小於觀測值，影響可能來自更淺層之構造，因此我們進一步在模型中地表處加入一厚度 1 km、速度 3 km/s 之低速層（圖 4.15b），其結果不但提高波形擬合程度，也較能合理解釋地表沉積層，雖然此速度模型尚未有莫荷面的加入，但接收函數已經擬合得很好，此結果暗示測站 TRLT 之接收函數中莫荷面之訊號若不夠強，其  $Ps$  轉型波（約 5 s 處）將被低速層干擾，使逆推結果中的莫荷面可能不明顯，觀照我們的實際逆推結果，莫荷面位置確實較平滑，是合理的結果。最後我們將速度模型加入可能的莫荷面，在 45 km 深的位置將速度由  $V_S = 4$  km/s 提高為  $V_S = 4.6$  km/s，其結果相

對於前一模型在主要訊號 5 s 處之擬合程度較佳，此外還提供 10 至 25 s 之訊號能量（圖 4.15c）。由此測試可知，測站 TRLT 在近地表的低速層是可信且能有效被約束的，淺部構造的信號能對莫荷面的一次轉型波產生干擾，此時莫荷速度構造之逆推會明顯與莫荷面的複反射信號有關。

Chmielowski et al. (1999) 利用接收函數於研究玻利維亞之阿爾蒂普拉諾 (Altiplano) 火山高原之速度構造，其接收函數波形與本研究中測站 TRLT 相似（圖 4.16b），該研究發現阿爾蒂普拉諾火山的測站下方有明顯低速層，證據主要來自低速層之上緣與下緣形成於 2 s 處的負向與 5 s 處的正向  $P_s$  訊號，本研究以相同方式找出對應在接收函數波形中的可能低速帶訊號，約在 1 及 2 s 處（圖 4.16a）。Zandt et al. (2003) 利用模擬接收函數求得阿爾蒂普拉諾火山高原之低速帶特性，該低速層為位在 20 km 深，厚度僅約 1 km，而速度不大於 1 km/s（圖 4.16c），並且進一步推測其低速層可能為火山區的岩漿庫，相較之下，小高加索測站 TRLT 的低速層位置較淺（約 5 km），速度可達~3 km/s。

Barker et al. (1991) 研究中提到聖海倫火山 (St. Helen) 1980 年 5 月 18 日以及 1980 年 6 月 12 兩次噴發後所伴隨的地震群圍繞於岩漿庫周圍，岩漿庫內部則無地震（圖 4.17）。我們以測站 TRLT 為中心做三條剖面觀察速度構造與地震分布是否有相關性（圖 4.18），小高加索地震主要集中在測站 TRLT 南方的 Javakheti 地區，深度在上部地殼 20 km 以內，測站 TRLT 下方地震明顯較少，在 BB' 剖面測站南方地震密集，測站以北不只地震稀疏，測站正下方距地表 0 至 10 km 處為無震區，可與圖 4.14 之低速層之深度範圍對應。由於測站 TRLT 之地理位置鄰近火山與地震群，並且其低速層區域較無地震分布，我們推測此低速層跟火成活動有關聯，但是否為岩漿庫還需要更進一步的證實。

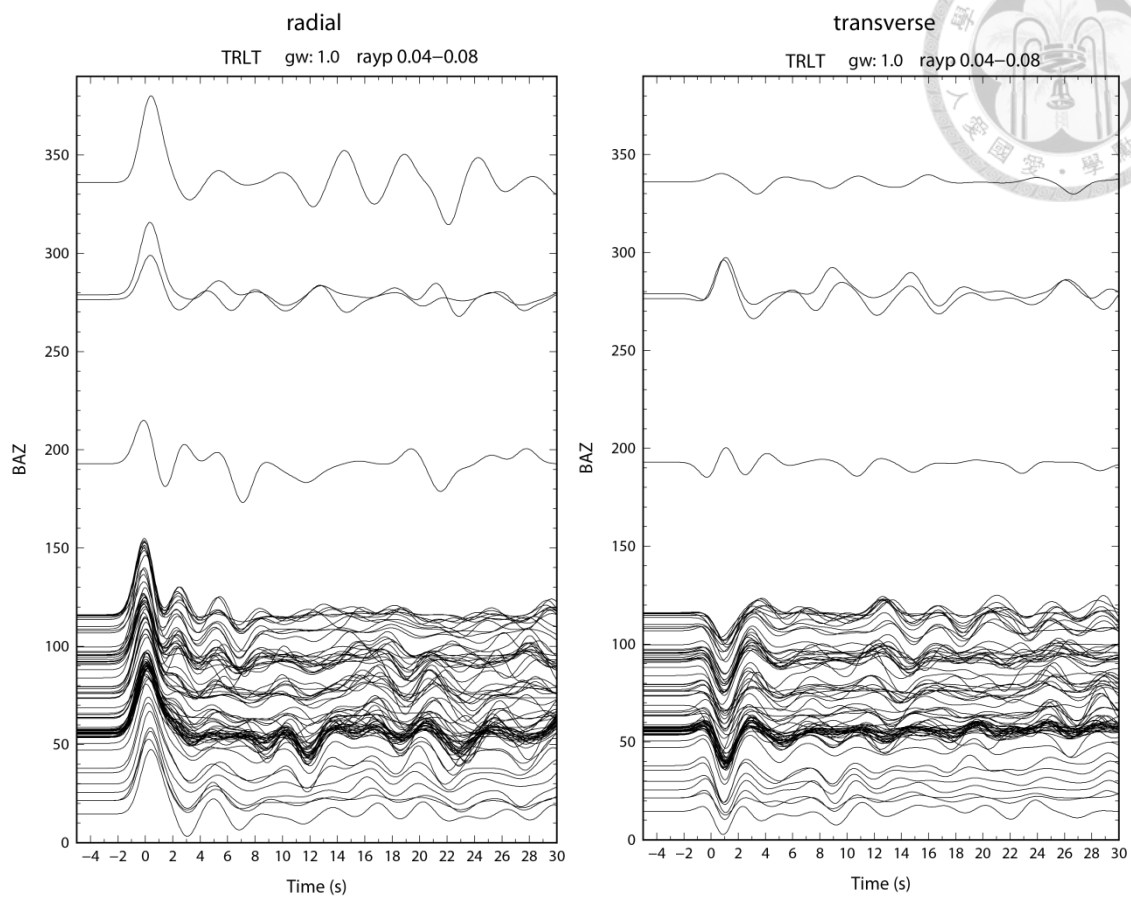


圖 4.13 測站 TRLT 徑向與切向接收函數隨後方位角排列。

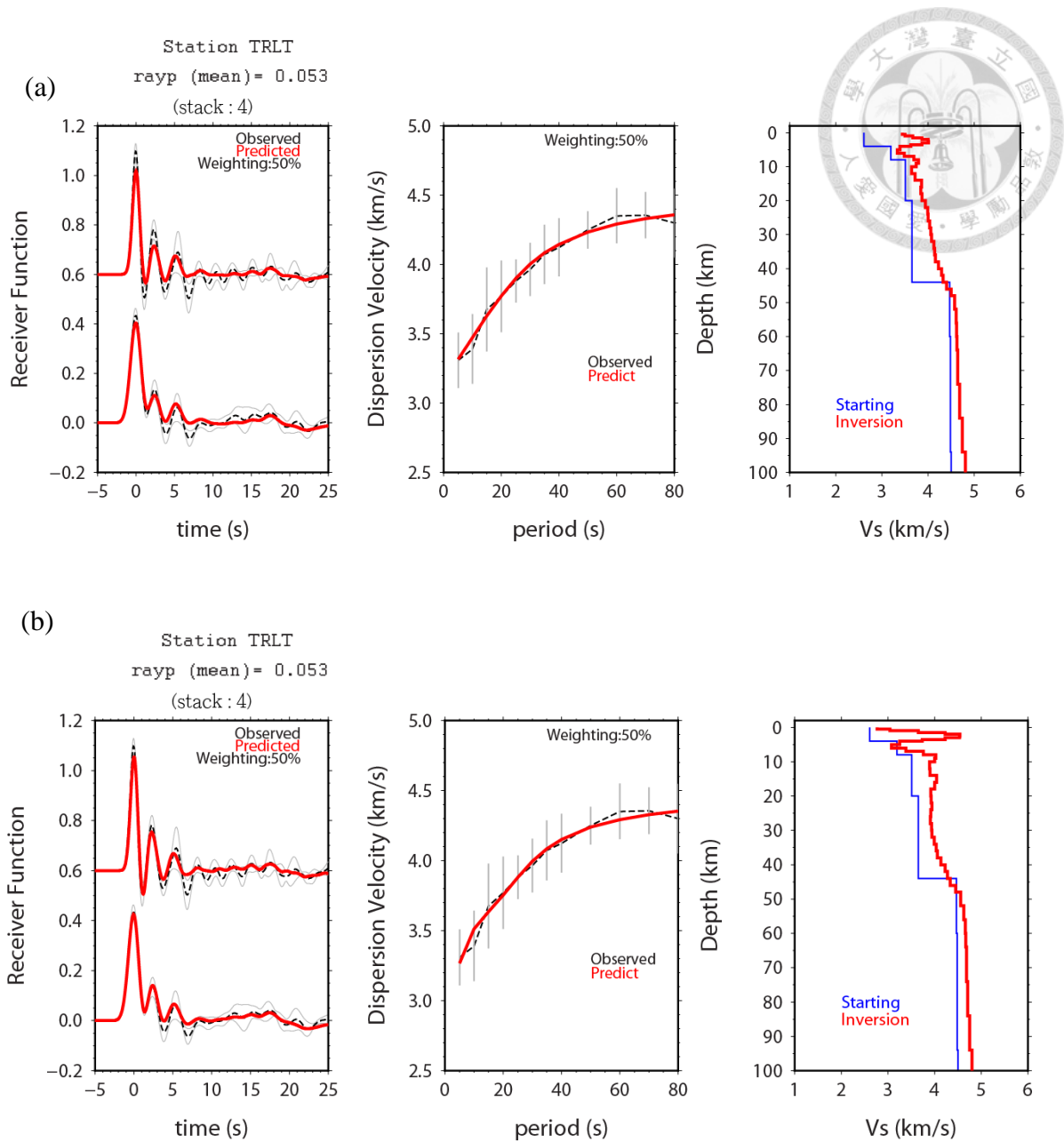


圖 4.14 TRLT 改變平滑參數之逆推結果。(a) 平滑參數  $s$  皆為 20。(b) 0 至 20 km 深平滑參數  $s$  為 5，其餘不變。

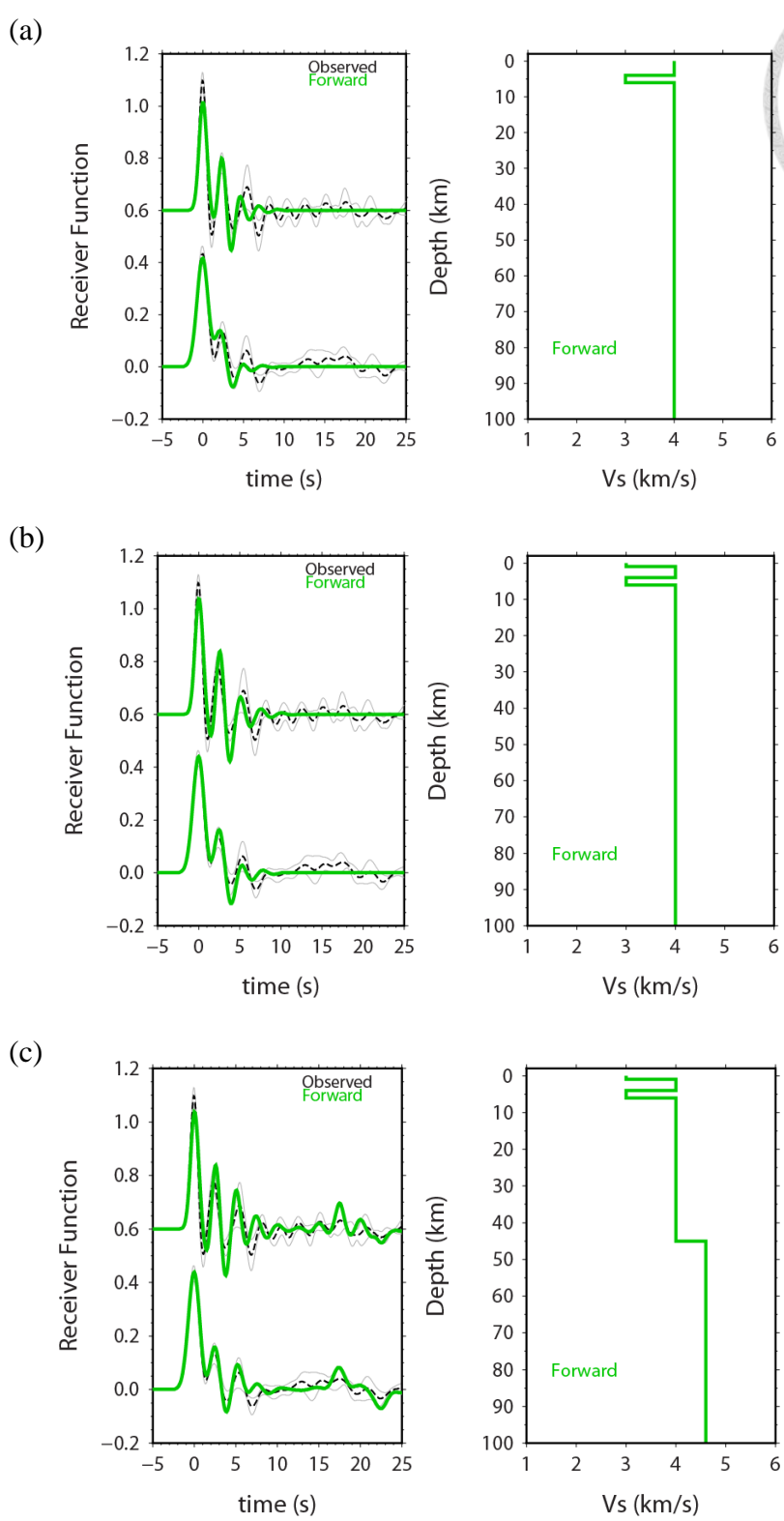
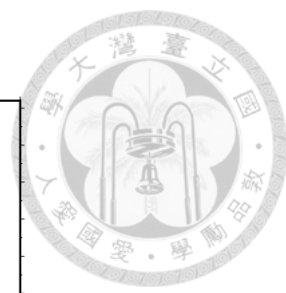


圖 4.15 以正推求得之模擬波形討論低速層的影響。(a) 使用模型 4 至 6 km 為低速層之結果。(b) 將模型(a)加入地表低速層之結果。(c) 將模型(b) 45 km 設置一莫荷面之結果。

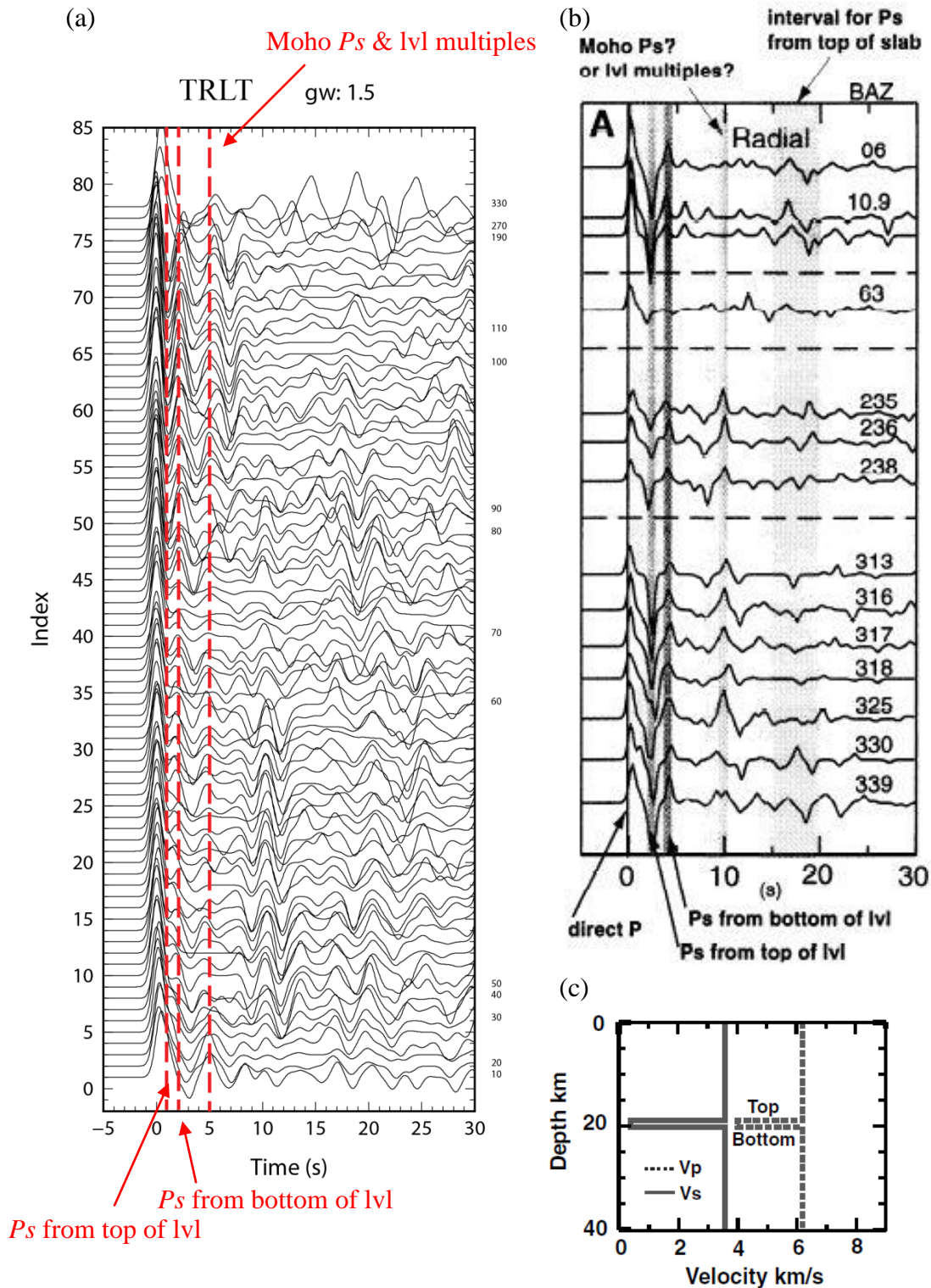


圖 4.16 比較 TRLT 與阿爾蒂普拉諾火山高原之接收函數。(a)為 TRLT 接收函數波形，後方位角範圍標示於右側。(b)為阿爾蒂普拉諾火山高原之測站 LOCL 之接收函數，後方位角標示於右側。(摘自 Chmielowski et al., 1999) (c)阿爾蒂普拉諾火山高原之低速帶速度模型。(摘自 Zandt et al., 2003)

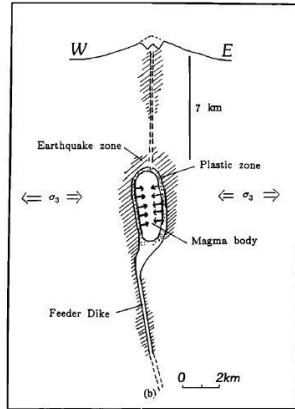


圖 4.17 聖海倫火山 1980 年火山噴發後之地震分布示意圖，圓柱型岩漿庫位於深度 7 至 11 km 之地震帶之間。(摘自 Barker et al., 1991)

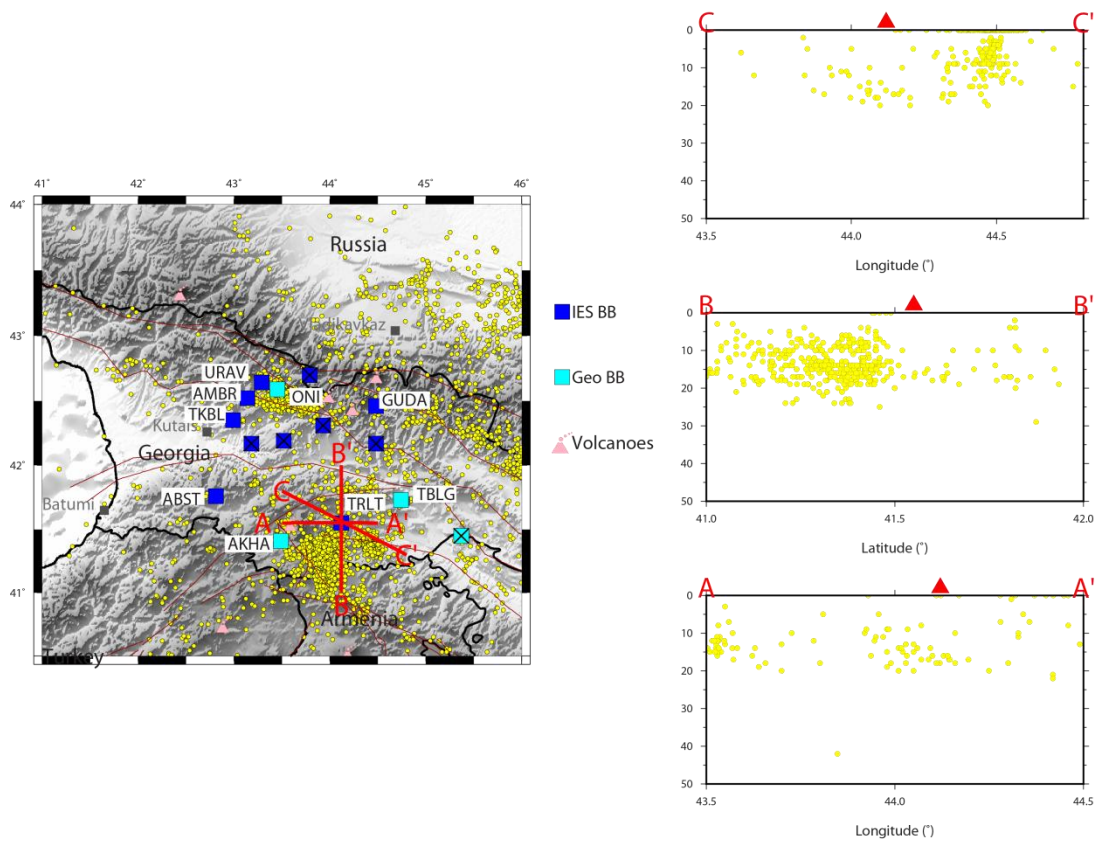


圖 4.18 左圖為小高加索地震與測站分布關係圖，紅色粗線標示右圖中三條剖面之位置，深紅色細線為斷層線，黃色圓圈為 2005 至 2010 年之背景地震。右圖為三條投影剖面結果，投影寬度左右各 10 km。



## 第五章 結論

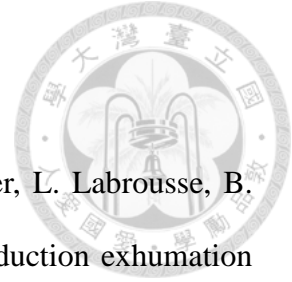


本研究主要將高加索南北分為大、小高加索兩區域探討其岩石圈速度構造，並與前人研究結果討論與比較歸納出下列重點：

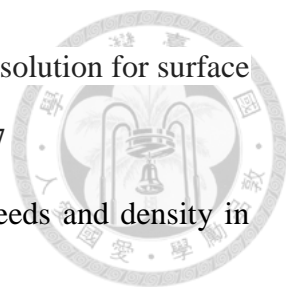
1. 小高加索測站 ABST-TRLT 所得到的頻散曲線比大高加索測站 AMBR-GUDA 得到的頻散曲線平均高 0.25 km/s。
2. 大高加索區域之測站主要分布在大高加索山脈之中南部，莫荷面之速度梯度範圍平均落在 40 至 50 km 深，而且有向東增加的趨勢，其中測站 ONI 的結果與 Gök et al. (2011)一致。各測站在淺部 0 至 5 km 的低速構造非常一致，最低值約為  $V_S = 2.3$  km/s。測站 TKBL、AMBR 及 URUV 波線參數介於 0.055-0.07 s/km 之疊加接收函數皆顯示在到時約 12-18 s 的訊號增強，且地震幾乎集中在後方位角  $120^\circ$  附近，推測可能採集到鄰近地表的某個局部的構造，此方向大致平行附近的斷層線構造。
3. 小高加索各測站之整體構造較大高加索平滑，並且莫荷面附近的的速度梯度較寬也較深，約在 45 至 65 km 間。小高加索莫荷面深度與 Gök et al. (2011)結果相較大約偏淺 2 至 5 km，可能是本研究中之表面波速度較高所造成。
4. 小高加索測站 TRLT 觀測到明顯低速層，深度約 5 km，厚度約 2 km，低速度可達~3 km/s，類似 Chmielowski et al. (1999)與 Zandt et al. (2003) 在玻利維亞之阿爾蒂普拉諾(Altiplano)火山高原下方所發現之低速帶構造。由於測站 TRLT 之地理位置鄰近火山與地震群，並且其低速層區域較無地震分布，我們懷疑此低速層有可能跟火成活動有關，但是否為岩漿庫在未來還需要更進一步的證實。
5. 小高加索之頻散曲線因資料量少而誤差較大，頻散曲線仍須再檢驗。待資料較充足時將比較小高加索不同測站對之頻散曲線，以增進小高加索區域逆推結果的可信度。

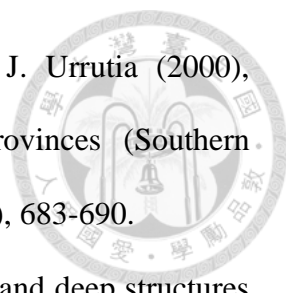


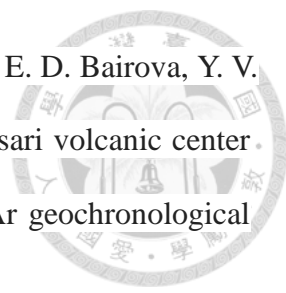
## 參考文獻



- Agard, P., P. Monié, W. Gerber, J. Omrani, M. Molinaro, B. Meyer, L. Labrousse, B. Vrielynck, L. Jolivet, and P. Yamato (2006), Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics, *J. Geophys. Res.*, *111*(B11), doi:10.1029/2005JB004103.
- Agard, P., J. Omrani, L. Jolivet, and F. Mouthereau (2005), Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *Int. J. Earth Sci.*, *94*(3), 401-419.
- Al-Lazki, A. I., E. Sandvol, D. Seber, M. Barazangi, N. Turkelli, and R. Mohamad (2004), Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates, *Geophys. J. Int.*, *158*(3), 1024-1040.
- Al-Lazki, A. I., D. Seber, E. Sandvol, N. Turkelli, R. Mohamad, and M. Barazangi (2003), Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(24), 8043, doi: 10.1029/2003GL017391.
- Ammon, C. J. (1991), The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *81*(6), 2504-2510.
- Ammon, C. J., G. E. Randall, and G. Zandt (1990), On the nonuniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.*, *95*(B10), 15303-15318.
- Barker, S. E., and S. D. Malone (1991), Magmatic system geometry at Mount St. Helens modeled from the stress field associated with post-eruptive earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *96*(B7), 11883-11894.

- 
- Bassin, C., G. Laske, and G. Masters (2000), The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *Eos Trans. AGU.*, 81, F897
- Brocher, T. M. (2005), Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(6), 2081-2092.
- Cassidy, J. (1992), Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(3), 1453-1474.
- Chmielowski, J., G. Zandt, and C. Haberland (1999), The central Andean Altiplano-Puna magma body, *Geophys. Res. Lett.*, 26(6), 783-786.
- Crotwell, H. P., T. J. Owens, and J. Ritsema (1999), The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities, *Seismol. Res. Lett.*, 70(2), 154-160.
- DeMets, C., R. G. Gordon, and D. F. Argus (2010), Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181(1), 1-80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Dewey, J., M. Hempton, W. Kidd, F. t. Saroglu, and A. Şengör (1986), Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 19(1), 1-36.
- Gök, R., R. Mellors, E. Sandvol, M. Pasyanos, T. Hauk, R. Takedatsu, G. Yetirmishli, U. Teoman, N. Turkelli, and T. Godoladze (2011), Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region, *J. Geophys. Res.*, 116, B05303, doi:10.1029/2009JB000837.
- Gök, R., M. E. Pasyanos, and E. Zor (2007), Lithospheric structure of the continent—continent collision zone: eastern Turkey, *Geophys. J. Int.*, 169(3), 1079-1088.
- Gök, R., E. Sandvol, N. Türkelli, D. Seber, and M. Barazangi (2003), Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8042, doi:10.1029/2003GL018020.

- 
- Goguitchaichvili, A., M. Calvo, D. Sologashvili, L. Alva, and J. Urrutia (2000), Palaeomagnetism of Georgian Plio-Quaternary volcanic provinces (Southern Caucasus): a pilot study, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila*, 331(11), 683-690.
- Hatzfeld, D., and P. Molnar (2010), Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications, *Rev. Geophys.*, 48(2), RG2005, doi: 10.1029/2009RG000304.
- Julià, J., C. J. Ammon, and R. B. Herrmann (2003), Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities, *Tectonophysics*, 371(1), 1-21.
- Keskin, M. (2003), Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction - accretion complex: An alternative model for collision - related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8046, doi:10.1029/2003GL018019.
- Kuo, B.-Y., W.-C. Chi, C.-R. Lin, E. T.-Y. Chang, J. Collins, and C.-S. Liu (2009), Two-station measurement of Rayleigh-wave phase velocities for the Huatung basin, the westernmost Philippine Sea, with OBS: implications for regional tectonics, *Geophys. J. Int.*, 179(3), 1859-1869.
- Landisman, M., A. Dziewonski, and Y. Sato (1969), Recent improvements in the analysis of surface wave observations, *Geophys. J. Int.*, 17(4), 369-403.
- Langston, C. A. (1979), Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84(B9), 4749-4762.
- Legendre, C. P., F. Deschamps, L. Zhao, S. Lebedev, and Q.-F. Chen (2014), Anisotropic Rayleigh-wave Phase-velocity Maps of Eastern China, *J. Geophys. Res.*, 119, 4802–4820, doi:10.1002/2013JB010781.

- 
- Lebedev, V. A., I. V. Chernyshev, O. Z. Dudauri, M. M. Arakelyants, E. D. Bairova, Y. V. Gol'tsman, A. V. Chugaev, G. T. Vashakidze (2003), The Samsari volcanic center as an example of recent volcanism in the lesser caucasus: K-Ar geochronological and Sr-Nd Isotopic data, *Dokl. Earth Sci.*, 393, 1323-1328.
- Ligorría, J. P., and C. J. Ammon (1999), Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89(5), 1395-1400.
- McClusky, S., R. Reilinger, S. Mahmoud, D. B. Sari, and A. Tealeb (2003), GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155(1), 126-138.
- Meier, T., K. Dietrich, B. Stöckhert, and H. P. Harjes (2004), One-dimensional models of shear wave velocity for the eastern Mediterranean obtained from the inversion of Rayleigh wave phase velocities and tectonic implications. *Geophys. J. Int.*, 156(1), 45-58.
- Pearce, J., J. Bender, S. De Long, W. Kidd, P. Low, Y. Güner, F. Saroglu, Y. Yilmaz, S. Moorbath, and J. Mitchell (1990), Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44(1), 189-229.
- Philip, H., A. Cisternas, A. Gvishiani, and A. Gorshkov (1989), The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, 161(1), 1-21.
- Phinney, R. A. (1964), Structure of the Earth's crust from spectral behavior of long-period body waves, *J. Geophys. Res.*, 69(14), 2997-3017.
- Reilinger, R., et al. (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Ruppel, C., and M. McNutt (1990), Regional compensation of the Greater Caucasus mountains based on an analysis of Bouguer gravity data, *Earth Planet. Sci.*

*Lett.*, 98(3), 360-379.

Saintot, A., M. Brunet, F. Yakovlev, M. Sébrier, R. Stephenson, A. Ershov, F. Chalot-Prat, and T. McCann (2006), The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Greater Caucasus, *Geol. Soc. London Mem.*, 32, 277-289.

Şengör, A., S. Ö zeren, T. Genç, and E. Zor (2003), East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8045, doi:10.1029/2003GL017858.

Sengor, A. M. C. (1980), Türkiye'nin neotektoniginin esaslari, *Geol. Soc. Turkey Conf. Ser.* 2, 40.

Shaw, P. R., and J. A. Orcutt (1985), Waveform inversion of seismic refraction data and applications to young Pacific crust, *Geophys. J. Int.*, 82(3), 375-414.

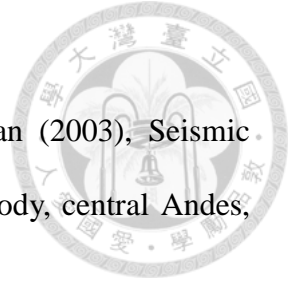
Shengelaya, G. S. (1980), Three-dimensional gravity model of deep crustal structure of the Caucasus, *Int. Geol. Rev.*, 22(9), 1051-1056.

Tan, O., and T. Taymaz (2006), Active tectonics of the Caucasus: Earthquake source mechanisms and rupture histories obtained from inversion of teleseismic body waveforms, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 409, 531-578.

Triep, E., G. Abers, A. L. Lerner-Lam, V. Mishatkin, N. Zakharchenko, and O. Starovoit (1995), Active thrust front of the Greater Caucasus: The April 29, 1991, Racha earthquake sequence and its tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100(B3), 4011-4033.

Yao, H., C. Beghein, and R. D. Van Der Hilst (2008), Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis-II. Crustal and upper-mantle structure, *Geophys. J. Int.*, 173(1), 205-219.

Yao, H., R. D. van Der Hilst, and V. Maarten (2006), Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—I. Phase velocity



maps, *Geophys. J. Int.*, 166(2), 732-744.

Zandt, G., M. Leidig, J. Chmielowski, D. Baumont, and X. Yuan (2003), Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, central Andes, *Pure Appl. Geophys.*, 160(3-4), 789-807.

Zhu, L., and H. Kanamori (2000), Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105(B2), 2969-2980.

Zor, E. (2008), Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus, *Geophys. J. Int.*, 175(3), 1273-1282.

Zor, E., E. Sandvol, C. Gürbüz, N. Türkelli, D. Seber, and M. Barazangi (2003), The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8044, doi:10.1029/2003GL018192.

林俞青 (2011)，亞美尼亞及高加索造山帶火成岩的地球化學特性與岩石成因，*國立臺灣大學理學院地質科學研究所碩士論文*，共 124 頁。

許忻志 (2013)，以區域波形震源逆推探討高加索至東土耳其之應力變化，*國立臺灣大學理學院地質科學研究所碩士論文*，共 124 頁。

梁軒碩 (2013)，利用接收函數及表面波頻散之聯合逆推法探討西藏 Hi-CLIMB 陣列下之地體構造，*國立臺灣大學理學院地質科學研究所碩士論文*，共 134 頁。

## 附錄A 各項測試



本附錄包含兩項測試，分別為雙站法之高斯濾波寬度測試與聯合逆推中初始模型對結果的影響測試，最後為雙站法不同頻率下使用不同高斯濾波寬度 $\alpha$ 之示意圖。

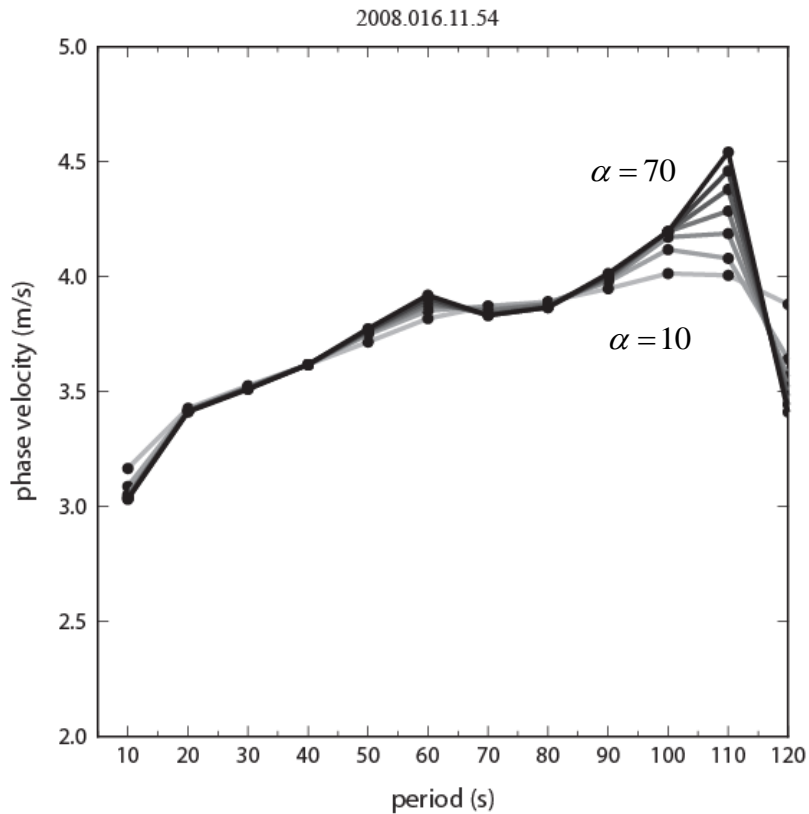


圖 A.1 雙站法使用之高斯濾波線參數 $\alpha$ 測試。接收測站為 AMBR-GUDA，地震為 2008.016.11.54。顏色由淡至深為高斯濾波線參數 $\alpha$ 由 10 至 70 的結果， $\alpha$ 每次增加 10。圖中表示 $\alpha$ 值越大，頻散曲線長週期部分較不穩定。

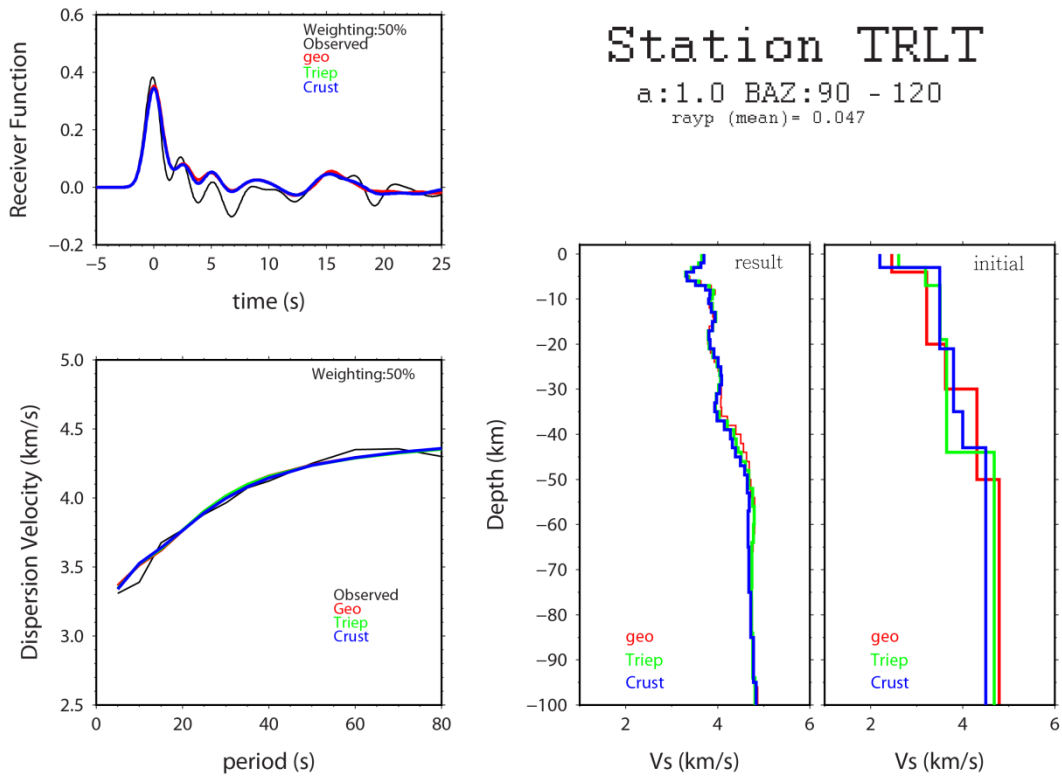


圖 A.2 測站 TRLT 使用不同初始模型之逆推結果。紅、綠、藍色分別為使用 Sikharulidze et al. (2004)、Triep et al. (1995)、Crust2.0 (Bassin et al., 2000) 之速度模型為初始模型之結果，由圖表示不同初始模型對聯合逆推結果影響不明顯。





## Gaussian Filters

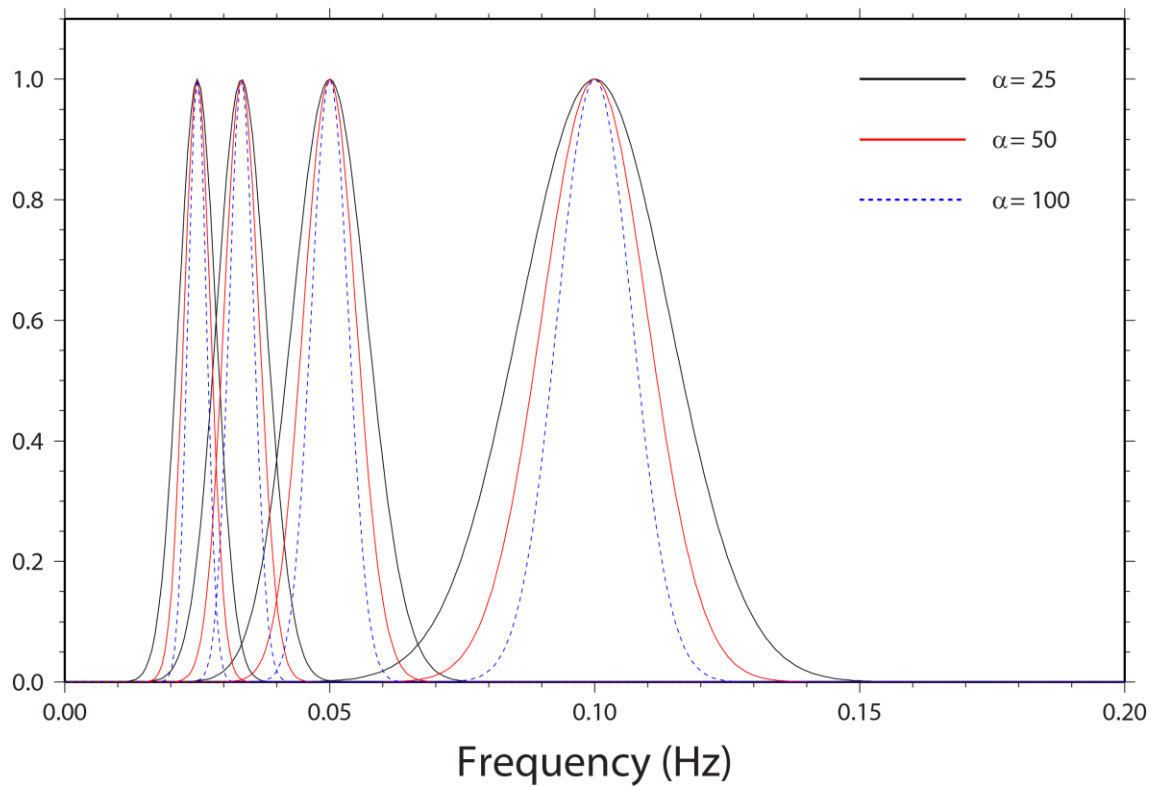
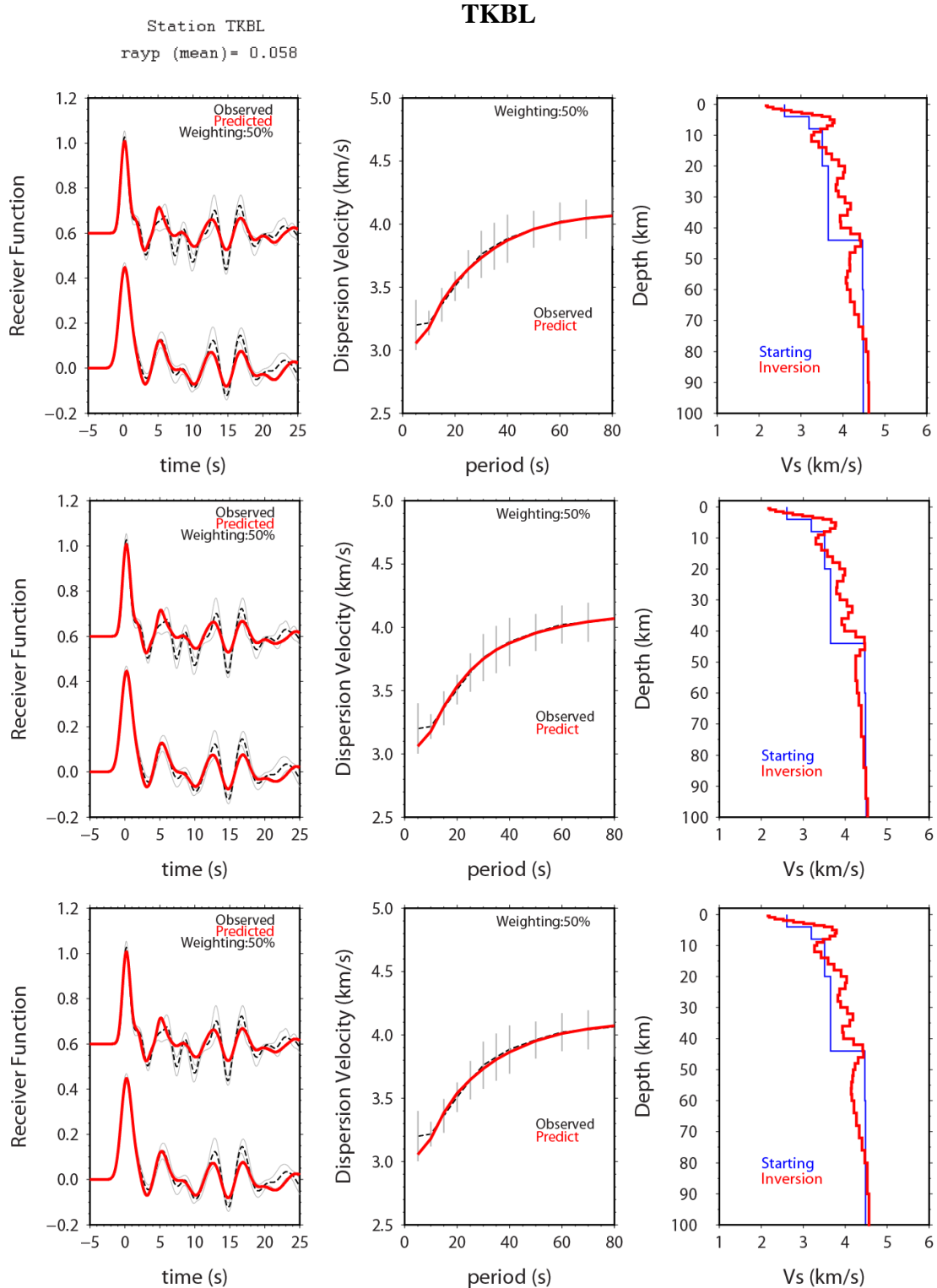


圖 A.3 雙站法不同頻率下使用不同高斯濾波寬度  $\alpha$  之高斯濾波與示意圖。(梁文宗博士提供)

## 附錄B 初始模型測試



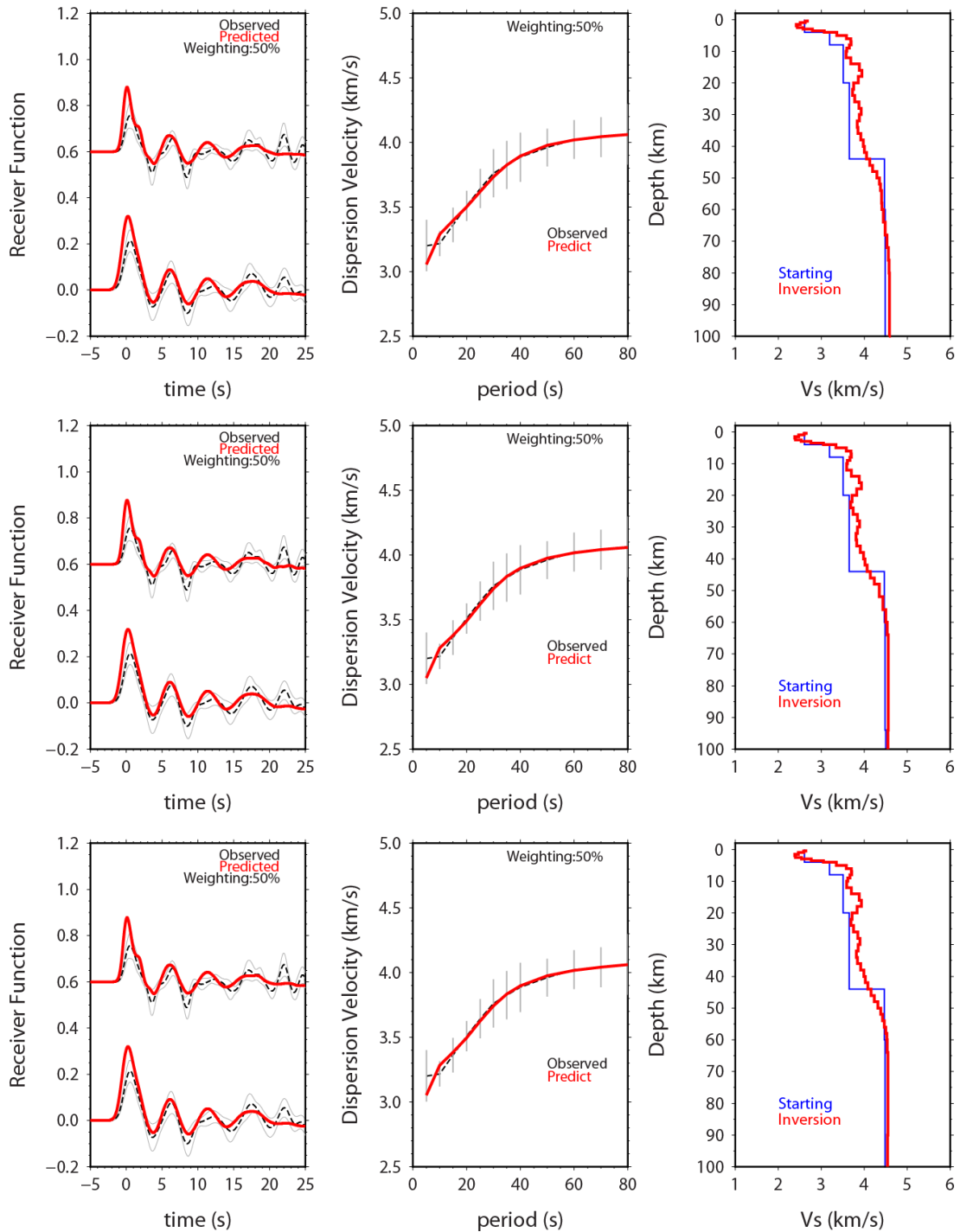
本附錄以各測站選取一疊加接收函之逆推結果為範例，上、中、下圖之初始模型設置分別為表 3.1、表 3.2 以及表 3.1 自 48 至 100 km 處將平滑參數由 20 增加為 40。



# AMBR



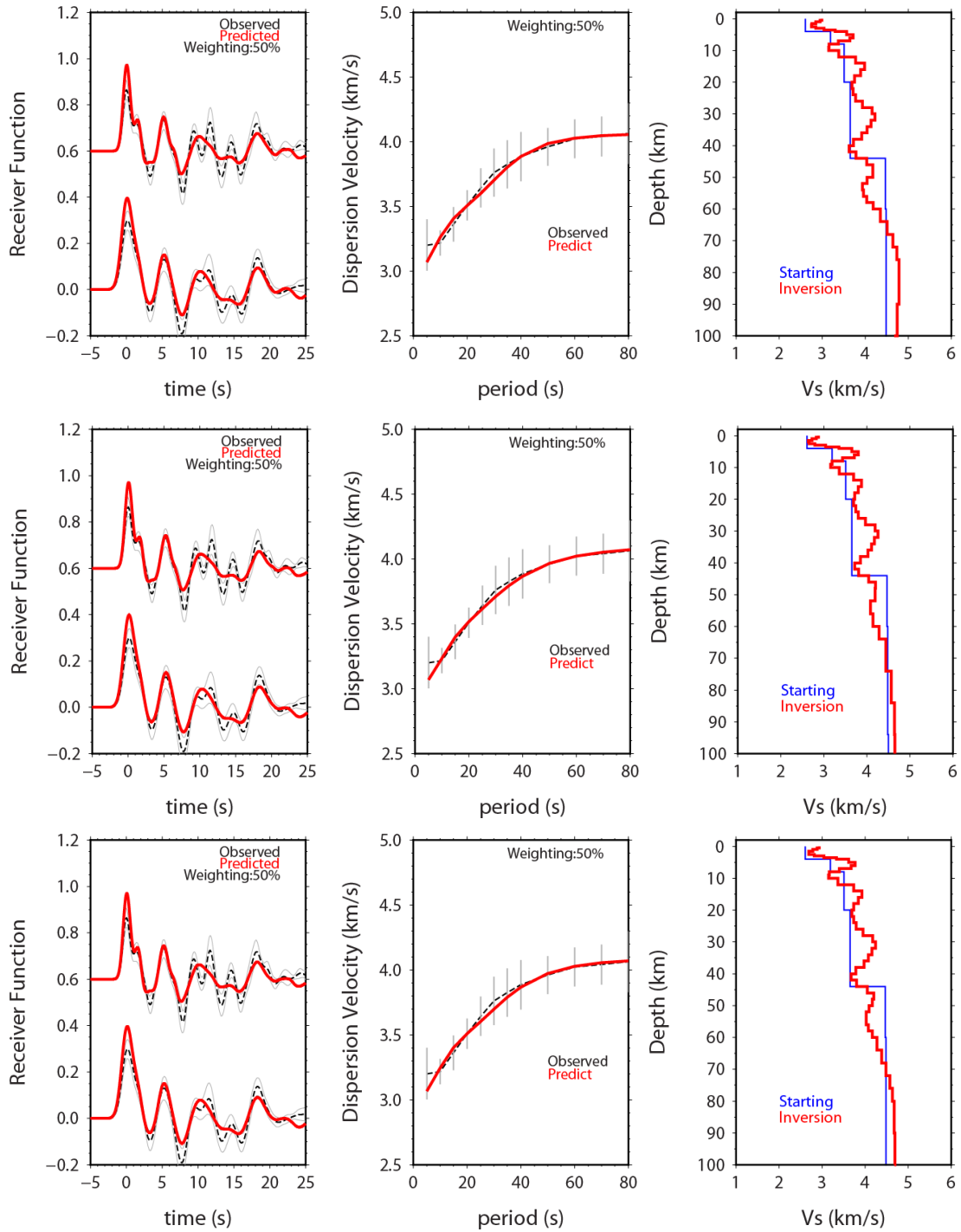
Station AMBR  
rayp (mean) = 0.047



# URAV



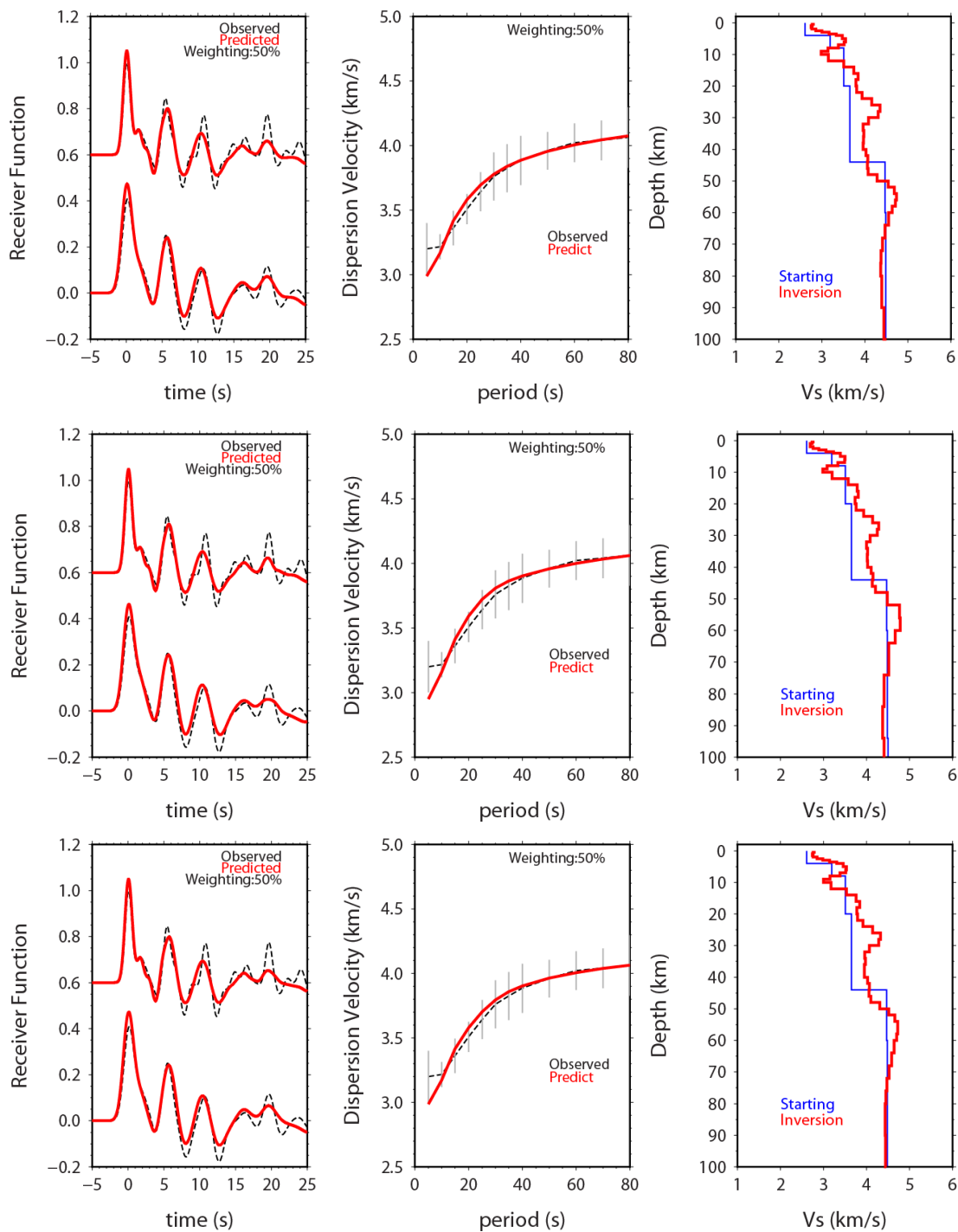
Station URAV  
rayp (mean) = 0.058





# ONI

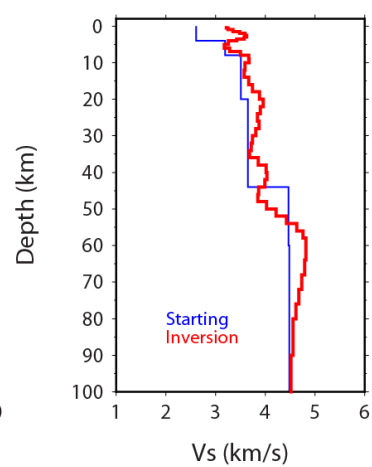
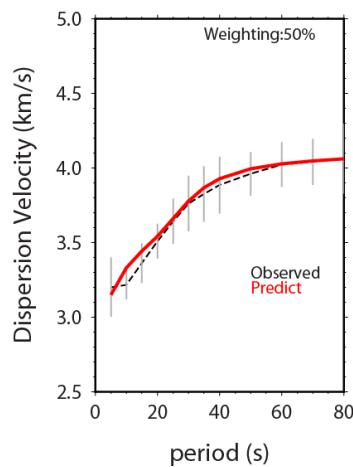
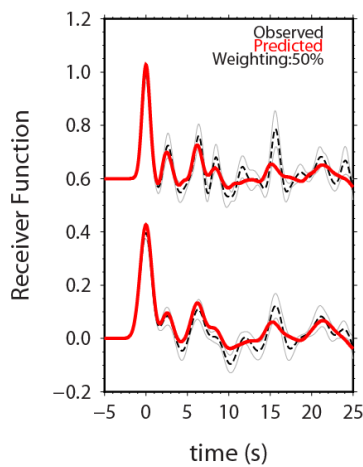
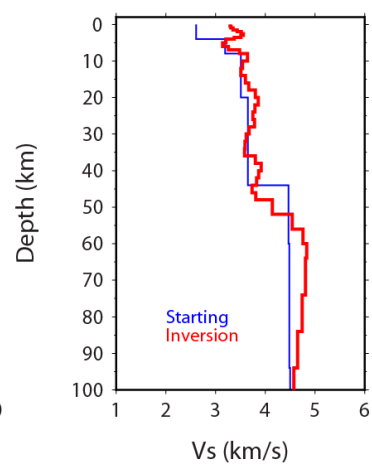
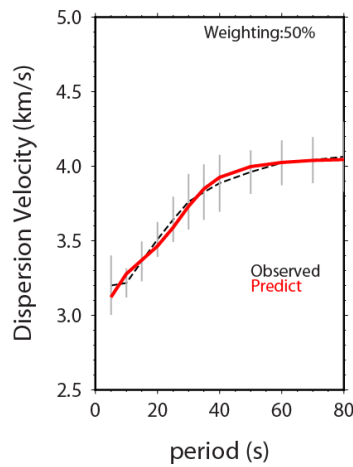
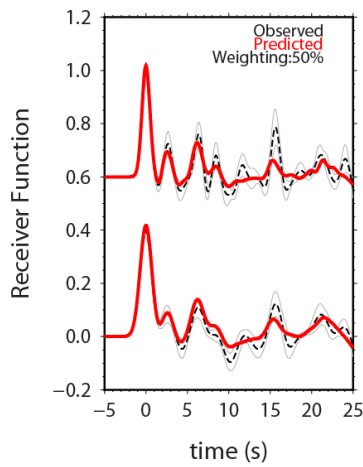
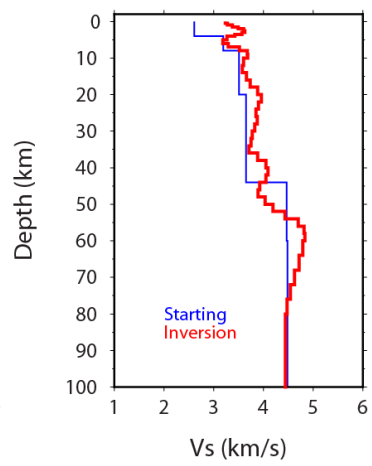
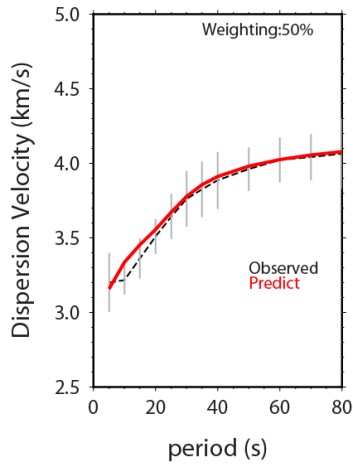
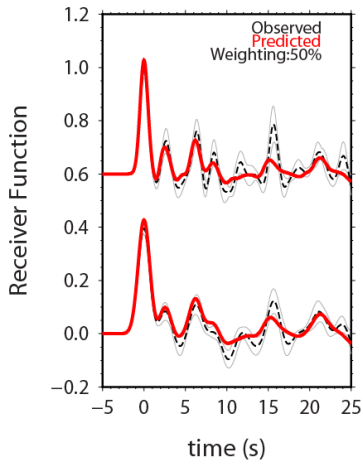
Station ONI  
rayp (mean) = 0.067



# GUDA



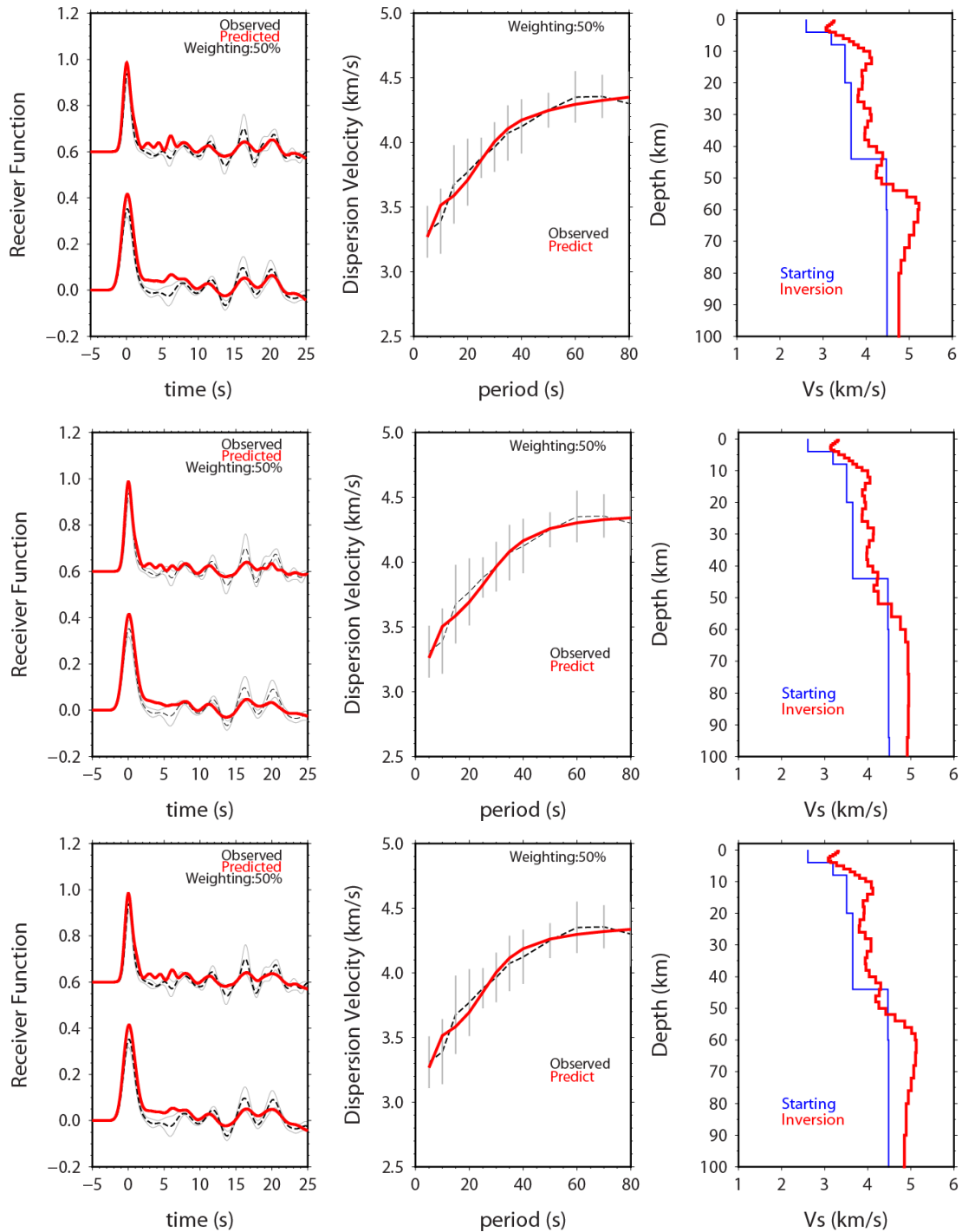
Station GUDA  
rayp (mean) = 0.058





# ABST

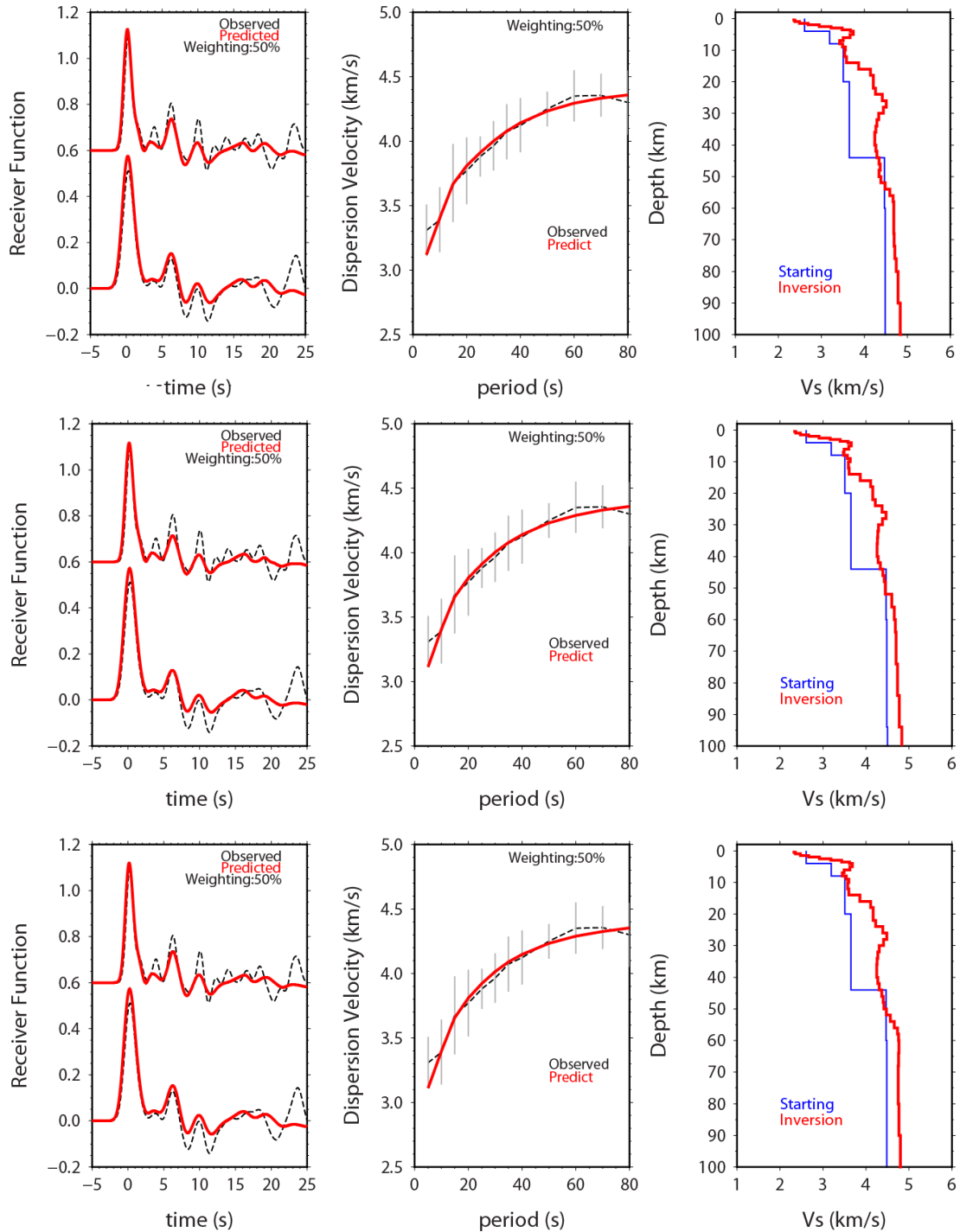
Station ABST  
rayp (mean) = 0.056



# AKH



Station AKH  
rayp (mean) = 0.071

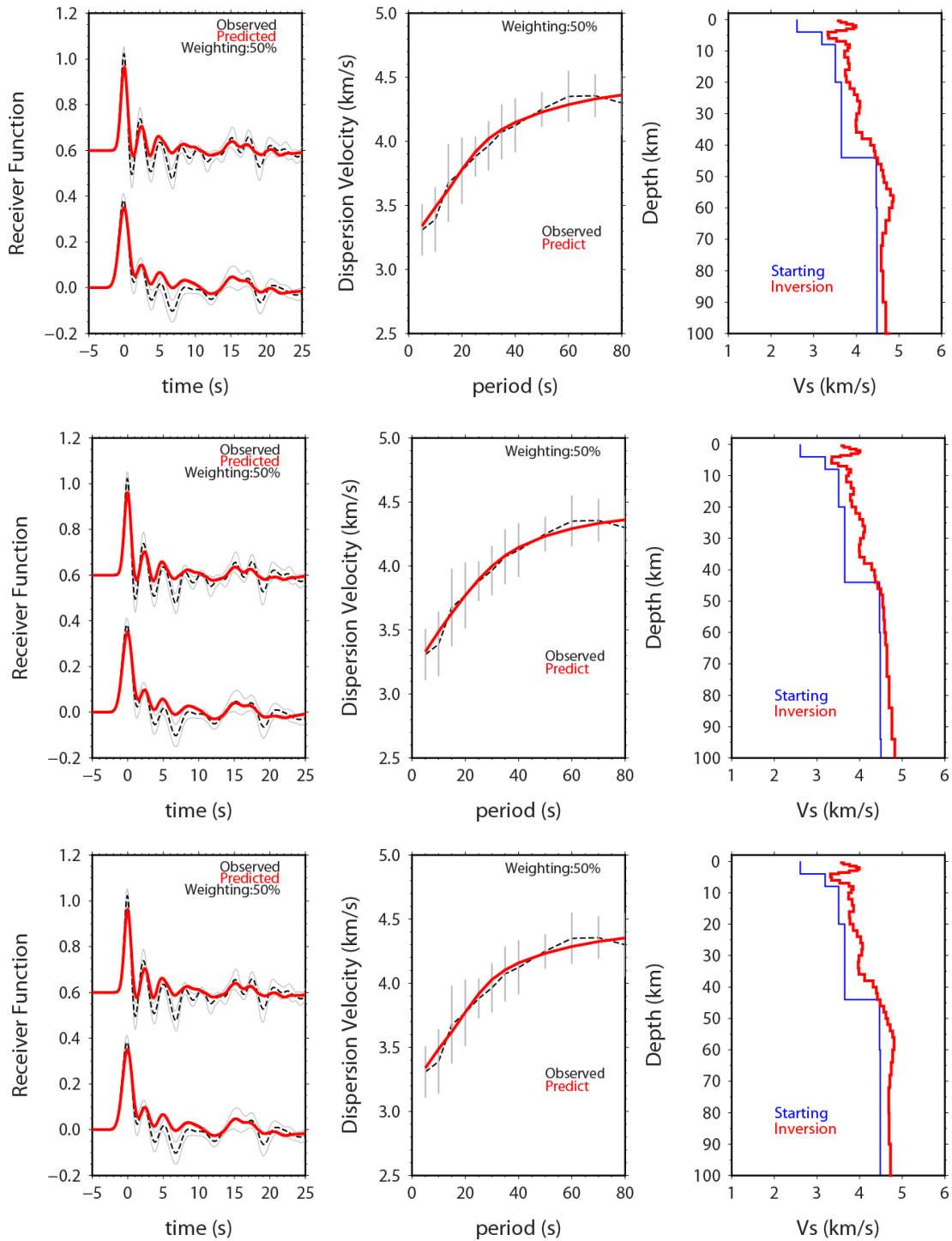






# TRLT

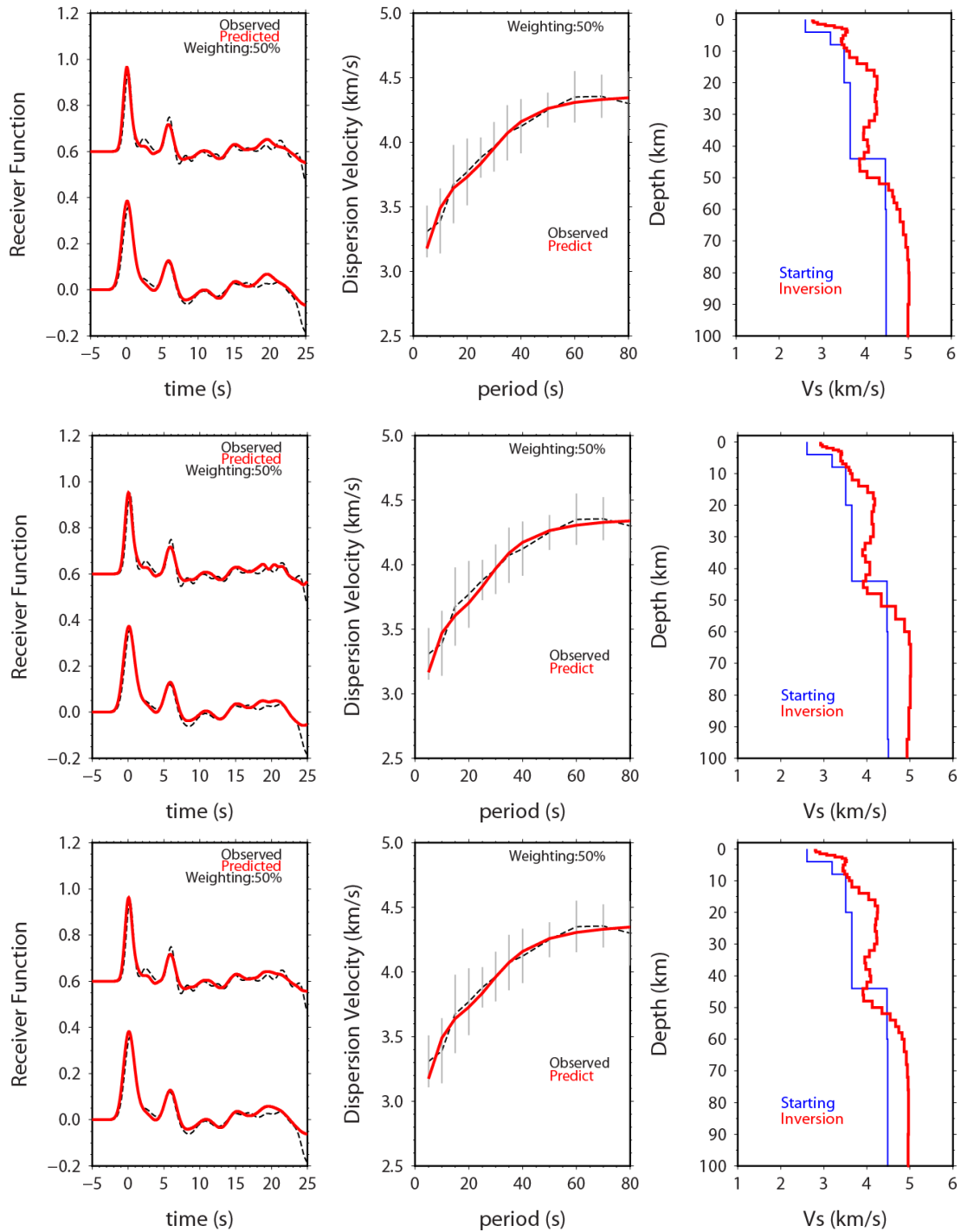
Station TRLT  
rayp (mean) = 0.047





# TBLG

Station TBLG  
rayp (mean) = 0.050

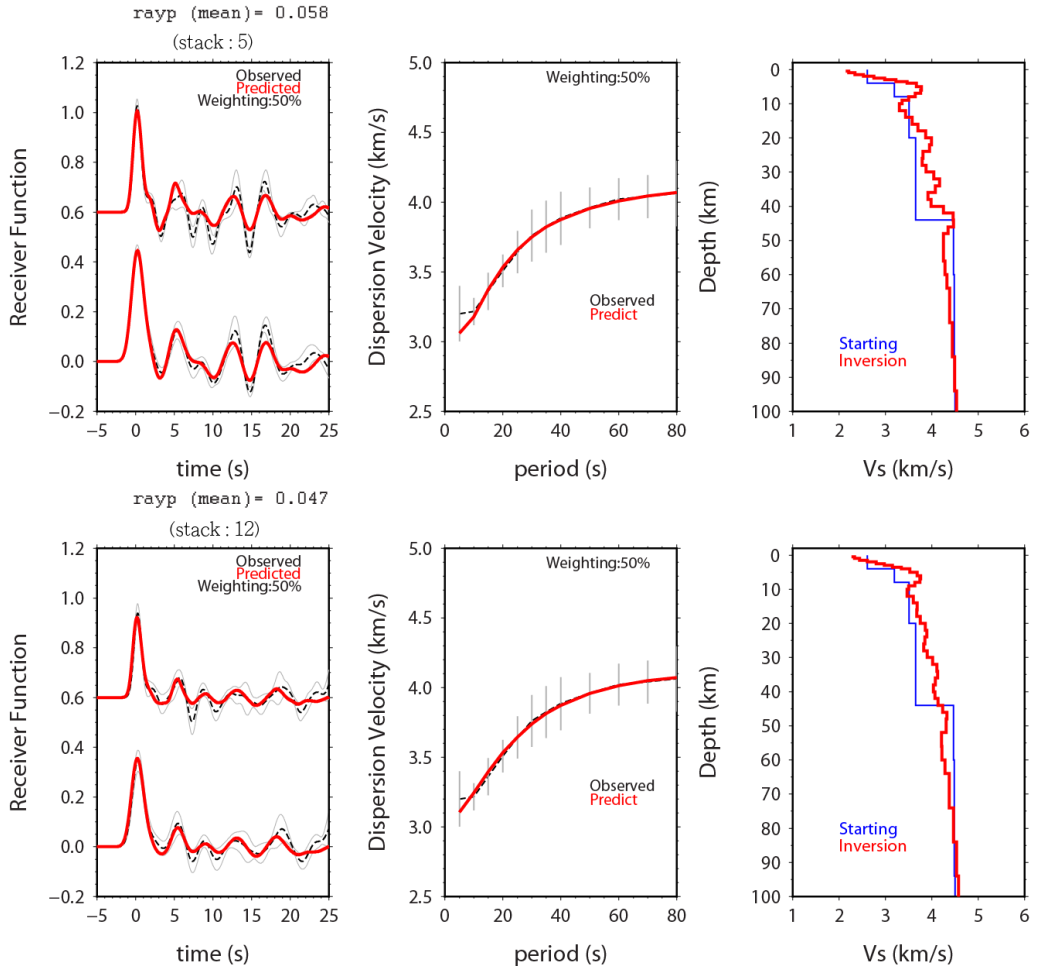


## 附錄C 不同波線參數逆推結果

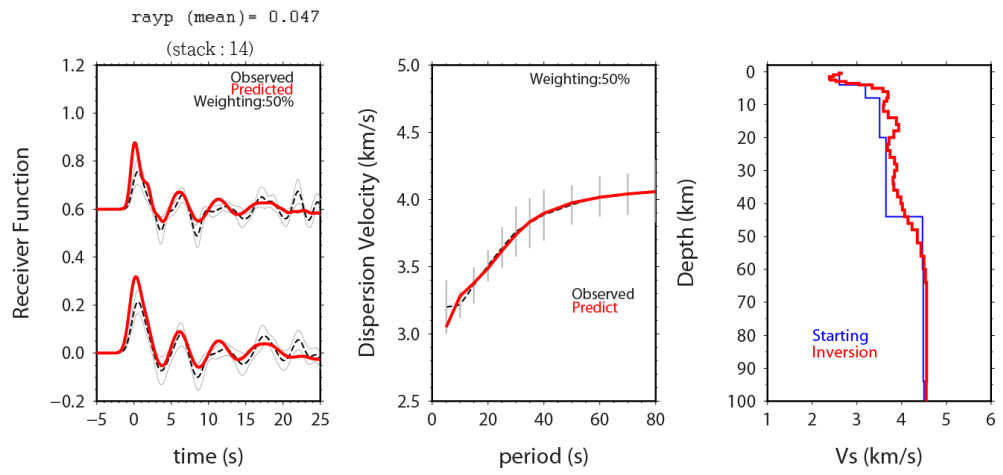
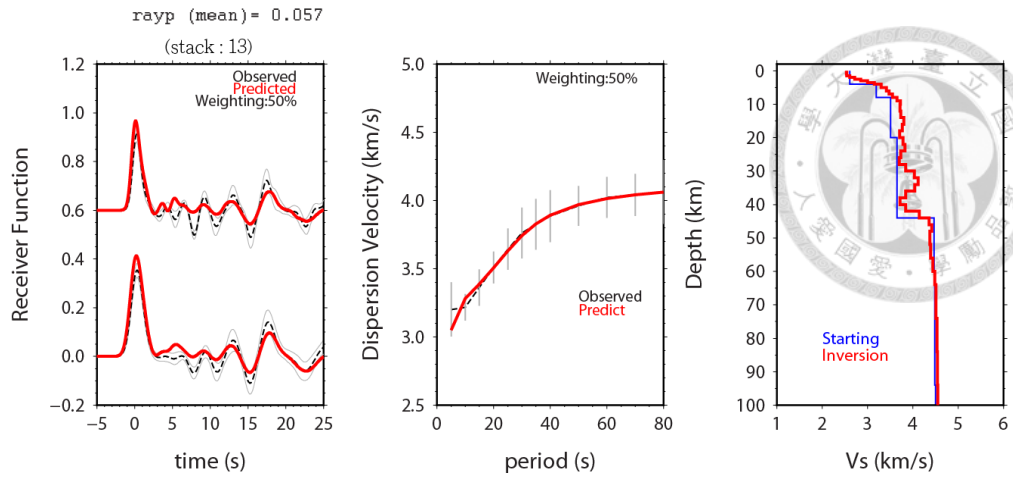
本附錄比較各測站使用不同波線參數之疊加接收函數的聯合逆推結果。



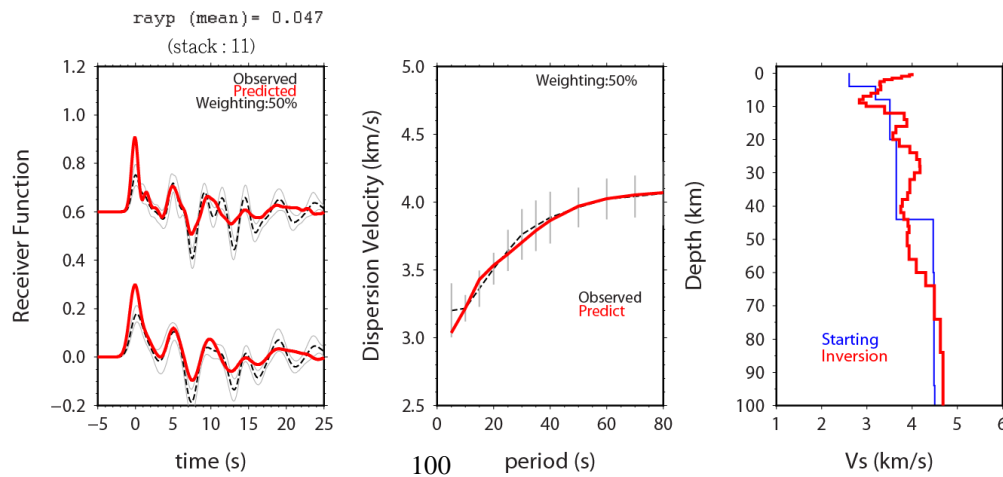
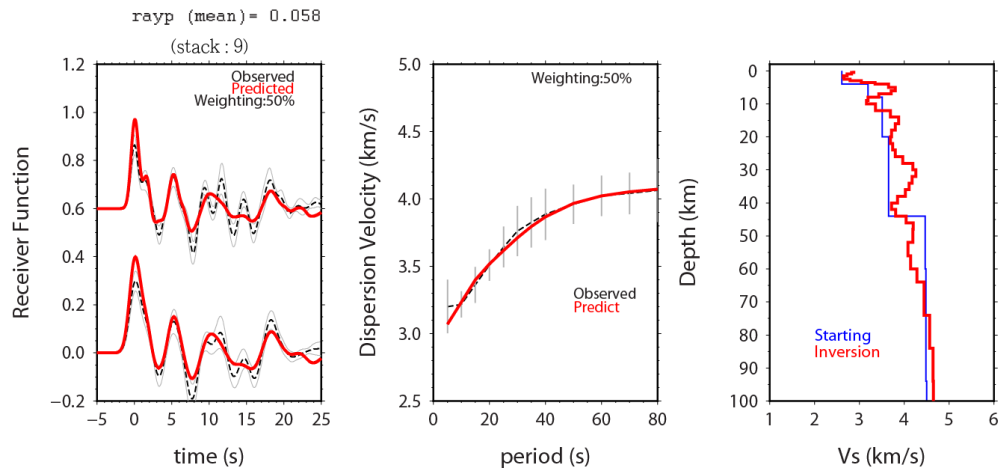
### TKBL



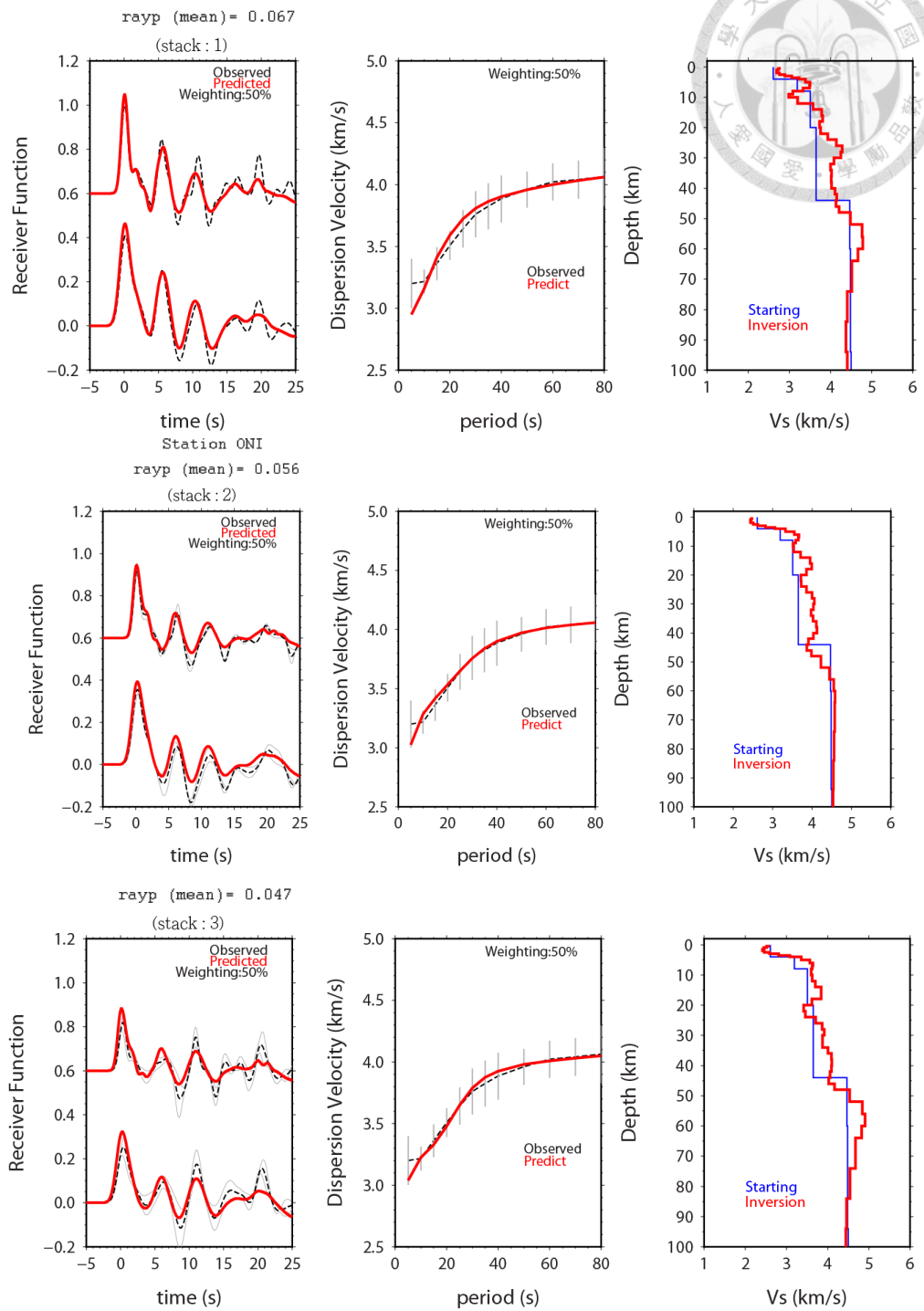
# AMBR



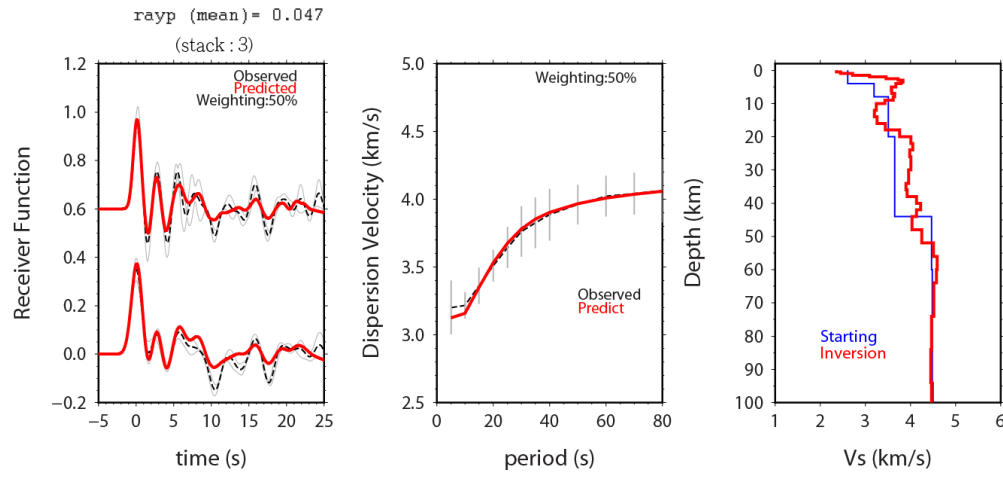
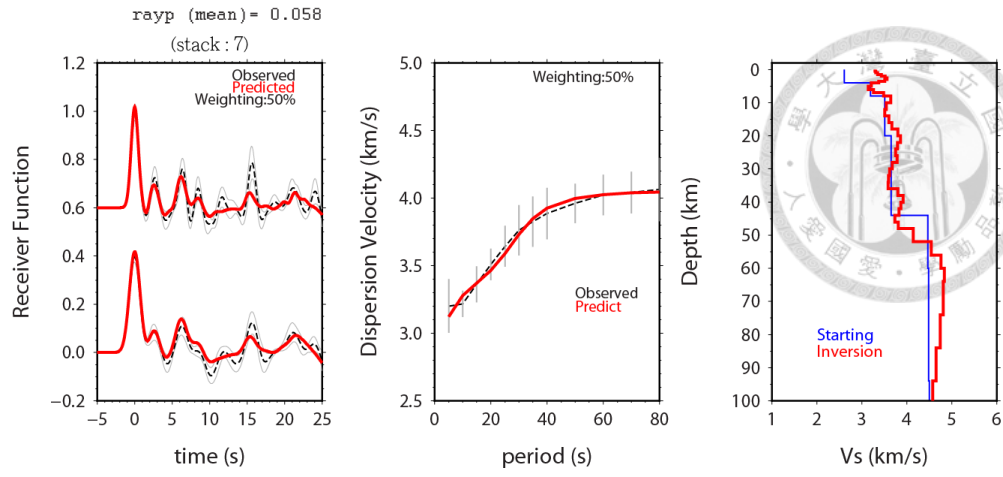
# URAV



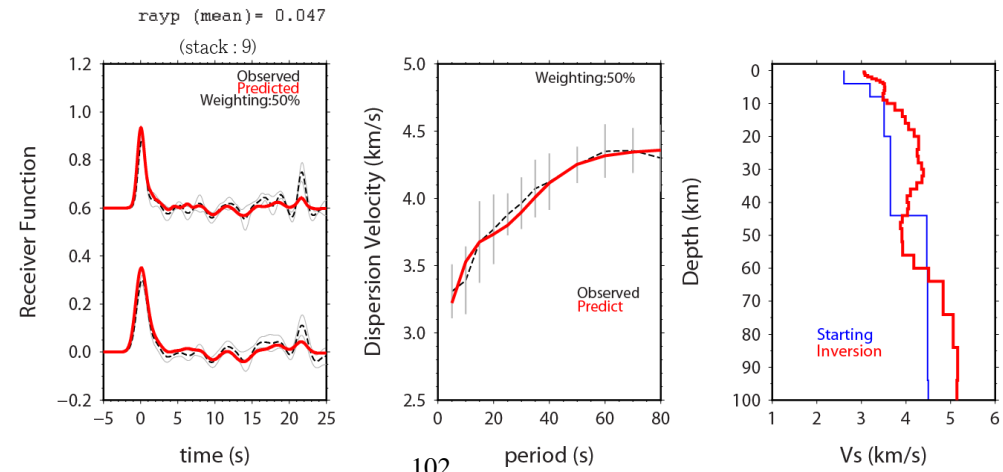
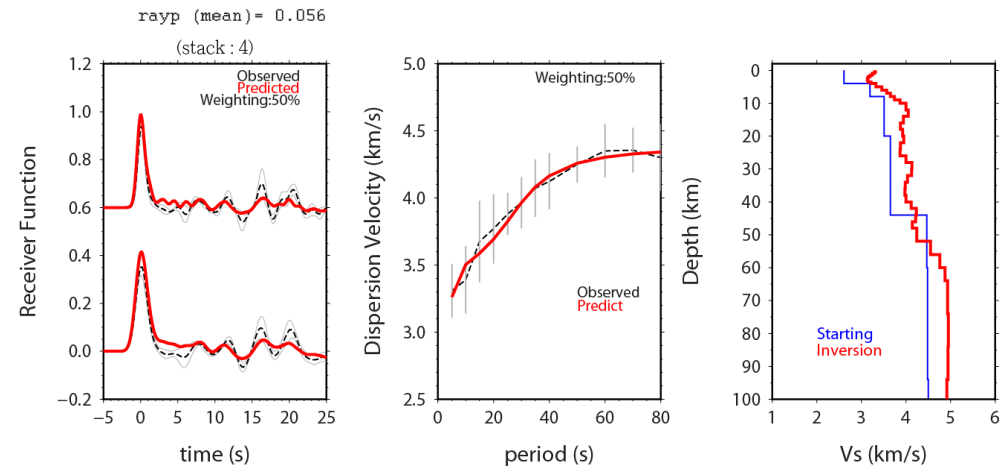
# ONI



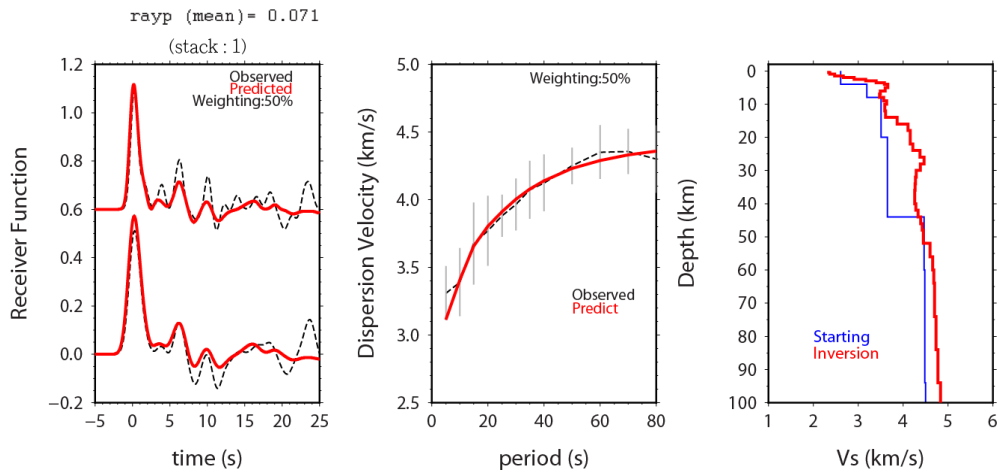
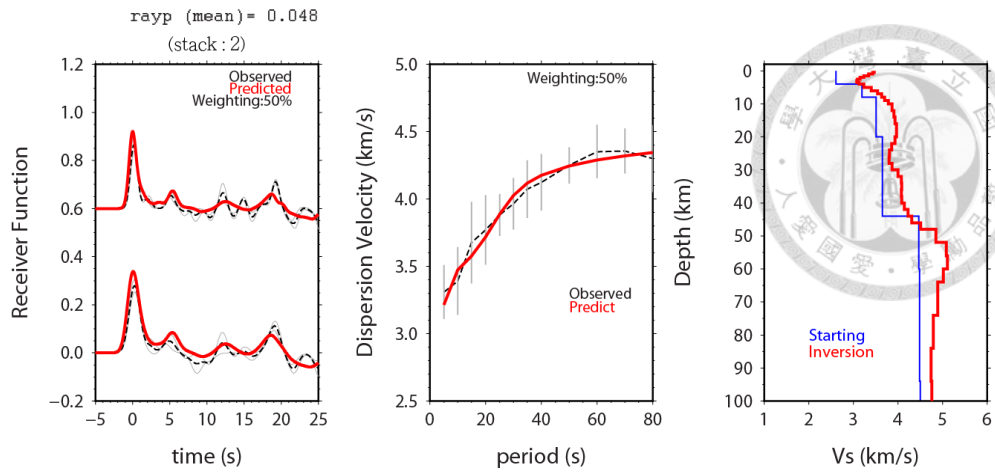
# GUDA



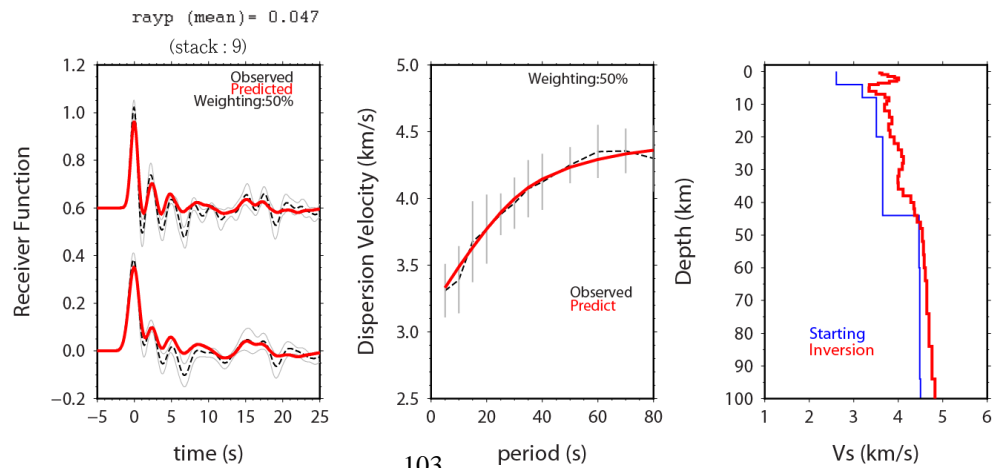
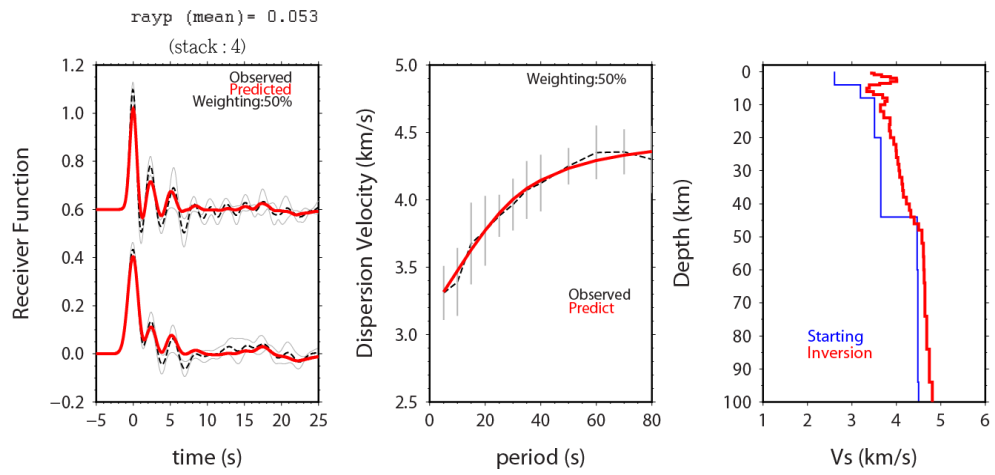
# ABST



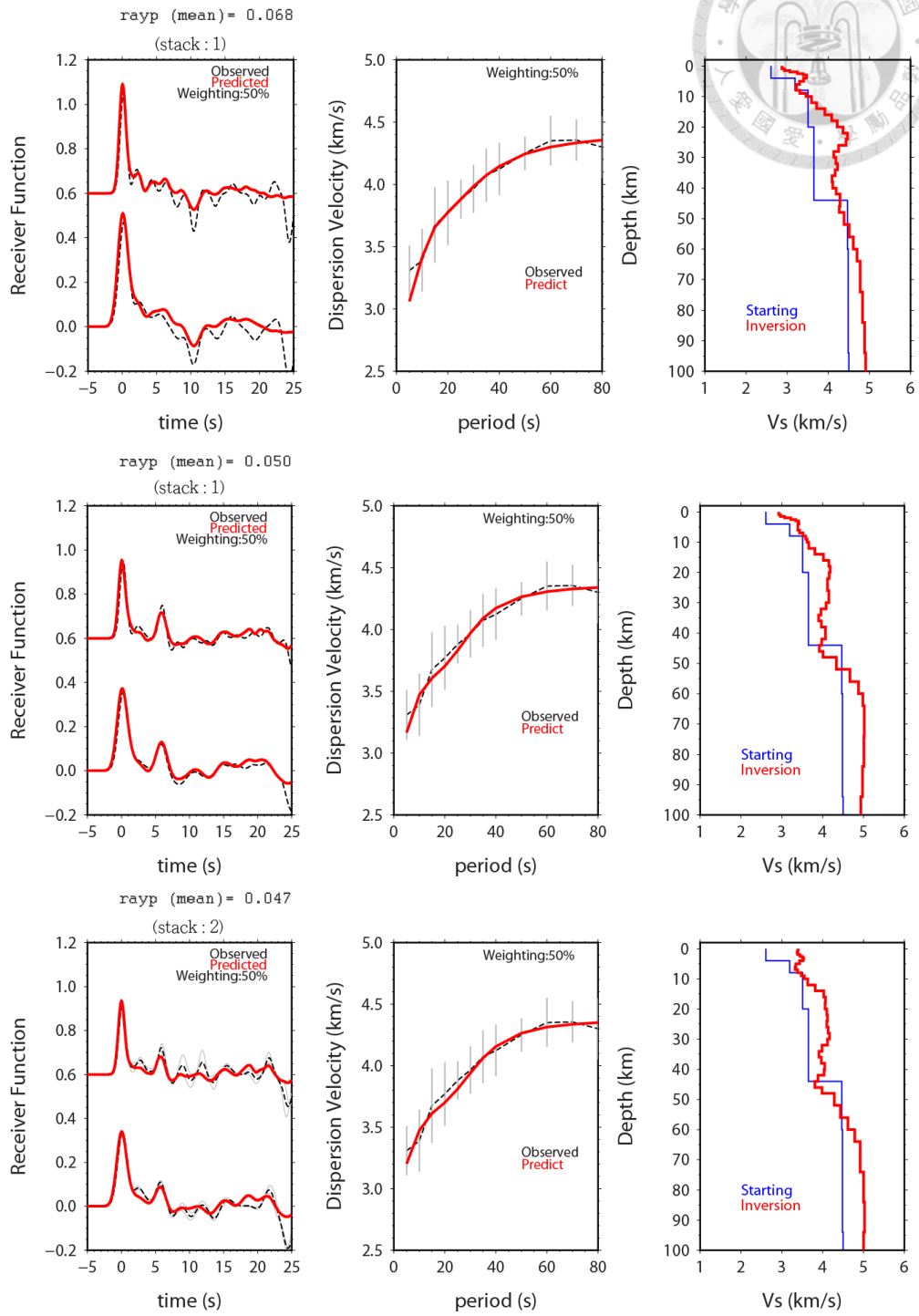
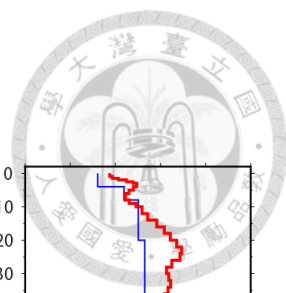
AKH



TRLT



# TBLG

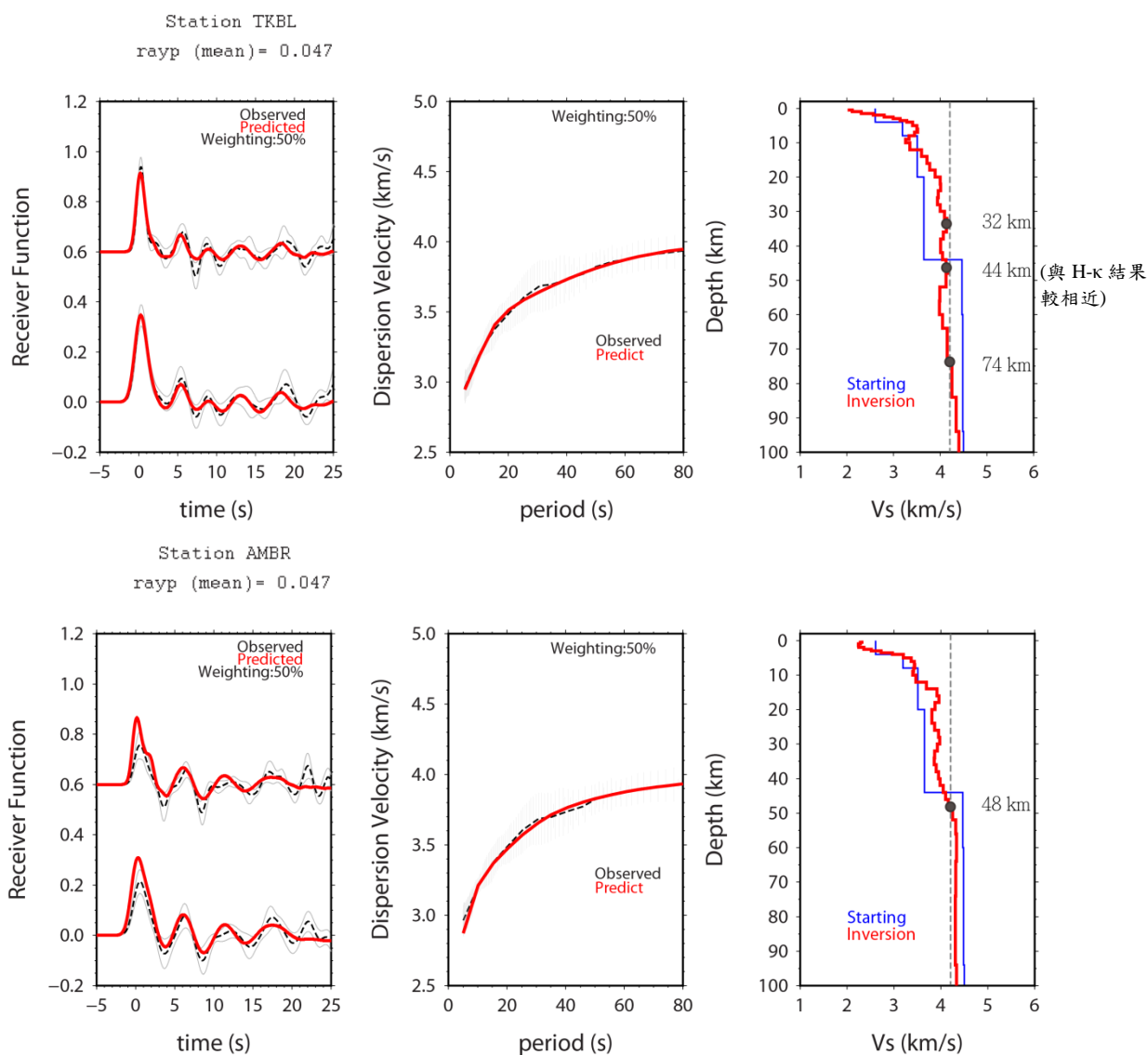






## 附錄D 大高加索不同頻散曲線之逆推結果

本附錄使用 Legendre et al. (2014)方法計算求得 AMB-GUDA 測站之頻散曲線進行聯合逆推得到之結果，灰色圓圈為使用絕對速度值 4.2 km/s 訂定之莫荷面深度。



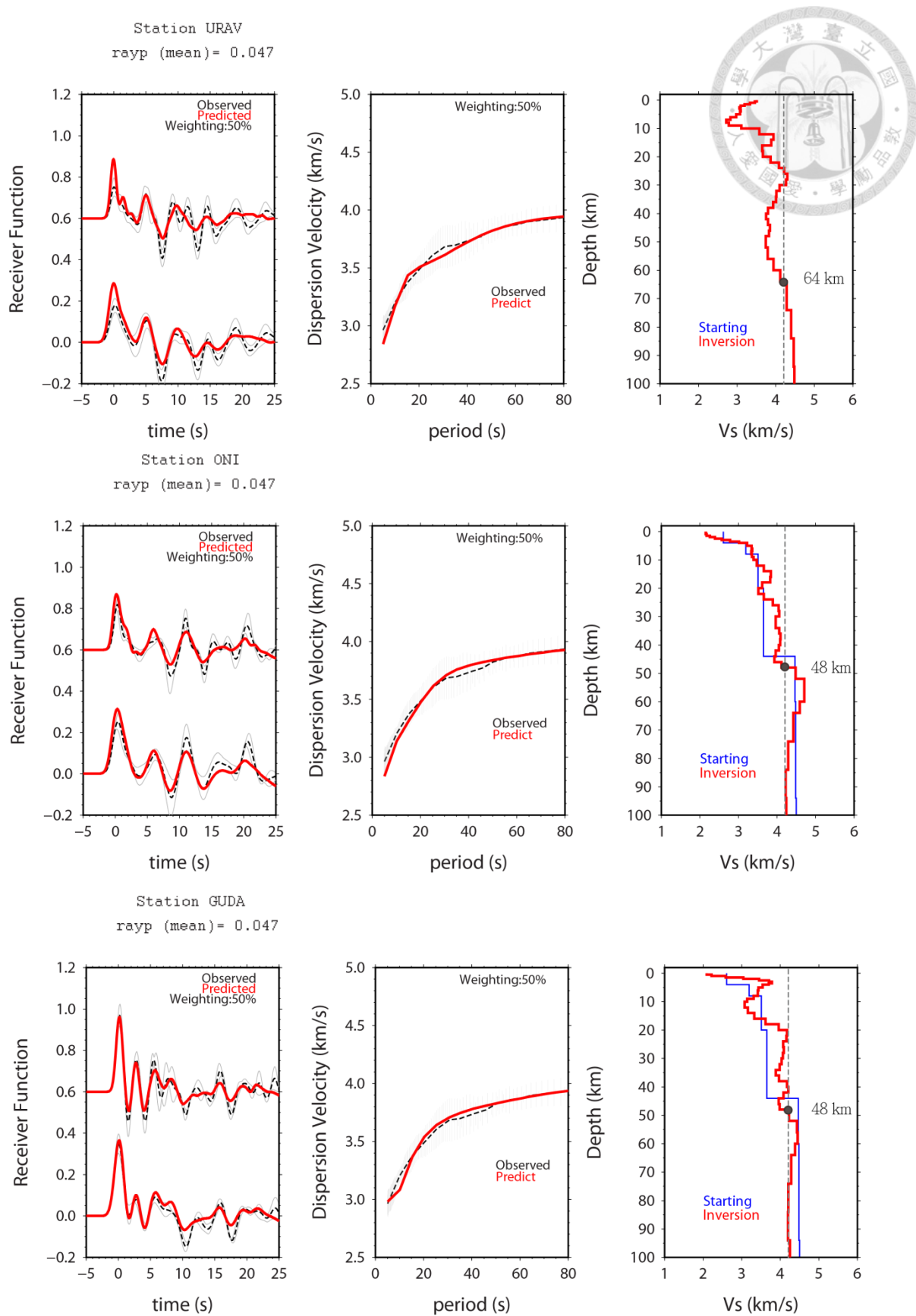
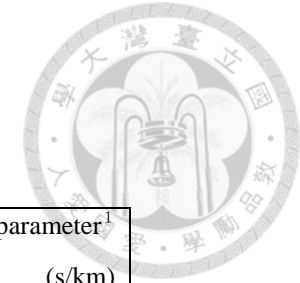


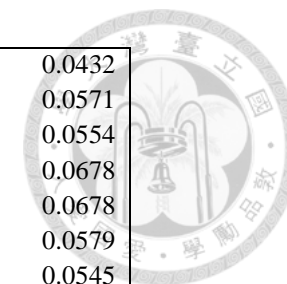
圖 D1. 紅色線為逆推結果之速度模型，淺灰色虛線為  $S$  波絕對速度值 4.2 km/s，深灰圓圈標示絕對速度值 4.2 km/s 對應之莫荷面深度。



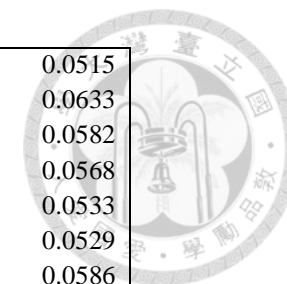
## 附錄E 接收函數使用地震列表

Origin time	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Magnitude <sup>2</sup>	Back azimuth(°) <sup>1</sup>	Ray parameter <sup>1</sup> (s/km)
2008/01/09 08:26:48	32.40	85.25	27.7	6.4	90.44	0.0783
2008/01/20 20:26:06	2.43	126.9	50.6	6.1	93.19	0.0468
2008/01/22 17:14:58	1.03	97.45	40.6	6.2	115.26	0.0606
2008/02/08 09:38:13	10.72	-41.90	4.1	6.9	276.09	0.0482
2008/02/20 08:08:31	2.76	95.96	31.4	7.3	115.11	0.0622
2008/02/21 02:46:18	77.06	18.56	10.5	6.1	350.84	0.0755
2008/02/25 08:36:33	-2.48	99.92	29.8	7.2	115.96	0.0579
2008/02/25 18:06:05	-2.38	99.86	33.1	6.6	115.93	0.0580
2008/02/25 21:02:19	-2.24	99.80	33.3	6.7	115.87	0.0581
2008/02/27 06:54:23	26.87	142.44	35.3	6.2	64.53	0.0496
2008/03/03 13:49:44	20.01	121.33	34.6	6.0	82.47	0.0570
2008/03/03 02:37:28	-2.17	99.76	32.4	6.2	115.85	0.0581
2008/03/03 09:31:06	46.38	153.12	36.8	6.5	43.44	0.0535
2008/03/14 22:32:14	27.04	142.54	38.8	6.0	64.33	0.0496
2008/03/20 14:10:38	6.21	126.98	30.8	6.0	90.22	0.0485
2008/03/22 21:24:12	52.18	-178.68	138.0	6.2	25.40	0.0481
2008/05/02 01:33:35	51.85	-177.49	5.1	6.6	24.94	0.0479
2008/05/07 16:45:21	36.23	141.50	40.1	6.8	57.45	0.0538
2008/05/09 21:51:31	12.53	143.26	89.2	6.7	75.03	0.0425
2008/05/12 11:11:02	31.23	103.62	11.5	6.1	81.37	0.0698
2008/05/12 06:27:59	31.06	103.37	7.6	7.9	81.71	0.0698
2008/05/19 14:26:46	1.67	99.05	14.8	6.0	113.45	0.0603
2008/05/20 13:53:36	51.18	178.78	29.2	6.3	27.29	0.0483
2008/05/25 08:21:49	32.60	105.37	14.8	6.1	78.83	0.0693

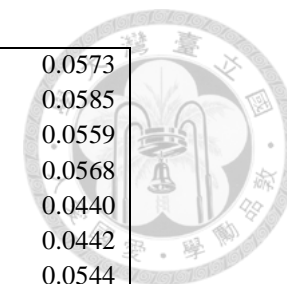
2008/05/31	04:37:54	-41.25	80.48	0.5	6.4	153.83	0.0432
2008/06/01	01:57:24	20.14	121.37	33.2	6.3	82.34	0.0571
2008/06/13	23:43:46	39.15	140.73	11.6	6.9	55.36	0.0554
2008/06/27	11:40:15	10.99	91.84	27.6	6.6	111.54	0.0678
2008/06/28	12:54:48	10.86	91.72	27.9	6.1	111.76	0.0678
2008/06/29	20:53:03	45.09	137.41	308.8	6.0	51.52	0.0579
2008/07/05	02:12:06	53.94	152.86	646.1	7.7	37.34	0.0545
2008/07/08	07:42:11	27.55	128.37	49.9	6.0	71.83	0.0564
2008/07/19	02:39:29	37.54	142.25	28.3	6.9	55.98	0.0541
2008/07/23	15:26:20	39.79	141.50	113.1	6.8	54.44	0.0550
2008/08/05	09:49:17	32.75	105.49	6.0	6.0	78.59	0.0693
2008/08 25	13:21:58	30.90	83.52	12.0	6.7	94.10	0.0786
2008/08 27	01:35:32	51.60	104.15	16.0	6.3	53.62	0.0736
2008/08 28	15:22:23	-0.25	-17.35	12.0	6.3	251.02	0.0558
2008/09/10	13:08:14	8.12	-38.68	3.1	6.6	272.02	0.0487
2008/09/11	00:20:52	41.94	143.82	38.9	6.8	51.49	0.0552
2008/10/06	08:30:44	29.84	90.37	6.4	6.3	90.97	0.0756
2008/11/10	01:21:59	37.61	95.88	0.1	6.3	76.71	0.0751
2008/11/16	17:02:32	1.35	122.16	28.1	7.3	97.11	0.0488
2008/11/22	18:49:42	-1.18	-14.01	8.0	6.3	247	0.0569
2008/11/24	09:03:00	54.22	154.29	505.3	7.3	36.54	0.0548
2008/12/20	10:29:20	36.54	142.50	0.1	6.3	56.69	0.0536
2008/12/25	03:20:29	5.77	125.52	209.3	6.3	91.50	0.0485
2009/01/03	19:43:55	-0.52	132.60	31.1	7.7	91.77	0.0423
2009/01/03	22:33:42	-0.70	133.31	34.4	7.4	91.45	0.0418
2009/01/15	17:49:38	46.83	155.24	31.1	7.4	42.09	0.0530
2009/02/11	17:34:51	3.77	126.49	24.2	7.1	92.42	0.0477
2009/03/06	10:50:30	80.31	-1.96	14.2	6.5	349.73	0.0724
2009/04/15	20:01:35	-3.12	100.45	27.8	6.3	116.02	0.0574
2009/04/18	19:18:01	46.05	151.39	50.8	6.6	44.52	0.0540
2009/04/19	05:23:27	4.12	126.74	33.6	6.1	91.99	0.0477
2009/04/21	05:26:11	50.72	155.18	157.2	6.2	39.03	0.0544



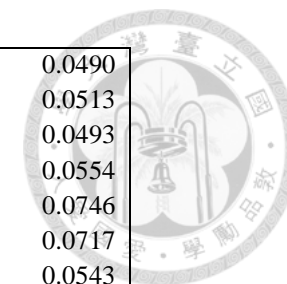
2009/06/06	20:33:29	23.83	-46.21	14.6	6.0	289.14	0.0515
2009/07/07	19:11:45	75.34	-72.69	15.2	6.0	344.53	0.0633
2009/07/13	18:05:02	24.05	122.23	24.4	6.3	78.38	0.0582
2009/08/05	00:17:59	24.30	125.16	31.1	6.1	76.48	0.0568
2009/08/09	10:55:56	33.14	138.05	302.2	7.1	61.83	0.0533
2009/08/12	22:48:52	32.81	140.42	61.8	6.6	60.86	0.0529
2009/08/16	07:38:25	-1.46	99.46	40.1	6.7	115.55	0.0586
2009/08/17	00:05:48	23.50	123.59	21.8	6.7	78.08	0.0573
2009/08/17	10:10:56	23.44	123.61	17.8	6.1	78.12	0.0573
2009/08/20	06:35:05	72.20	0.95	9.5	6.0	340.07	0.0755
2009/09/02	07:55:01	-7.73	107.41	57.8	7.0	114.14	0.0519
2009/09/03	13:26:18	31.17	130.18	167.2	6.2	67.65	0.0566
2009/09/07	16:12:23	-10.11	110.66	32.1	6.2	113.54	0.0493
2009/09/21	08:53:06	27.36	91.45	16.1	6.1	93.62	0.0744
2009/09/30	10:16:10	-0.70	99.96	90.2	7.6	114.57	0.0585
2009/10/01	01:52:29	-2.52	101.56	21.4	6.6	114.70	0.0572
2009/10/04	10:58:00	6.67	123.50	635.0	6.6	92.10	0.0485
2009/10/07	21:41:14	4.08	122.53	586.8	6.8	94.75	0.0481
2009/10/12	03:15:47	-17.18	66.68	14.1	6.2	155.78	0.0612
2009/10/13	20:21:52	52.53	-167.16	14.1	6.4	18.95	0.0463
2009/10/13	05:37:22	52.71	-166.98	16.7	6.4	18.78	0.0464
2009/10/16	09:52:52	-6.51	105.24	54.6	6.1	114.85	0.0535
2009/10/30	07:03:39	29.16	129.98	33.9	6.8	69.54	0.0563
2009/11/08	19:41:43	-8.20	118.63	18.0	6.6	106.68	0.0463
2009/11/10	02:48:46	8.08	91.89	23.0	6.0	114.13	0.0665
2009/11/17	15:30:47	52.12	-131.39	17.0	6.6	357.61	0.0431
2009/11/28	18:10:20	5.32	126.28	38.8	6.1	91.35	0.0484
2009/11/28	06:04:22	-10.40	118.88	15.0	6.0	108.14	0.0451
2009/12/10	02:30:52	53.41	152.75	656.2	6.3	37.83	0.0542
2009/12/19	13:02:15	23.79	121.60	43.0	6.4	78.97	0.0583
2009/12/19	23:19:15	-10.10	33.81	6.0	6.0	193.88	0.0675
2009/12/24	00:23:31	42.24	134.71	392.0	6.3	55.34	0.0577



2010/02/07	06:10:00	23.48	123.61	21.0	6.3	78.09	0.0573
2010/02/18	01:13:19	42.58	130.70	577.7	6.9	56.72	0.0585
2010/02/26	20:31:26	25.93	128.42	25.0	7.0	73.22	0.0559
2010/03/05	16:07:00	-3.76	100.99	26.0	6.7	116.07	0.0568
2010/03/08	09:47:08	19.34	144.74	427.0	6.1	68.95	0.0440
2010/03/14	00:57:44	-1.69	128.13	53.0	6.4	95.54	0.0442
2010/03/14	08:08:03	37.74	141.59	32.0	6.5	56.14	0.0544
2010/03/30	16:54:46	13.66	92.83	34.0	6.6	108.14	0.0685
2010/04/06	22:15:01	2.38	97.04	31.0	7.8	114.52	0.0615
2010/04/11	22:08:12	36.96	-3.54	609.8	6.3	281.04	0.0730
2010/04/26	02:59:52	22.18	123.62	22.0	6.5	79.23	0.0568
2010/05/03	10:27:45	29.64	140.95	84.0	6.1	63.17	0.0513
2010/05/09	05:59:41	3.74	96.01	38.0	7.2	114.27	0.0626
2010/05/31	19:51:45	11.13	93.47	112.0	6.5	110.01	0.0668
2010/06/12	19:26:50	7.88	91.93	35.0	7.5	114.28	0.0664
2010/06/18	02:23:05	44.44	148.68	28.0	6.2	47.10	0.0543
2010/07/04	21:55:51	39.69	142.36	27.0	6.3	54.10	0.0549
2010/07/23	22:51:11	6.49	123.48	578.0	7.6	92.26	0.0486
2010/07/23	22:08:11	6.71	123.40	607.1	7.3	92.13	0.0486
2010/07/24	05:35:01	6.21	123.51	553.0	6.6	92.45	0.0486
2010/07/29	07:31:56	6.54	123.22	618.0	6.6	92.38	0.0486
2010/07/30	03:56:13	52.49	159.84	23.0	6.3	35.60	0.0541
2010/08/03	12:08:25	1.23	126.21	41.0	6.3	94.55	0.0466
2010/08/04	12:58:24	51.42	-178.64	27.0	6.4	25.79	0.0479
2010/08/13	21:19:34	12.48	141.47	16.0	6.9	76.20	0.0436
2010/08/14	23:01:04	12.27	141.42	13.0	6.3	76.39	0.0435
2010/08/14	07:30:16	12.34	141.48	10.0	6.1	76.29	0.0435
2010/10/04	13:28:38	24.27	125.15	32.0	6.3	76.52	0.0568
2010/10/25	14:42:22	-3.48	100.08	20.1	7.8	116.58	0.0574
2010/10/25	19:37:31	-2.95	100.37	26.0	6.3	115.96	0.0575
2010/11/30	03:24:40	28.34	139.18	470.0	6.8	65.20	0.0503
2010/12/21	17:19:40	26.90	143.69	14.0	7.4	63.78	0.0490



2010/12/22	21:49:40	26.81	143.59	18.0	6.4	63.92	0.0490
2010/12/23	14:00:32	53.12	171.16	18.0	6.4	29.95	0.0513
2011/01/12	21:32:53	26.97	139.88	512.0	6.5	65.92	0.0493
2011/01/17	19:20:57	-5.03	102.64	36.0	6.0	115.72	0.0554
2011/01/29	06:55:27	70.93	-6.65	15.0	6.2	336.55	0.0746
2011/02/04	13:53:46	24.61	94.68	85.0	6.3	94.81	0.0717
2011/03/09	18:16:16	38.31	142.43	22.0	6.1	55.24	0.0543
2011/03/09	21:22:17	38.34	142.64	23.0	6.0	55.11	0.0543
2011/03/10	17:08:36	-6.87	116.72	510.6	6.6	106.98	0.0464
2011/03/12	13:15:41	37.24	141.15	38.0	6.2	56.78	0.0544
2011/03/12	01:47:15	37.59	142.64	20.0	6.5	55.74	0.0540
2011/03/13	01:26:04	35.72	141.63	8.0	6.2	57.82	0.0537
2011/03/14	06:12:36	37.78	142.45	14.0	6.0	55.68	0.0541
2011/03/22	07:18:45	37.24	144.00	11.0	6.4	55.34	0.0533
2011/03/24	13:55:12	20.68	99.82	8.0	6.8	95.58	0.0618
2011/03/25	11:36:24	38.77	141.88	39.0	6.2	55.13	0.0547
2011/03/27	22:23:58	38.41	142.01	19.0	6.2	55.37	0.0545
2011/03/31	07:15:30	38.92	141.82	42.0	6.0	55.03	0.0548
2011/04/03	20:06:40	-9.84	107.69	14.0	6.7	115.46	0.0509
2011/04/07	14:32:43	38.27	141.58	42.0	7.1	55.69	0.0546
2011/04/11	23:08:16	35.41	140.57	15.0	6.2	58.62	0.0540
2011/04/11	08:16:12	37.00	140.40	11.0	6.7	57.37	0.0547
2011/04/13	19:57:25	39.58	143.34	22.0	6.0	53.73	0.0545
2011/06/03	00:05:00	37.28	143.90	14.0	6.1	55.36	0.0533
2011/06/13	14:31:22	2.51	126.45	61.1	6.4	93.41	0.0470
2011/06/22	21:50:52	39.95	142.20	33.0	6.7	53.96	0.0550
2011/06/24	03:09:39	52.05	-171.83	52.0	7.3	21.77	0.0467
2011/07/10	00:57:10	38.03	143.26	23.0	7.0	55.06	0.0539
2011/07/11	20:47:04	9.50	122.17	19.0	6.4	90.71	0.0524
2011/07/16	19:59:12	54.78	-161.29	36.0	6.2	14.84	0.0468
2011/07/23	04:34:24	38.89	141.81	41.0	6.3	55.05	0.0548
2011/07/24	18:51:24	37.72	141.39	35.0	6.3	56.25	0.0545

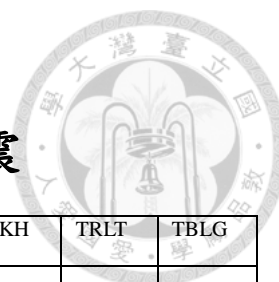


2011/07/27	23:00:30	10.80	-43.39	10.0	6.0	277.09	0.0474
2011/07/30	18:53:49	36.94	140.95	30.0	6.4	57.14	0.0544
2011/08/17	11:44:08	36.76	143.77	9.0	6.2	55.86	0.0532
2011/08/22	20:12:20	-6.28	126.75	29.0	6.1	115.57	0.0542
2011/08/30	06:57:41	-6.26	126.75	469.8	6.9	99.97	0.0417
2011/09/02	10:55:53	52.17	-171.70	32.0	6.9	21.64	0.0469
2011/09/05	17:55:11	2.96	97.89	91.0	6.7	113.36	0.0612
2011/09/15	08:00:09	36.25	141.33	28.0	6.2	57.52	0.0540
2011/09/16	19:26:40	40.27	142.78	35.0	6.7	53.41	0.0549
2011/09/18	12:40:51	27.73	88.15	50.0	6.9	95.50	0.0759
2011/10/13	03:16:30	-9.35	114.58	39.0	6.2	110.26	0.0478
2011/10/21	08:02:37	43.89	142.47	187.0	6.2	50.42	0.0560
2011/11/08	02:59:08	27.32	125.62	224.9	6.9	73.54	0.0571
2011/11/14	04:05:11	-0.94	126.91	17.0	6.4	95.77	0.0453
2011/11/30	00:27:06	15.45	118.99	9.0	6.0	87.84	0.0565
2011/12/13	07:52:11	0.04	123.03	161.0	6.1	97.55	0.0474
2011/12/27	15:21:56	51.84	95.91	15.0	6.7	53.98	0.0766
2012/01/01	05:27:55	31.45	138.07	365.3	6.8	63.25	0.0524
2012/01/10	18:36:59	2.43	93.21	19.0	7.2	117.72	0.0633
2012/02/06	10:10:19	9.88	123.09	9.0	6.0	89.82	0.0521
2012/02/06	03:49:12	9.99	123.20	11.0	6.7	89.66	0.0521
2012/02/26	06:17:19	51.70	95.99	12.0	6.6	54.20	0.0766
2012/03/14	09:08:35	40.88	144.94	12.0	6.9	51.85	0.0544
2012/04/11	08:38:36	2.32	93.06	20.0	8.6	117.93	0.0633
2012/04/15	05:57:40	2.58	90.26	25.0	6.3	120.21	0.0646
2012/05/23	15:02:25	41.33	142.08	46.0	6.0	52.83	0.0556
2012/05/24	22:47:46	72.96	5.68	10.0	6.3	342.39	0.0759
2012/05/26	21:48:10	26.91	140.05	487.4	6.0	65.87	0.0493

<sup>1</sup>相對於 IRIS 之測站 GNI (44.74°E/40.15°N)

<sup>2</sup>本研究搜尋地震無限制規模類型，包含  $M_B$ 、 $M_L$ 、 $M_S$  和  $M_W$





## 附錄F 各測站接收函數使用地震

Origin time	AMBR	TKBL	URAV	ONI	GUDA	ABST	AKH	TRLT	TBLG
2008/01/09 08:26:48	0	0	0		0				
2008/01/20 20:26:06		0	0		0				
2008/01/22 17:14:58	0	0	0		0				
2008/02/08 09:38:13	0		0		0				
2008/02/20 08:08:31	0	0	0		0				
2008/02/21 02:46:18			0		0				
2008/02/25 08:36:33	0	0	0		0				
2008/02/25 18:06:05	0	0	0		0				
2008/02/25 21:02:19	0	0	0		0				
2008/02/27 06:54:23	0	0	0		0				
2008/03/03 13:49:44			0		0				
2008/03/03 02:37:28	0		0		0				
2008/03/03 09:31:06	0		0		0				
2008/03/14 22:32:14	0		0		0				
2008/03/20 14:10:38	0		0		0				
2008/03/22 21:24:12	0		0		0				
2008/05/02 01:33:35	0		0		0				
2008/05/07 16:45:21	0		0						
2008/05/09 21:51:31	0		0		0				
2008/05/12 11:11:02	0		0		0				
2008/05/12 06:27:59	0		0		0				
2008/05/19 14:26:46	0		0		0				
2008/05/20 13:53:36	0		0		0				
2008/05/25 08:21:49	0		0		0				
2008/05/31 04:37:54			0		0				
2008/06/01 01:57:24	0		0		0				
2008/06/13 23:43:46	0		0		0				
2008/06/27 11:40:15	0		0		0				
2008/06/28 12:54:48	0		0		0				
2008/06/29 20:53:03	0		0		0				
2008/07/05 02:12:06	0		0		0				
2008/07/08 07:42:11	0		0		0				
2008/07/19 02:39:29	0		0		0				
2008/07/23 15:26:20	0		0		0				
2008/08/05 09:49:17	0		0		0				
2008/08 25 13:21:58	0		0		0				
2008/08 27 01:35:32	0		0		0				
2008/08 28 15:22:23	0		0		0				
2008/09/10 13:08:14	0		0		0				
2008/09/11 00:20:52	0		0		0				
2008/10/06 08:30:44	0	0	0						
2008/11/10 01:21:59	0	0	0						
2008/11/16 17:02:32	0	0	0						

2008/11/22	18:49:42			0						
2008/11/24	09:03:00	0	0	0						
2008/12/20	10:29:20	0	0	0						
2008/12/25	03:20:29	0	0	0						
2009/01/03	19:43:55	0		0						
2009/01/03	22:33:42	0	0	0						
2009/01/15	17:49:38	0	0	0						
2009/02/11	17:34:51	0	0	0						
2009/03/06	10:50:30	0	0					0		
2009/04/15	20:01:35	0						0		
2009/04/18	19:18:01	0						0		
2009/04/19	05:23:27	0						0		
2009/04/21	05:26:11	0								
2009/06/06	20:33:29	0	0			0		0		
2009/07/07	19:11:45	0						0		
2009/07/13	18:05:02	0						0		
2009/08/05	00:17:59	0	0					0		
2009/08/09	10:55:56	0	0							
2009/08/12	22:48:52	0								
2009/08/16	07:38:25	0								
2009/08/17	00:05:48	0								
2009/08/17	10:10:56	0								
2009/08/20	06:35:05	0								
2009/09/02	07:55:01	0								
2009/09/03	13:26:18	0	0							
2009/09/07	16:12:23	0	0							
2009/09/21	08:53:06	0		0						
2009/09/30	10:16:10	0		0						
2009/10/01	01:52:29	0		0						
2009/10/04	10:58:00			0						
2009/10/07	21:41:14	0	0	0				0		
2009/10/12	03:15:47	0	0	0		0		0		
2009/10/13	20:21:52	0	0	0						
2009/10/13	05:37:22		0					0		
2009/10/16	09:52:52	0	0	0		0		0		
2009/10/30	07:03:39	0	0	0		0		0		
2009/11/08	19:41:43	0	0	0		0		0		
2009/11/10	02:48:46	0	0	0		0		0		
2009/11/17	15:30:47		0			0				
2009/11/28	18:10:20								0	
2009/11/28	06:04:22	0	0			0			0	
2009/12/10	02:30:52	0				0		0		0
2009/12/19	13:02:15	0				0		0		0
2009/12/19	23:19:15	0								0
2009/12/24	00:23:31	0				0		0		0
2010/02/07	06:10:00	0				0		0		0
2010/02/18	01:13:19	0				0		0		0
2010/02/26	20:31:26	0				0		0		0
2010/03/05	16:07:00					0		0		0

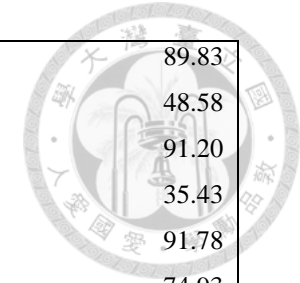
2010/03/08	09:47:08	O	O			O			O	
2010/03/14	00:57:44	O	O			O	O		O	
2010/03/14	08:08:03	O	O			O	O		O	
2010/03/30	16:54:46	O					O		O	
2010/04/06	22:15:01	O					O			
2010/04/11	22:08:12								O	
2010/04/26	02:59:52	O					O			
2010/05/03	10:27:45	O					O		O	
2010/05/09	05:59:41	O					O		O	
2010/05/31	19:51:45	O					O			
2010/06/12	19:26:50	O					O			
2010/06/18	02:23:05	O					O		O	
2010/07/04	21:55:51	O					O		O	
2010/07/23	22:51:11	O					O			
2010/07/23	22:08:11	O	O				O		O	
2010/07/24	05:35:01	O	O				O		O	
2010/07/29	07:31:56	O					O		O	
2010/07/30	03:56:13		O				O		O	
2010/08/03	12:08:25	O	O				O		O	
2010/08/04	12:58:24	O	O				O		O	
2010/08/13	21:19:34	O	O				O		O	
2010/08/14	23:01:04	O	O				O		O	
2010/08/14	07:30:16	O	O						O	
2010/10/04	13:28:38	O			O		O		O	
2010/10/25	14:42:22	O			O		O			
2010/10/25	19:37:31	O			O		O		O	
2010/11/30	03:24:40	O	O	O	O	O	O		O	
2010/12/21	17:19:40	O		O	O					
2010/12/22	21:49:40	O		O	O				O	
2010/12/23	14:00:32	O		O	O				O	
2011/01/12	21:32:53	O		O	O	O		O	O	O
2011/01/17	19:20:57	O		O	O	O		O	O	O
2011/01/29	06:55:27			O	O			O	O	O
2011/02/04	13:53:46			O	O			O	O	O
2011/03/09	18:16:16			O	O		O		O	O
2011/03/09	21:22:17			O	O		O		O	O
2011/03/10	17:08:36			O	O		O	O	O	O
2011/03/12	13:15:41			O	O		O	O	O	O
2011/03/12	01:47:15			O	O		O	O	O	O
2011/03/13	01:26:04			O	O		O	O	O	O
2011/03/14	06:12:36			O	O			O	O	O
2011/03/22	07:18:45			O				O	O	O
2011/03/24	13:55:12			O	O		O	O		O
2011/03/25	11:36:24			O	O		O	O		O
2011/03/27	22:23:58			O	O			O	O	
2011/03/31	07:15:30			O	O			O		O
2011/04/03	20:06:40			O	O			O	O	O
2011/04/07	14:32:43			O	O			O	O	O
2011/04/11	23:08:16			O	O				O	O

2011/04/11 08:16:12			0	0			0	0	0
2011/04/13 19:57:25			0					0	0
2011/06/03 00:05:00		0		0			0		
2011/06/13 14:31:22		0		0				0	0
2011/06/22 21:50:52		0	0	0				0	0
2011/06/24 03:09:39		0	0	0			0	0	0
2011/07/10 00:57:10	0	0	0	0				0	
2011/07/11 20:47:04	0	0	0	0				0	
2011/07/16 19:59:12	0	0	0	0				0	
2011/07/23 04:34:24	0	0	0	0				0	
2011/07/24 18:51:24	0	0	0	0				0	
2011/07/27 23:00:30	0	0	0	0		0		0	
2011/07/30 18:53:49	0	0	0	0		0		0	
2011/08/17 11:44:08	0	0	0	0		0		0	
2011/08/22 20:12:20	0	0	0	0		0		0	
2011/08/30 06:57:41	0		0	0				0	
2011/09/02 10:55:53	0	0	0	0				0	
2011/09/05 17:55:11	0	0	0	0				0	
2011/09/15 08:00:09	0		0					0	
2011/09/16 19:26:40	0	0	0					0	
2011/09/18 12:40:51	0	0	0					0	
2011/10/13 03:16:30	0	0	0					0	
2011/10/21 08:02:37	0	0	0					0	
2011/11/08 02:59:08	0	0	0					0	
2011/11/14 04:05:11	0	0	0					0	
2011/11/30 00:27:06			0					0	
2011/12/13 07:52:11	0		0					0	
2011/12/27 15:21:56	0		0						
2012/01/01 05:27:55	0		0			0			
2012/01/10 18:36:59	0		0						
2012/02/06 10:10:19	0	0				0			
2012/02/06 03:49:12	0	0				0			
2012/02/26 06:17:19	0	0	0			0			
2012/03/14 09:08:35		0	0						
2012/04/11 08:38:36			0			0			
2012/04/15 05:57:40			0			0			
2012/05/23 15:02:25		0	0						
2012/05/24 22:47:46	0	0	0						
2012/05/26 21:48:10	0		0						

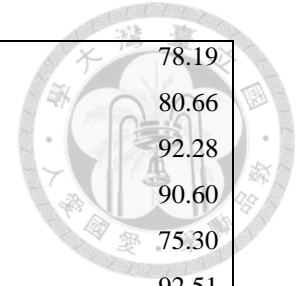


## 附錄G 雙站法 AMBR-GUDA 使用地震列表

Origin time	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Magnitude <sup>2</sup>	Back azimuth <sup>1</sup>	Distance <sup>1</sup> (°)
2008/01/07 03:12:29	-0.76	134.12	28.7	5.9	89.89	91.23
2008/01/09 08:26:48	32.40	85.25	27.7	6.4	92.85	34.61
2008/01/13 12:15:40	17.22	120.86	31.5	5.7	85.05	69.61
2008/01/16 11:54:45	32.43	85.19	13.5	5.9	92.84	34.55
2008/01/20 20:26:06	2.43	126.90	50.6	6.1	92.41	83.76
2008/01/22 18:43:35	32.41	85.27	18.8	5.5	92.83	34.62
2008/01/30 12:48:33	-0.18	125.17	71.5	5.5	95.51	84.24
2008/01/31 01:04:31	-6.14	129.73	28.4	5.8	96.79	91.59
2008/02/05 05:56:51	-3.53	118.07	41.6	5.8	102.85	81.34
2008/02/09 18:34:00	-0.23	125.11	27.7	6.0	95.60	84.23
2008/02/21 21:41:41	-2.10	139.00	32.3	5.6	87.58	95.74
2008/03/03 14:11:15	13.42	125.71	26.0	6.9	84.91	75.62
2008/03/06 01:21:58	2.56	128.31	120.9	5.9	91.36	84.71
2008/03/20 14:10:38	6.21	126.98	30.8	6.0	89.55	81.30
2008/03/20 22:32:58	35.54	81.50	10.0	7.1	90.29	30.40
2008/03/29 03:01:31	13.29	125.73	13.5	5.7	85.00	75.72
2008/04/19 03:12:29	-7.83	125.71	39.6	6.1	100.74	89.80
2008/04/19 10:21:16	-7.90	125.70	30.2	5.9	100.79	89.84



2008/04/20	13:01:26	-7.89	125.70	42.4	5.6	100.78	89.83
2008/05/13	07:07:08	30.94	103.20	10.0	5.8	83.14	48.58
2008/06/06	13:42:49	-7.55	127.89	121.7	6.0	99.07	91.20
2008/06/29	12:47:27	35.71	88.40	13.3	5.5	85.65	35.43
2008/08/04	20:45:13	-5.91	130.19	173.9	6.3	96.32	91.78
2008/08/15	10:25:16	12.89	124.31	10.0	6.0	86.24	74.93
2008/08/21	12:24:30	25.03	97.69	10.0	6.0	93.33	47.75
2008/08/25	02:43:06	10.30	125.25	27.0	5.8	87.62	77.31
2008/08/25	13:21:58	30.90	83.52	12.0	6.7	96.46	34.08
2008/08/30	06:54:07	-6.14	147.25	75.0	6.4	84.98	104.53
2008/08/30	08:30:53	26.24	101.88	11.0	6.0	89.15	50.16
2008/08/31	08:31:10	26.23	101.97	10.0	5.6	89.10	50.22
2008/09/01	17:19:11	4.51	126.16	111.5	5.6	91.37	81.82
2008/09/06	05:47:40	36.44	70.91	192.0	5.8	96.53	22.22
2009/05/12	01:26:27	-5.69	149.57	99.5	6.1	83.02	105.93
2009/05/13	08:54:58	4.46	126.93	72.0	5.7	90.89	82.43
2009/05/21	05:53:58	7.92	126.98	49.9	5.7	88.27	80.16
2009/05/29	19:51:17	5.91	125.86	161.5	5.7	90.52	80.67
2009/06/14	05:58:44	5.34	126.49	47.4	6.1	90.53	81.52
2009/07/24	03:11:57	31.16	85.96	13.3	5.8	94.18	35.74
2009/10/18	08:26:15	-3.66	123.26	28.0	5.5	99.36	85.19
2009/10/22	19:51:27	36.51	71.01	188.6	6.1	96.28	22.26
2009/10/24	14:40:44	-6.11	130.42	140.3	6.9	96.31	92.09
2009/11/07	20:08:49	29.53	86.04	21.4	5.5	96.46	36.65

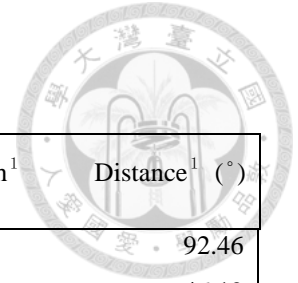


2009/11/11	13:48:19	9.36	125.60	26.1	5.7	88.10	78.19
2009/12/26	05:09:28	6.45	126.33	58.3	5.6	89.81	80.66
2009/12/26	08:57:25	-5.42	131.32	64.9	6.1	95.20	92.28
2010/01/13	17:18:09	-0.71	133.31	20.3	5.8	90.40	90.60
2010/01/21	02:02:06	13.64	125.47	34.8	5.5	84.89	75.30
2010/01/24	05:38:28	-8.32	128.98	31.8	5.5	98.90	92.51
2010/01/27	18:49:33	13.66	125.53	29.8	5.9	84.84	75.33
2010/03/02	02:51:23	18.26	122.48	32.8	5.8	83.15	70.14
2010/03/14	00:57:46	-1.64	128.08	63.6	6.4	94.62	87.36
2010/12/08	08:21:34	39.35	72.75	16.2	5.5	88.05	22.54

<sup>1</sup>相對於測站 AMBR

<sup>2</sup>本研究搜尋地震無限制規模類型，包含  $M_B$ 、 $M_L$ 、 $M_S$  和  $M_W$

## 附錄H 雙站法 ABST-TRLT 使用地震列表



Origin time	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Magnitude <sup>2</sup>	Back azimuth <sup>1</sup>	Distance <sup>1</sup> (°)
2009/12/26 08:57:25	-5.42	131.32	64.9	6.1	95.01	92.46
2009/12/29 09:01:53	24.39	94.84	115.7	5.6	95.15	46.19
2010/02/15 21:51:48	-7.26	128.76	134.7	6.2	98.07	91.77
2010/03/14 00:57:46	-1.64	128.08	63.6	6.4	94.36	87.55
2010/03/30 16:54:47	13.61	92.87	38.5	6.6	107.78	51.52
2010/04/18 20:28:50	35.71	67.67	14.1	5.6	99.14	20.28
2010/04/24 07:41:01	-1.89	128.11	38.7	6.0	94.53	87.74
2010/07/27 16:54:12	-7.34	126.45	379.1	5.5	99.66	90.11
2010/07/30 11:39:56	2.12	126.59	63.3	5.5	92.54	83.95
2010/09/03 16:35:46	-43.36	171.90	4.0	7.0	110.06	142.94
2010/09/17 19:21:15	36.53	70.96	215.4	6.3	94.16	22.40
2010/09/29 17:10:52	-4.91	133.80	18.3	6.2	93.00	93.98
2010/09/29 17:11:24	-4.98	133.77	20.5	7.0	93.07	94.00
2010/10/02 11:29:05	-6.57	128.70	248.7	5.5	97.59	91.27
2010/10/16 15:44:32	-7.36	125.69	24.1	5.9	100.18	89.57
2011/02/15 13:33:54	-2.48	121.46	26.8	6.1	99.42	83.20
2011/03/21 09:49:01	-2.48	121.46	26.8	6.1	99.42	83.20

<sup>1</sup>相對於測站 ABST

<sup>2</sup>本研究搜尋地震無限制規模類型，包含  $M_B$ 、 $M_L$ 、 $M_S$  和  $M_W$