



HAL
open science

Sismotectonique et structure lithosphérique de deux zones de transition dans le Zagros (Iran) : la zone de Minab et la zone de Qatar-Kazerun

Farzam Yamini Fard

► **To cite this version:**

Farzam Yamini Fard. Sismotectonique et structure lithosphérique de deux zones de transition dans le Zagros (Iran) : la zone de Minab et la zone de Qatar-Kazerun. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2003. Français. NNT : . tel-00707751

HAL Id: tel-00707751

<https://theses.hal.science/tel-00707751>

Submitted on 13 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



OBSERVATOIRE DES SCIENCES DE L'UNIVERS DE GRENOBLE
et
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

Thèse

présentée par

Farzam Yamini Fard

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité: **Terre Solide**

**Sismotectonique et structure lithosphérique de deux
zones de transition dans le Zagros (Iran): la zone de
Minab et la zone de Qatar-Kazerun**

Date de soutenance: 23 octobre, 2003

Composition du jury:

A. Paul	Président	DR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
R. Bayer	Rapporteur	Professeur, Université Montpellier II
O. Bellier	Rapporteur	Professeur, Université Aix Marseille III
D. Hatzfeld	Directeur de thèse	DR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
A. Deschamps	Examineur	DR CNRS, Université Nice, Nice
M. Mokhtari	Membre invité	Associate Professor, IIEES, Iran

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 53 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptatour@ujf-grenoble.fr

OBSERVATOIRE DES SCIENCES DE L'UNIVERS DE GRENOBLE
et
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

Thèse

présentée par

Farzam Yamini Fard

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité: **Terre Solide**

**Sismotectonique et structure lithosphérique de deux
zones de transition dans le Zagros (Iran): la zone de
Minab et la zone de Qatar-Kazerun**

Date de soutenance: 23 octobre, 2003

Composition du jury:

A. Paul	Président	DR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
R. Bayer	Rapporteur	Professeur, Université Montpellier II
O. Bellier	Rapporteur	Professeur, Université Aix Marseille III
D. Hatzfeld	Directeur de thèse	DR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
A. Deschamps	Examineur	DR CNRS, Université Nice, Nice
M. Mokhtari	Membre invité	Associate Professor, IIEES, Iran

10245018

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Remerciements

Je tiens à exprimer mes plus chaleureux remerciements à ceux qui ont permis la réalisation de ce travail. Je désire tout d'abord remercier très sincèrement mon directeur de thèse: Denis Hatzfeld qui a encadré ce travail et sans qui cette thèse n'aurait pu voir le jour. Je tiens aussi à remercier l'ensemble des membres du jury, Olivier Bellier, Roger Bayer, Anne Deschamps, Anne Paul et Mohammad Mokhtari qui ont accepté de juger ce travail. Je souhaite exprimer toute ma gratitude à Mohsen Ghafari Ashtiani président de l'IIEES (International Institute of Earthquake Engineering and Seismology) qui m'a proposé pour cette bourse. Si ce travail a pu aboutir, c'est grâce au son soutien. Je remercie aussi Anne Paul, Jérôme Vergne et Kieth Priestley qui ont consacré une partie de leur temps à mon initiation à la méthode des fonctions récepteur et la tomographie. Un grand merci à Anne Paul, Jérôme Vergne, Julien Fréchet, François Thouvenot, Olivier Cotton et Catherine Péquegnat pour le soutien informatique qu'ils m'ont fourni.

Un grand merci à tous ceux qui ont participé aux campagnes sismologiques de Minab 1999-2000 (Iran), et Borujen 2002 (Iran). Merci à Denis Hatzfeld, Christophe Voisin, Bruno Bettig et Fabien Blarel d'être venus en Iran pour participer aux manip. Merci aussi à mes collègues en Iran Amir-Mansour Farahboud, Karen Asatourian, Ali Fatehi, Ayoub Kaviani, Masoud Taghaboni, Mostafa Ghassemi, Gholam Javan-Doloie, Mahdi Massoudi, Mohsen Zolfaghary, Hamid-Reza Heidar Moghadar, Mahdi Parvazeh, Amir Hossein Hosseini, Mohammad Chizari et Hamid-Reza Najm-Zadeh. Un grand merci à Mohammad Tatar pour son amitié et son soutien pendant les campagnes et pendant mon séjour à Grenoble d'un point de vue scientifique et personnel. Un grand merci à l'ensemble des chercheurs et thésards du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT) qui m'ont permis de réaliser ce travail dans les meilleures conditions.

Ce travail a bénéficié à une bourse du Ministre des Affaires Etrangères français. Merci aux Services Scientifiques de l'Ambassade de France de leur soutien. Les expériences ont été réalisées dans le cadre d'un accord entre l'IIEES et le LGIT grâce à des financements du Ministre des Affaires Etrangères, de l'INSU-CNRS, et du Ministre de la Science et la Technologie de l'Iran.

Enfin, je ne trouverai pas de mots assez forts pour remercier ma femme qui a toujours été à mes côtés pour me soutenir et m'encourager, je dédie cette thèse à toi.

Table des matières

1	Introduction générale	1
1.1	Evolution géodynamique de l'Iran	1
1.2	Unités structurales de l'Iran	4
1.3	La zone de collision du Zagros	5
1.3.1	Le cadre géodynamique	6
1.3.2	Unités morphotectoniques du Zagros	6
1.3.3	Les failles principales du Zagros	9
1.3.4	Sismicité et mécanismes au foyer	9
1.4	La zone de subduction du Makran	11
1.4.1	Evolution tectonique du Makran	12
1.4.2	Géologie du Makran (Iran)	12
1.4.3	Sismicité et mécanismes au foyer	13
1.5	Deux accidents transverses à la chaîne du Zagros	15
2	Introduction à la zone transition de Zagros-Makran (Minab)	17
2.1	Les unités structurales	17
2.2	Les failles principales	19
2.2.1	Taux de déplacement des failles	19
2.3	Sismicité et mécanismes au foyer	21
2.4	Modèles tectoniques proposés	26
3	Microsismicité de la zone transition du Zagros-Makran	31
3.1	La campagne de Minab (1999-2000): réseau d'acquisition et matériel	31
3.2	Dépouillement des données de sismicité	33
3.3	Localisation des séismes	33
3.3.1	Le modèle de vitesse	34
3.3.2	Précision des localisations et résidus aux stations	39
3.4	Distribution épacentrale des séismes	41
3.5	Distribution des séismes en profondeur	43
3.6	Mécanismes au foyer	45
3.7	Discussion	48
3.8	Conclusion	52

4	La structure crustale de la zone transition du Zagros-Makran	53
4.1	Introduction	53
4.2	Tomographie télésismique	55
4.2.1	Principe de la tomographie télésismique	55
4.2.2	Profil de Minab (1999-2000)	55
4.2.3	Traitement des données	57
4.2.4	Résidus relatifs	58
4.2.5	Analyse des résidus aux stations	59
4.2.6	Courbes des résidus	63
4.2.7	Inversion des résidus	65
4.2.8	Sélection du modèle initial	65
4.2.9	Technique du décalage-moyennage	69
4.2.10	Résultat de l'inversion tomographique	70
4.3	Fonction de transfert télésismique	74
4.3.1	Principe des fonctions récepteur	74
4.3.2	Traitement des données	75
4.3.3	Sélection des données	76
4.3.4	Etudes des fonctions récepteurs	77
4.3.5	L'image crustale à partir de la migration des fonctions récepteur	86
4.4	Tomographie des séismes locaux	89
4.4.1	Evaluation de la résolution du modèle calculé	93
4.5	Conclusion	98
5	Introduction de la zone transition de Qatar-Kazerun (Chahar-Mahale-Bakhtiari)	99
5.1	Tectonique	99
5.2	Failles principales de la région de Borujen	101
5.3	Sismicité et mécanismes au foyer	101
6	Etude sismotectonique et structure de la zone transition de Qatar-Kazerun (Chahar-Mahale-Bakhtiari)	107
6.1	La campagne de Borujen (2002): Réseau d'acquisition et matériel	107
6.2	Localisation des séismes	108
6.2.1	Modèle de vitesse	108
6.2.2	Précision des localisations et résidus aux stations	111
6.3	Distribution de la microsismicité	113
6.3.1	Distribution épacentrale des séismes	113
6.3.2	Distribution des séismes en profondeur	115
6.4	Mécanismes au foyer	116
6.5	La structure crustale	122
6.6	Conclusion	126

7	Discussion - Conclusions	127
7.1	La zone transition du Zagros-Makran (Iran)	127
7.1.1	La structure de la zone transition	127
7.1.2	Microsismicité et tomographie locale	128
7.2	Comparaison avec d'autres transitions collision-subduction	130
7.2.1	La zone de transition entre l'arc de Luzon et Taiwan	130
7.2.2	La transition le long de l'arc égéen externe (Grèce)	133
7.2.3	La zone transition de North Canterbury	134
7.2.4	Comparaison avec la zone transition du Zagros-Makran (Iran)	136
7.3	Conclusion sur le Zagros Makran	138
7.3.1	Discontinuité importante de la structure	138
7.3.2	Distribution de la déformation en profondeur	139
7.3.3	ZMP une faille superficielle	139
7.3.4	Transition progressive	139
7.4	La zone transition du Qatar-Kazerun	140
	Bibliographie	143
A	Sismicité	155
A.1	Liste des stations: Minab	156
A.2	Liste des événements de Minab	158
A.3	Mécanismes au foyer de Minab	168
A.4	Liste des stations: Borujen	175
A.5	Liste des événements de Borujen	176
A.6	Mécanismes au foyer de Borujen	182
B	Fonctions récepteur	185
B.1	Liste des téléseismes (Minab)	186
B.2	Fonctions récepteur (Minab)	189
B.3	Liste des téléseismes (Borujen)	202
B.4	Fonctions récepteur (Borujen)	203

Chapitre 1

Introduction générale

La ceinture Alpes-Himalaya se développe de l'Europe occidentale jusqu'à l'Inde et la Chine. Cette ceinture est associée à la convergence entre l'Eurasie et l'Afrique, l'Arabie et l'Inde. Au passage du Moyen-Orient, la convergence se manifeste par un style de déformation complexe et une zone de subduction dans l'Iran (Figure 1.1). Etudier la déformation de l'Iran permet d'aborder plusieurs problèmes concernant les mécanismes de la déformation continentale.

1.1 Evolution géodynamique de l'Iran

L'Iran est situé entre les plaques Arabie et Eurasie qui convergent actuellement à une vitesse de ≈ 2.3 cm/an suivant une direction 0° – 10° NE (Bayer et al., 2003). La frontière entre l'Iran et l'Eurasie est constituée d'une zone de suture, du Caucase jusqu'au Kopet-Dagh en passant par l'Alborz. La frontière entre l'Arabie et l'Iran est une autre zone de suture constituée de la zone de déformation métamorphique, du chevauchement principal du Zagros (Main Zagros Thrust, MZT), située au SW de l'Iran, et de la zone subduction du Makran, située au SE de l'Iran.

La morphologie actuelle de l'Iran et sa position entre les plaques Arabie et Eurasie est le résultat de l'ouverture puis de la fermeture de deux océans géants: la paléo-Tethys et la néo-Tethys (Figure 1.2). Les blocs iraniens continentaux se sont détachés du Gondwana initial au Paléozoïque. Au Mésozoïque précoce, du fait du développement de la néo-Tethys et du déplacement des blocs iraniens vers le NE, l'océan paléo-Tethys s'est fermé et une collision continentale entre les blocs iraniens et la plaque Eurasie a eu lieu. Cette zone de collision affecte une région qui va du Caucase et Talesh (au NW de l'Iran), jusqu'à Kopet-Dagh (au NE de l'Iran) (Sengor et Kidd, 1979).

Au milieu du Crétacé, a lieu un changement du mouvement relatif entre les plaques convergentes Afro-Arabie et Eurasie. L'océan Néo-Tethys commence à se fermer et pendant le Crétacé supérieur, la marge NE de la plaque Arabie est

subductée sous l'Iran Central. Au milieu du Miocène, la collision continentale entre la plaque Arabie et l'Iran Central commence.

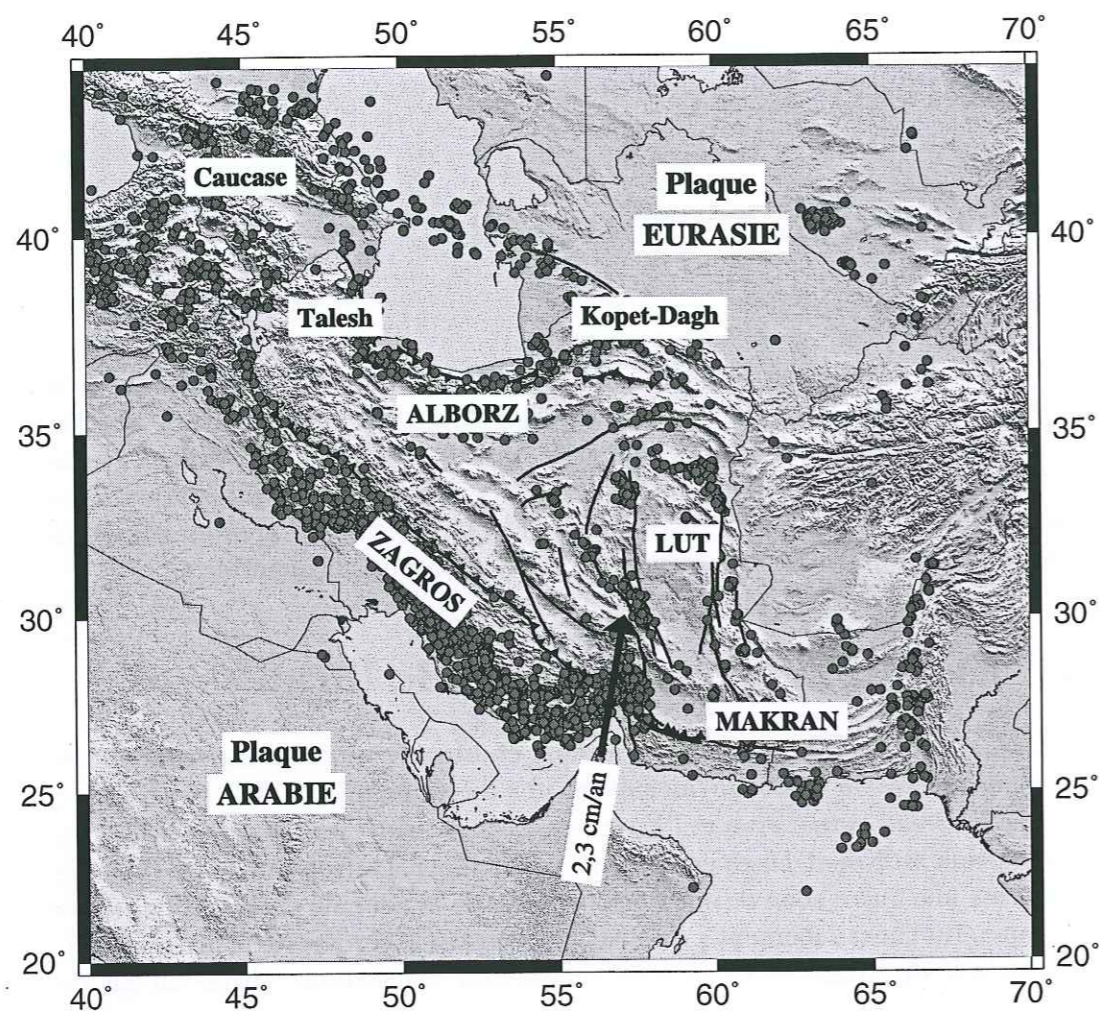


FIG. 1.1 – Distribution de la sismicité $M \geq 4.5$ en Iran pour la période 1967-1998 (Catalogue ISC modifié par Engdahl et al., 1998). Le vecteur montre la direction calculée pour la convergence entre la plaque Arabie par rapport à la plaque Eurasie (Bayer et al., 2003).

Actuellement la convergence entre les plaques Arabie et Eurasie se manifeste par la subduction du Makran à l'est et par une collision continentale dont la déformation est accommodée par les chaînes du Zagros au sud, de l'Alborz et du Kopet Dagh au nord, ainsi que par de grands accidents coulissants orientés N-S généralement localisés à la frontière des différents blocs continentaux.

La déformation du plateau Iranien accomode une partie importante de la

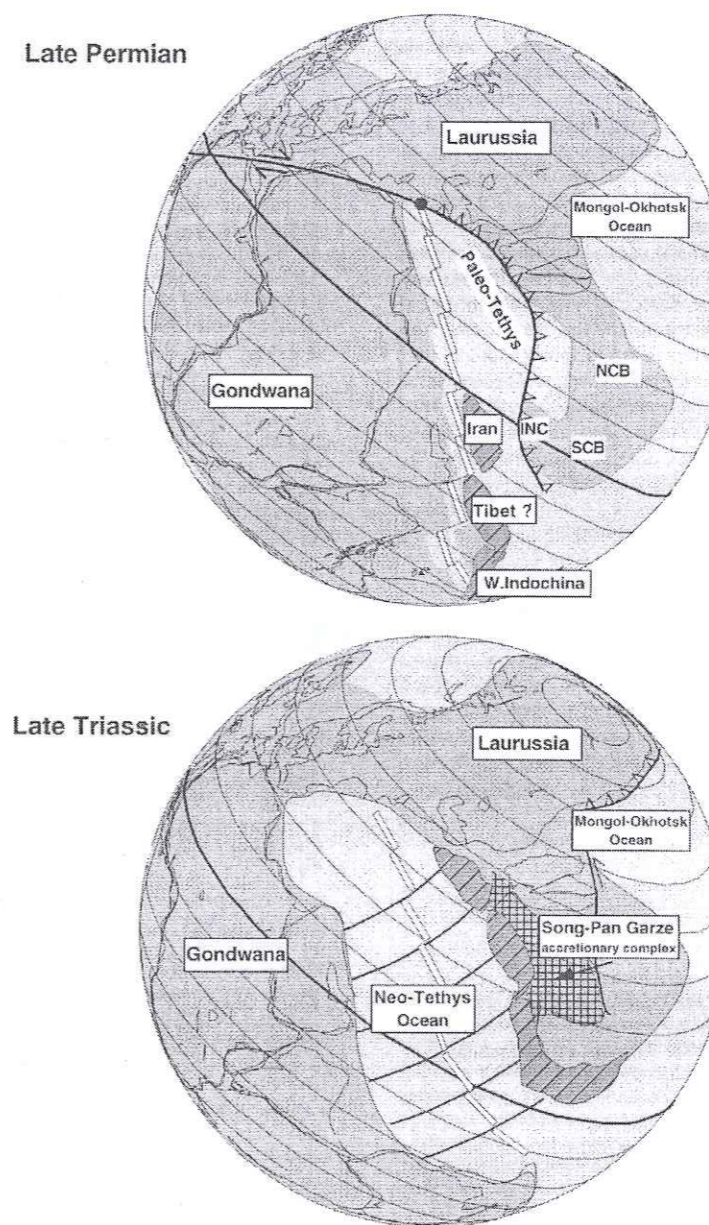


FIG. 1.2 – Reconstruction paléogéographique de l'océan néo-Tethys et des continents voisins au : Trias inférieur et Permian inférieur. Les lignes solides montrent le paléo-équateur. Lignes épaisses perpendiculaires à la ride montrent le mouvement des blocs Cimmérien entre Gondwana et Eurasie (les failles transformantes) (Besse et al., 1998).

convergence entre la plaque Eurasie et la plaque Arabie par les failles inverses et les failles de coulissage qui montrent la possibilité d'un partitionnement (Figure 1.3).

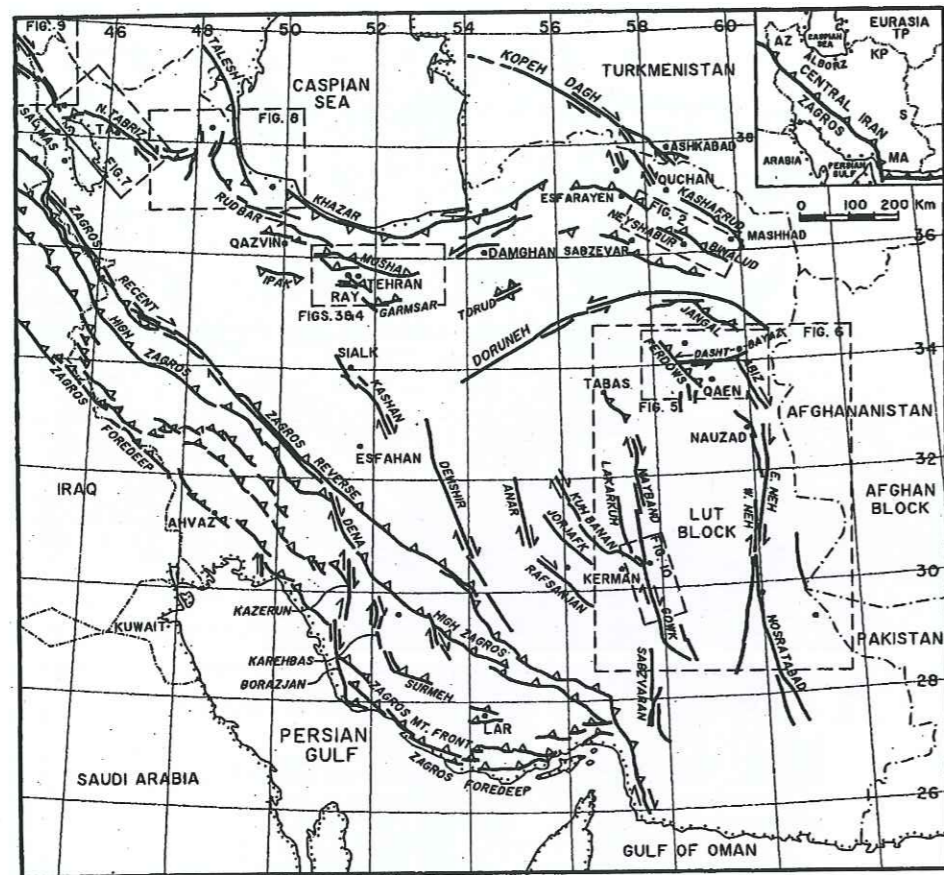


FIG. 1.3 – Les principales failles actives de l'Iran. Az, Azarbaijan; KP, le Kopet-Dagh; MA, le Makran; S, la suture Sistan (Berberian et Yeats, 1999).

1.2 Unités structurales de l'Iran

D'un point de vue structural, on distingue trois unités principales en Iran (Figure 1.4). L'unité au sud, correspondant à la plaque Arabie et comprend la chaîne du Zagros.

L'unité au nord, correspondant à la marge sud de l'Eurasie à la fin de Paléozoïque, et comprend la chaîne du Kopet Dagh et la plate-forme de Turan au Turkménistan. L'unité centrale, correspondant à un assemblage de micro-blocs qui se

sont accrétés à la marge sud de l'Eurasie. Cette unité comprend en particulier la zone métamorphique de Sannandaj-Sirjan et la zone volcanique d'Uromieh-Dokhtar au nord du Zagros, les blocs d'Iran central et du Lut à l'est et la chaîne de l'Alborz.

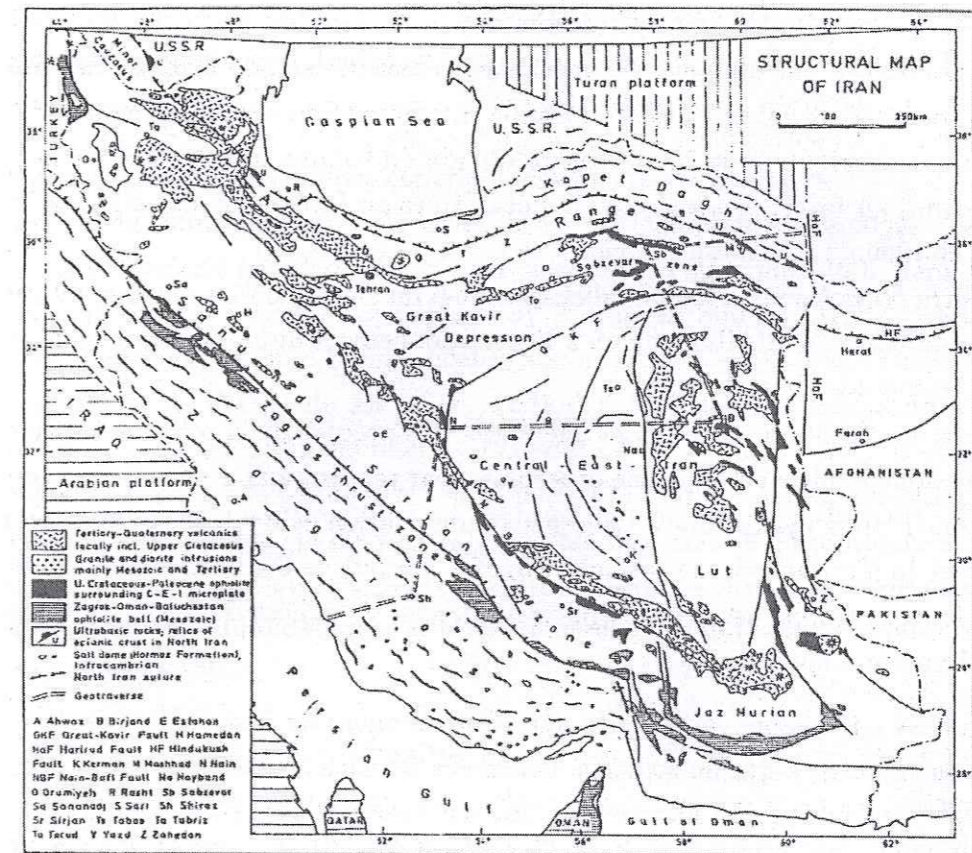


FIG. 1.4 – Unités structurales principales de la plate-forme iranienne (Lensch et al., 1984).

1.3 La zone de collision du Zagros

La chaîne du Zagros est l'une des plus simples et des plus actives chaînes de collision. En surface, elle consiste en une succession d'anticlinaux et synclinaux linéaires qui forment la chaîne de montagne, de l'est de la Turquie au détroit

d'Hormouz, sur une longueur de près 1500 km. La largeur de la chaîne est de 200 à 300 km. La sismicité est répartie entre le MZT (Main Zagros Thrust) et le Golfe Persique. La plupart des plus grands séismes du Zagros se situent dans la croûte supérieure entre 8 et 15 km et ils ont un mécanisme au foyer impliquant des failles inverses à fort pendage avec des plans parallèles à la direction locale des axes de plis en surface (Jackson et McKenzie, 1984).

1.3.1 Le cadre géodynamique

La ceinture orogénique du Zagros est considérée comme le résultat complexe de: (a) la séparation du bloc continental Iranien du reste du Gondwana au Mésozoïque ancien; (b) suivi par la subduction plongeant vers le NE d'une lithosphère océanique de la néo-Tethys appartenant à la plaque Arabie au dessous du micro-continent Iranien au Crétacé supérieur; (c) puis de la collision entre l'Arabie et le plateau Iranien au milieu du Miocène (Berberian et King, 1981). A partir d'une étude géodésique, Tatar (2001) montre qu'un raccourcissement actuel d'environ 1cm/an d'orientation N-NE affecte la largeur totale du Zagros central.

1.3.2 Unités morphotectoniques du Zagros

Alavi (1994) considérant la division du Zagros par Stöcklin (1968), a partagé la ceinture orogénique du Zagros, du nord-est au sud-ouest, en trois subdivisions tectoniques parallèles: (1) L'assemblage magmatique d'Urumieh-Dokhtar; (2) La zone Sanandaj-Sirjan; et (3) La ceinture plissée du Zagros (Figure 1.5).

L'assemblage magmatique d'Urumieh-Dokhtar, comprenant les ophiolite complexes, formant un complexe extrusif se situe au NE de la zone de Sanandaj-Sirjan. Il suggère un arc magmatique de type Andin et se prolonge le long de la totalité du Zagros (Berberian et al., 1982). La zone Sanandaj-Sirjan est une zone métamorphique qui se situe parallèlement au NE du chevauchement principal du Zagros.

Berberian (1995) propose pour la chaîne du Zagros cinq unités morphotectoniques à partir de la topographie de surface, du style de déformation, et de la sismicité (Figure 1.6): (1) la ceinture chevauchante du Haut Zagros (High Zagros Belt); (2) la ceinture plissée (Simple Fold Belt); (3) le Zagros d'avant-fossé (Zagros Foredeep and Dezful Embayment); (4) le Zagros de la plaine côtière (Zagros Coastal Plain); et (5) l'avant-pays du Golfe Persique Mésopotamien (Persian Gulf-Mesopotamian). Ces unités morphotectoniques sont séparées par des failles chevauchantes profondes et discontinues. L'épaisseur crustale, la topographie, l'intensité de déformation, l'amplitude du plissement, et l'âge des roches sédimentaires plissées, diminuent du nord et du NE vers le sud et le SW.

a) **La ceinture chevauchante du Haut Zagros (High Zagros)** est une ceinture chevauchante étroite, orientée NW-SE, située entre la faille de chevauchement principale du Zagros (MZT) et la faille du Haut Zagros (HZF).

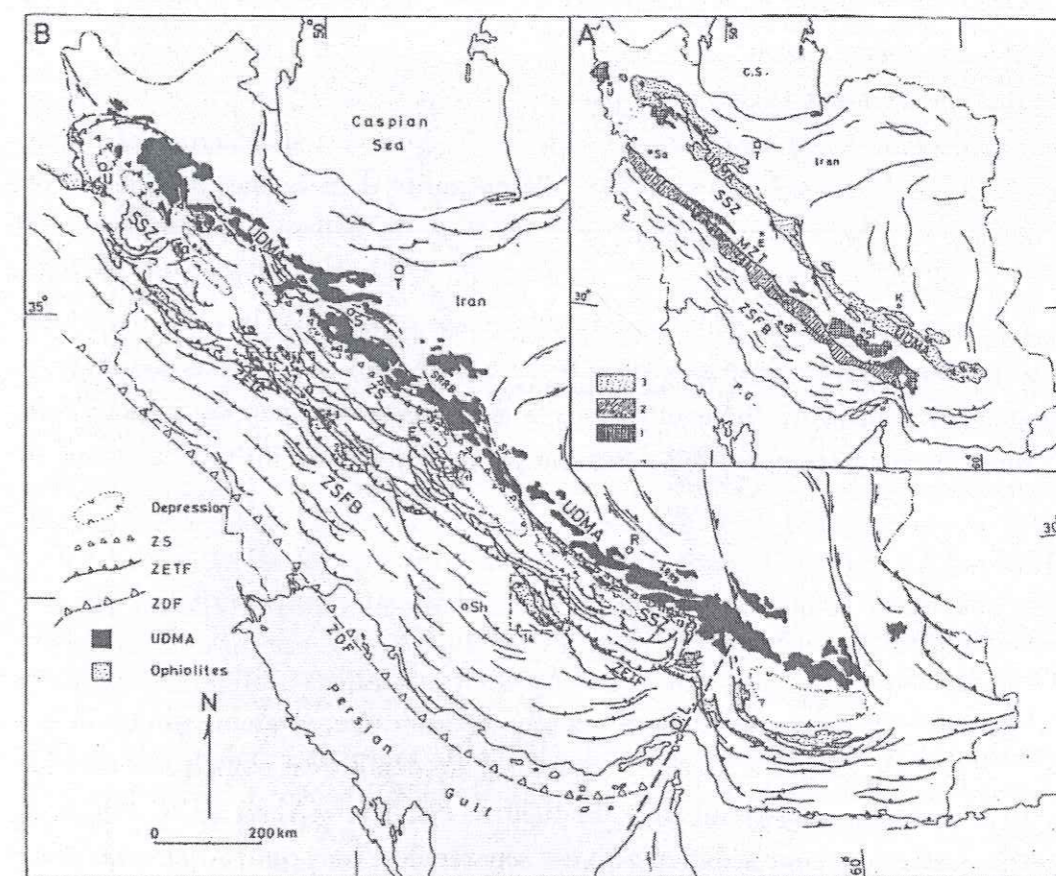


FIG. 1.5 - Subdivision du Zagros par Stöcklin (1968): 1, Socle Précambrien; 2, Zone de chevauchement du Zagros; 3, Assemblage magmatique d'Uromieh-Dokhtar. C.S., Caspian Sea; D, Doroud; E, Esfahan; K, Kerman; MZT, Main Zagros Thrust; P.G., Persian Gulf; Sa, Sanandaj; Sh, Shiraz; Si, Sirjan; SSZ, Sannandaj-Sirjan Zone; T, Tehran; U, Urmieh; ZSFB, Zagros Simply Folded Belt; O.L., Oman Line; R, Rafsanjan; S, Saveh; SF, Shirkuh Fault; SRRB, Saveh-Rafsanjan-Retroarc-Basin; UDMA, Urumieh-Dokhtar Magmatic Assemblage; ZDF, Zagros Deformational Front; ZETF, Zagros Exposed Thrust Front; ZS, Zagros Suture (Alavi, 1994).

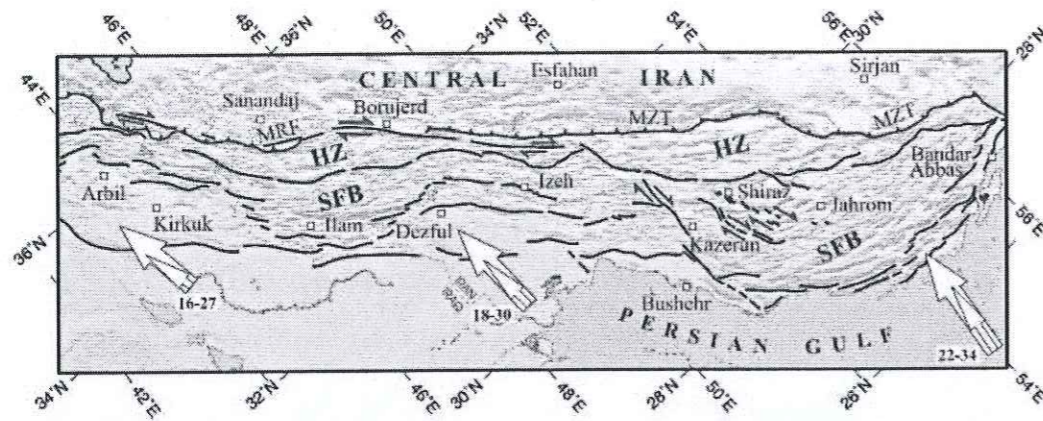


FIG. 1.6 – Unités morphotectoniques importantes de la chaîne active du Zagros: HF, High Zagros Fault; SFB, Simple Folded Belt; MZT, Main Zagros Thrust; MRF, Main Recent Fault; (Talebian et Jackson, 2003.)

Cette chaîne est coupée par des failles inverses nombreuses et elle est chevauchée vers le SW le long de la faille HZF. Le Haut Zagros est caractérisé par des anticlinaux chevauchés qui sont beaucoup déformés. Elle comprend des montagnes les plus hautes (le maximum de la topographie et le taux maximum de soulèvement du Zagros) et expose en surface les unités morphotectoniques les plus profondes du Zagros datés du Paléozoïque inférieur dans le centre des anticlinaux chevauchés.

Les anticlinaux composent principalement les affleurements autochtones du Jurassique-Crétacé avec un noyau Paléozoïque le long des failles inverses, de calcaire allochtone au Jurassique-Crétacé des hauts fonds Bisutun, des nappes de radiolorites-ophiolites obductées au Crétacé supérieur, un flysch du Crétacé supérieur à Eocène-Oligocène, et des failles inverses. Cette ceinture est affectée par la subduction au Crétacé et la collision continentale au Pliocène (Berberian, 1995).

b) La ceinture plissée du Zagros (Simple Folded belt) consiste en une séquence sédimentaire épaisse qui recouvre les roches métamorphiques du socle précambrien (Falcon, 1969). Elle est limitée par la faille du haut Zagros (HZF) et la faille Main Front Fault (MFF). La ceinture plissée contient des anticlinaux, énorme et allongés, traversés par les dômes de sel de l'Hormuz. Les structures montrent une orientation NW-SE dans le Lorestan et le Fars, E-W dans le Fars et ENE-WSW au nord Bandar-Abbas. La colonne sédimentaire est estimée à environ 12 km d'épaisseur (Falcon, 1974).

1.3.3 Les failles principales du Zagros

a) La Faille Inverse Principale du Zagros (Main Zagros Thrust, MZT): Le MZT marque la suture entre les deux plaques continentales en collision, la plaque Arabie au sud-ouest et la plaque Iran Central au nord-est. Elle a une orientation NW-SE, de l'ouest de l'Iran au nord du détroit de l'Hormuz où elle rejoint la faille de Zendan-Minab orientée N-S, qui constitue la transition entre la zone subduction du Makran et la chaîne du Zagros. Il n'y a aucune évidence historique de rupture de surface le long du MZT qui marque aussi la limite de la sismicité du Zagros (Berberian, 1995).

b) La Faille Haut Zagros (High Zagros Fault, HZF): La faille du Haut Zagros est la limite entre la ceinture Haut Zagros (au NE) et la ceinture plissée simple (au SW). La ceinture du Haut Zagros chevauche vers le SW le long de segments différents discontinus de cette faille. Des évidences géologiques montrent un déplacement vertical supérieur à 6 Km le long du HZF. Les dômes d'Hormuz se présentent en surface le long des différents segments du HZF est suggèrent que le HZF et une faille profonde qui coupe le sel Cambrien d'Hormuz. Ricou et al. (1977) ont proposé que quelques segments le long du HZF sont des décrochements dextres. Le segment SE de cette faille est associé à de nombreux séismes.

c) La Faille Récente Principale (Main Recent Fault, MRF): Le MRF est une faille majeure de coulissage dextre sismiquement active, d'orientation NW-SE qui suit le MZT au NW. Il semble que le MZT est décalé par le MRF. Il semble que la convergence oblique entre l'Arabie et l'Iran central est partitionnée entre le MRF faille de coulissage, et un chevauchement pur dans la chaîne de Zagros (Jackson, 1992; Berberian, 1995; Talebian et Jackson, 2002). Plusieurs séismes importants se sont produits sur ou proche de la MRF au siècle dernier: en 1909 ($M_s=7.4$); 1957 ($M_s=6.7$); 1958 ($M_s=6.6$); 1963 ($M_s=5.8$).

d) Le Décrochement Actif de Kazerun-Borazjan: La faille active du Kazerun-Borazjan est située le long d'une ligne marquant la continuation de la Péninsule de Qatar en Iran. C'est une faille d'orientation nord-sud, traversant le Zagros, qui décale les axes de plis dans un sens dextre (Berberian, 1995). La faille consiste en deux segments, la faille Kazerun d'environ 125 Km de longueur (au nord) et la faille Borazjan d'une longueur de près de 180 km (au sud). Falcon (1976) et Baker et al. (1993) ont proposé que ces failles soient liées à une structure profonde située dans le bouclier de l'Arabie. La faille de Kazerun montre une activité sismique notable.

1.3.4 Sismicité et mécanismes au foyer

La sismicité clairsemée est localisée au travers de la totalité de la largeur du Zagros qui est limité par les failles du MZRF, la faille du Zendan-Minab-Palami et la côte du Golfe Persique (Figure 1.7). La plupart des séismes sont localisés le long de son front S-SW. Les régions de topographie les plus hautes du Zagros sont

relativement asismiques. Dans le nord-ouest du Zagros, la sismicité se prolonge vers le MZRF, tandis qu'au sud-est du Zagros (la province de Fars) la limite de sismicité est séparé du MZRF par une lacune notable le long de la faille de Dena (Chapitre 5).

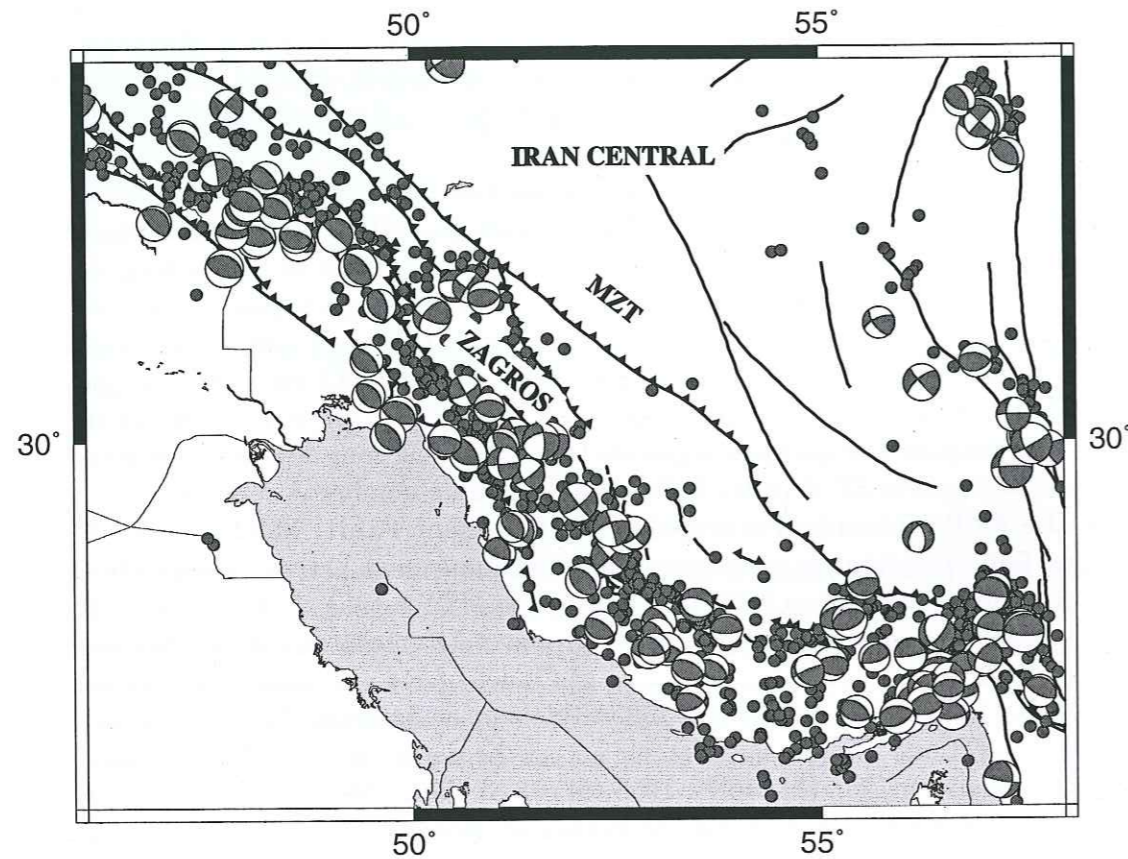


FIG. 1.7 - Distribution de la sismicité $M_b \geq 4.5$, et mécanismes CMT dans le Zagros pour la période 1967-1998 (Catalogue ISC modifié par Engdahl et al., 1998).

Des séismes de magnitude modérée à importante surviennent fréquemment dans la région du Zagros, mais la magnitude (M_s) des événements dépasse rarement 7.0. Les catalogues instrumentaux et historiques ne mentionnent aucun grand séisme ($M \geq 8$) dans le Zagros (Ambraseys et Melville, 1982). La distribution de la profondeur des séismes ne montre aucune profondeur supérieure à 20 km ni aucune évidence d'augmentation de la profondeur vers la marge NE du Zagros (Jackson et Fitch, 1981; Ni et Barazangi, 1986; Baker et al., 1993).

La plupart des grands séismes du Zagros montrent des mécanismes au foyer en faille inverse à fort pendage ($30^\circ - 60^\circ$) (Jackson et McKenzie, 1984). L'exception

sont les séismes au voisinage de la faille de Kazerun-Borazjan, de Karih Bas, et le MRF qui montrent les mécanismes décrochants dextres (Baker et al., 1993; Talebian et Jackson, 2002; CMT catalogue).

Les mécanismes inverses à fort pendage du Zagros ainsi que la distribution spatiale de ces événements, indiquent que les séismes du Zagros ne se produisent pas sur une seule surface de détachement à faible pendage. Au contraire, les événements paraissent survenir sur un nombre important de failles à fort pendage accommodant le raccourcissement horizontal du socle du Zagros.

1.4 La zone de subduction du Makran

Le Makran au sud du Pakistan et au SE de l'Iran (Figure 1.8) comprend 1000 km de frontière entre les plaques Arabie et Eurasie où la consommation de lithosphère océanique s'est produite depuis le Crétacé supérieur de long de la zone subduction de faible pendage vers le nord (Farhoudi et Karig, 1977; Sengör et al., 1988; Kopp et al., 2000).

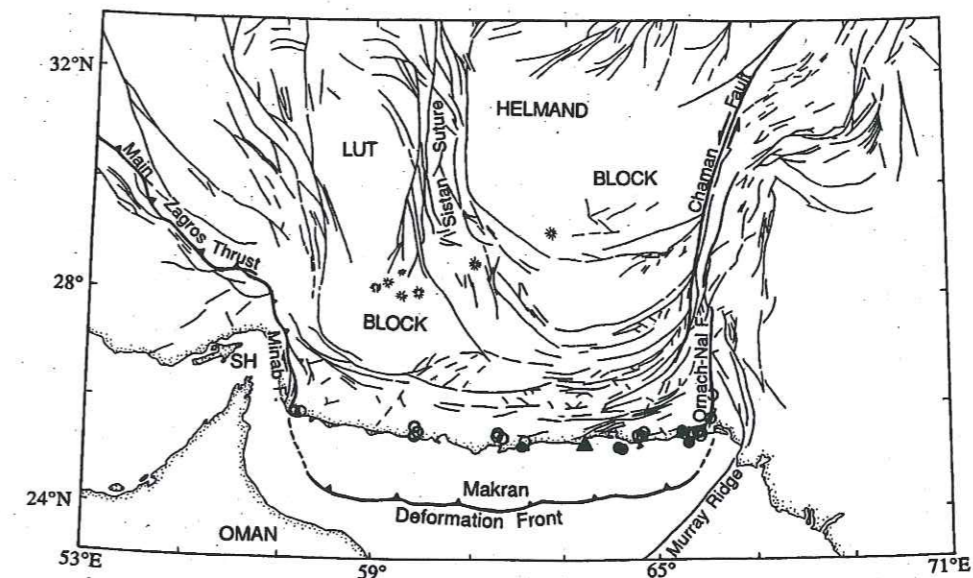


FIG. 1.8 - Caractéristiques tectoniques importantes de la zone de subduction du Makran. La plaque Arabie subducte le long du front de déformation du Makran. L'épicentre du séisme de 1945 est montré par un triangle plein. Les volcans de boues sont montrés par cercles ouverts, ceux représentés par des cercles solides ont été activés par le séisme de 1945. Les volcans sont présentés par des rayons concentriques. La suture du Sistan sépare les blocs de Helmand et du Lut. SH est le détroit d'Hormuz (Byrne et Sykes, 1992).

La région du Makran est un grand prisme d'accrétion localisé entre le détroit d'Hormuz (à l'ouest) et Karachi (à l'est). La faille du Zendan-Minab-Palami à l'ouest et le système de Chaman et d'Ornach Nal à l'est délimitent le Makran.

1.4.1 Evolution tectonique du Makran

La plaque chevauchante du Makran comprend deux unités qui faisaient partie du Gondwana: le Lut qui est un bloc du microcontinent Iran Central, et le bloc Helmand ou Afghan (Figure 1.8). Ces blocs ont été séparés l'un de l'autre par un bras de la Neo-Thethys qui a subducté vers l'est sous le bloc l'Helmand pour finalement former la zone de suture du Sistan à l'Eocène intermédiaire (Tirrul et al., 1983).

La subduction vers le nord de la croûte océanique Neo-Tethys sous les marges sud de ces blocs continue depuis le Crétacé Supérieur pour former la zone de subduction du Makran. Du fait de la collision de la plaque Inde pendant l'Eocène, un vaste soulèvement s'est produit à l'est du Makran et une augmentation du taux d'accrétion s'est produite le long de la bordure sud de ces blocs. Le prisme d'accrétion prolonge la plaque supérieure de plus de 300 km. La croissance du prisme d'accrétion est à l'origine d'une large séparation entre l'arc volcanique et le front de déformation (McCall and Kidd, 1982). Le vaste domaine émergent qui longe la plage du Makran prouve la continuation de la surrection et la propagation du prisme vers le sud (Page et al., 1979; Harms et al., 1984).

La zone de failles de Ornach-Nal et Chaman, coulissage sénestre à l'est de la zone subduction, accomode le mouvement entre la plaque Eurasie et la plaque Inde (Quittmeyer et Jacob, 1979). Vers le sud, la ride de Murray forme une partie de la frontière entre l'Arabie et l'Inde avec un mouvement de coulissage dextre et normal (Figure 1.8). Il semble que le système de failles Minab-Zendan à l'ouest forme la frontière entre la lithosphère continentale du bouclier Arabie et la lithosphère océanique du golfe d'Oman (White et Ross, 1979).

1.4.2 Géologie du Makran (Iran)

D'une manière générale, cette chaîne est constituée d'un flysch qui s'est déposé sur un mélange ophiolitique datant du Crétacé supérieur. On peut séparer la région du Makran en deux régions (Figure 1.9): le Makran intérieur et le Makran côtier (Sherman, 1976).

(a) **Le Makran intérieur:** La chaîne du Zagros est dominée par la séquence calcaire qui se transforme en grès et shistes et par un groupe de mélange ophiolitique à l'est de la faille Zendan. Ces formations sont exhumées de l'ouest à l'est le long d'une large ceinture au travers du Makran intérieur et sont composées de mélanges ophiolitiques au nord de l'affleurement. Les mélanges ophiolitiques sont des assemblages chaotiques de grands blocs de roches ultramafiques, de serpentines, de pillow-lavas et de radiolarites généralement mélangés avec des calcaires

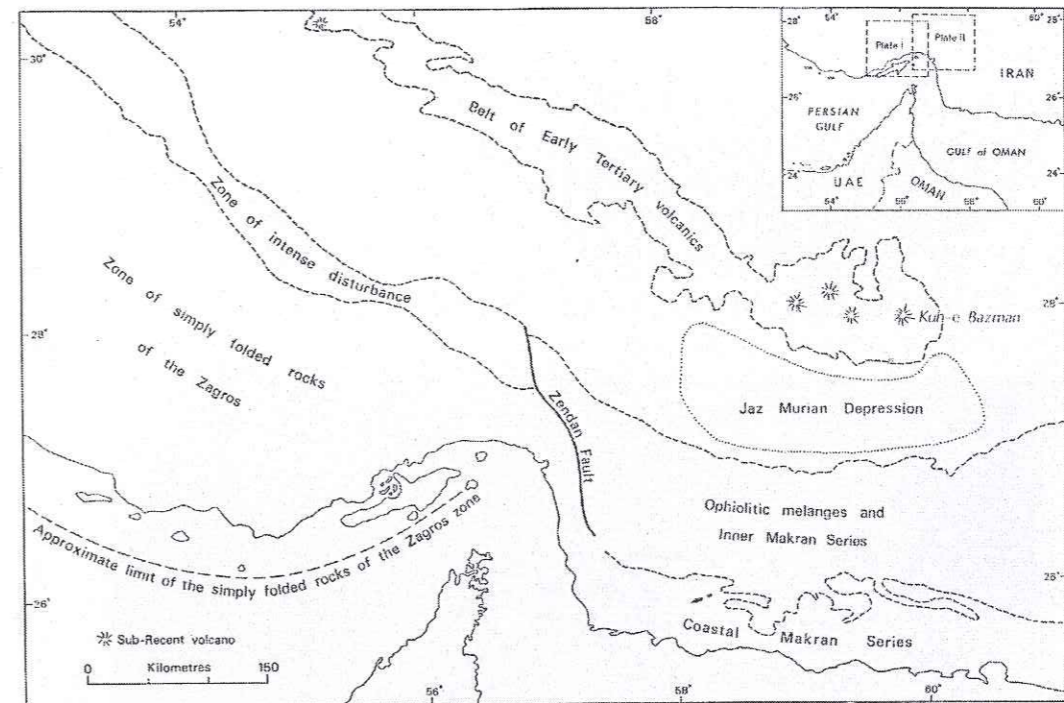


FIG. 1.9 – Unités géologiques principales au sud de l'Iran (Sherman, 1976).

et d'autres roches. Les ophiolites sont principalement des roches ultramafiques et des serpentines qui forment les composantes essentielles de la croûte océanique.

Le style de la déformation est caractérisé par les séries de chevauchements vers le sud. La plupart des séries du Makran intérieur, généralement orientés EW ont été réorientés dans une direction NS parallèle de la faille de Zendan. Au nord du Makran intérieur, il existe un vaste complexe de volcans récents qui comprend la montagne Bazman. Ce complexe se prolonge le long de la bordure nord de la dépression de Jaz Murian.

(b) **Le Makran côtier:** Les roches sédimentaires plus jeunes du Makran côtier forment une succession épaisse de conglomérats, de grès, de shistes et d'argiles datés du Pliocène qui sont été plissés modérément le long d'axes EW.

1.4.3 Sismicité et mécanismes au foyer

La zone subduction du Makran montre un faible niveau de sismicité qui est clairsemée (Figure 1.10). Il y a cependant quelques séismes de forte magnitude. Au Makran oriental, les mécanismes en chevauchement de pendage faible vers le

sud sont dominants. Byrne et Sykes (1992) déterminent que le séisme historique le plus grand (1945,11,27; Mw=8.1) et sa réplique (Ms=7.3) sont localisés sur le chevauchement.

Le Makran oriental et le Makran occidental montrent des différences géologiques et sismologiques; on constate l'absence de séismes côtiers dans le Makran occidental et une plus grande distance entre l'arc volcanique et le front de la déformation dans le Makran oriental. Il n'y a aucune évidence de grands séismes au Makran occidental. Il y a eu quelques séismes de profondeur intermédiaires (≈ 60 km) qui montrent un mécanisme normal (1963.05.29, 1968.08.02, et 1969.11.07; Byrne et Sykes, 1992).

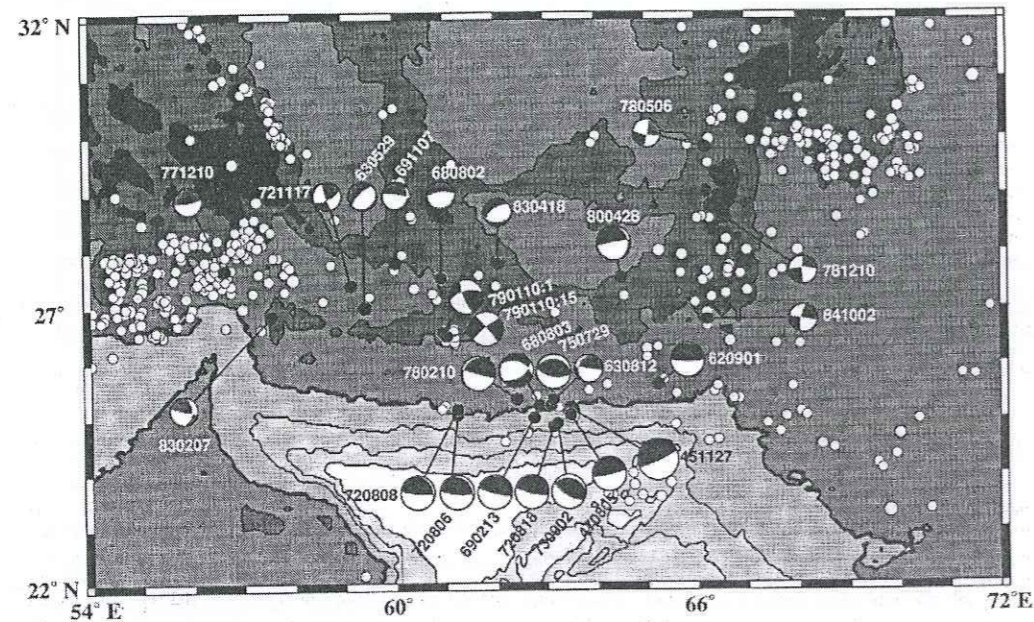


FIG. 1.10 – Sismicité et mécanismes au foyer de séismes dans la zone subduction du Makran (Byrne et Sykes, 1992).

Au Makran central, on observe deux séismes (1979.1.10) avec un mécanisme de coulisage dextre dans le prolongement de la zone de suture du Sistan (Byrne et Sykes, 1992). Jackson et McKenzie (1984) ont déterminé un mécanisme de chevauchement pour ces deux séismes. Le faible niveau de sismicité instrumentale et historique du Makran occidental et le changement de sismicité entre le Makran occidental et le Makran oriental sont des caractéristiques importantes et visibles. L'absence de séismes dans le Makran occidental suggère deux possibilités: la subduction est asismique à cause de l'existence de sédiments non consolidés à l'interface entre les plaques ou bien la plaque est bloquée (Kopp et al., 2000).

1.5 Deux accidents transverses à la chaîne du Zagros

La convergence entre deux plaques continentales conduit souvent à une déformation en chaîne plissée, comme le Zagros, qui aboutit à un raccourcissement et un épaissement de la croûte. Mais les axes anticlinaux qui dominent la morphologie du Zagros ne sont pas continus sur toute la longueur de la chaîne.

Les failles coulissantes dans la chaîne du Zagros et leur contribution actuelle est importante pour l'accommodation de la déformation tectonique de cette région. Il y a deux structures principales qui traversent le Zagros suivant une direction NS oblique par rapport à la chaîne: la zone de Kazerun-Borazjan et la faille du Zendan-Minab-Palami (Figure 1.11) (Baker et al., 1993; Kadinsky-Cade et Barazangi, 1982).

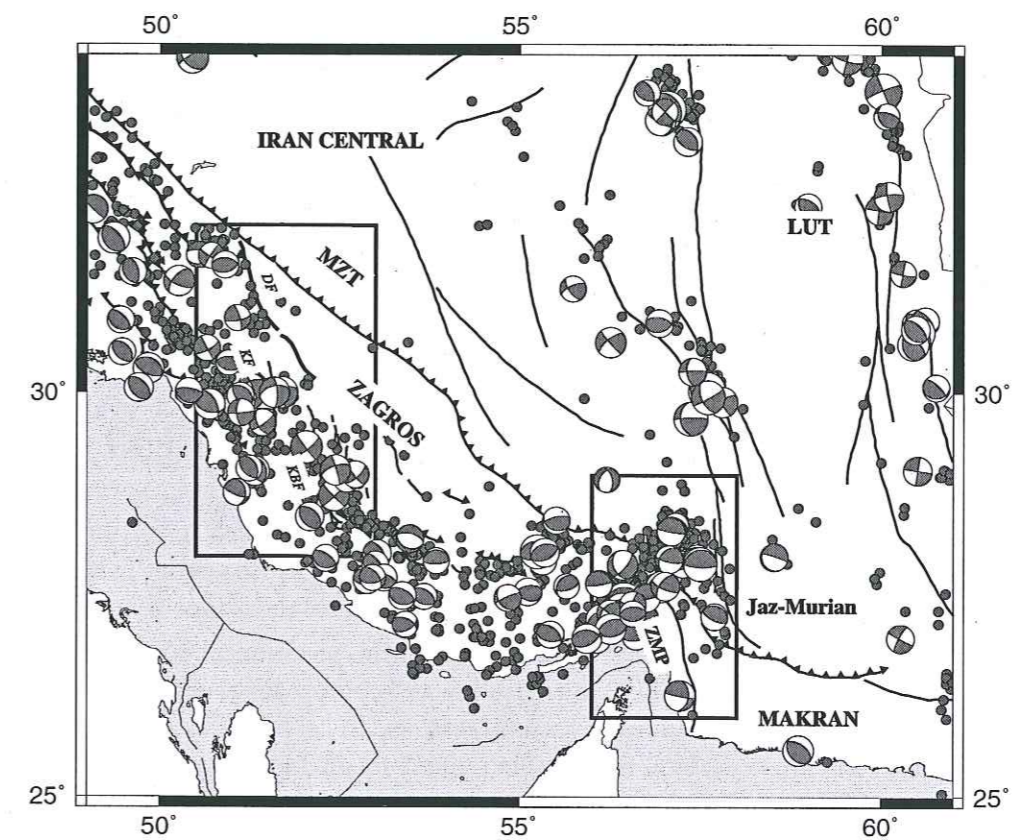


FIG. 1.11 – La zone de transition Zagros-Makran et la zone de transition Qatar-Kazerun sont encadrées. DF, Dena Fault; MZT, Main Zagros Thrust; ZMP, Zendan-Minab-Palami Fault; KF, Kazerun Fault; KBF, Kareh-Bas Fault.

La faille de Kazerun-Borazjan et la faille de Dena contribuent au raccourcissement entre l'Arabie et l'Iran par élongation du Zagros parallèlement à la direction de la chaîne, plutôt que par épaissement de la croûte (Baker et al., 1993). Les déplacements de plis, changements de densité de plissements ainsi que le changement de sismicité de part et d'autre de cette ligne peuvent être en relation avec les mouvements de failles dans le socle. En effet, du fait de l'existence d'une couche ductile de sel, il semble que les structures visible en surface ne sont pas corrélées avec les accidents de socle (Jackson et McKenzie, 1984).

L'autre structure majeure qui traverse du Zagros est la faille du Zendan-Minab-Palami, à la bordure est du Zagros qui montre un changement soudain de répartition de la sismicité et sépare la chaîne plissée du Zagros de la zone subduction du Makran.

L'existence de deux zones de failles traversant le Zagros avec une orientation approximativement parallèle à la convergence entre la plaque Arabie et les blocs de l'Iran Central pose les questions suivantes:

- Comment s'effectue le passage de la subduction à la collision et comment la déformation est accommodée dans la zone de transition Zagros-Makran? Est-ce une transition progressive, une faille transformante, ou un poinçon?
- Quelle est la structure de la zone de transition du Zagros-Makran?
- Quelle est le mécanisme de déformation dans la région de Chahar- Mahale-Bakhtiari au nord de la faille du Kazerun- Borazjan dans le Haut Zagros?
- Quelle est l'importance de la faille de coulissage de Dena et son interaction avec les autres failles pour accommoder la déformation de cette partie du Zagros? Si c'est une faille profonde, explique-t-elle la segmentation du Zagros et la transition entre différent styles de déformation?

Chapitre 2

Introduction à la zone transition de Zagros-Makran (Minab)

La première région que j'ai étudiée comprend la zone de transition entre la collision du Zagros et la subduction du Makran dans la région de Minab au sud de l'Iran. Cette région comprend la faille Zendan-Minab-Palami et la frontière occidentale de la dépression de Jaz-Murian à l'est. Dans cette zone de transition on peut observer un changement soudain et notable des caractéristiques sismo-tectoniques et géologiques entre le Zagros oriental et le Makran occidental comme la sismicité, l'orientation de failles, et le type de roches ainsi que la couverture sédimentaire.

2.1 Les unités structurales

La faille du Zendan-Minab-Palami sépare d'un côté la structure plissée du Zagros, de l'autre côté le prisme d'accrétion du Makran. Dans la zone de transition les structures sont orientées suivant une direction de NW-SE à NS.

Le socle de la zone de Minab-Zendan est composé d'au moins deux types d'ophiolites, affleurant au nord et à l'est de la zone d'étude, d'âges Paléozoïque et Mésozoïque (Figure 2.1). Les plus jeunes ophiolites sont mélangées avec des sédiments et constituent un mélange coloré. Une épaisse séquence (10000 m) de flysch Eocène à Miocène est situé au dessus de celui-ci. La région se soulevait dans son ensemble pendant l'Oligocène. Ces flyschs sont surmontés par une série molassique, d'âge Miocène moyen à Pliocène inférieur. A l'Est de la faille de Zendan on trouve plutôt du mélange coloré et des flyschs, l'ouest est surtout constitué des séries molassiques. Ces dernières sont plissées et écrasées en une série de plis en échelon ayant la même orientation que la faille de Zendan (Regard, 2003).

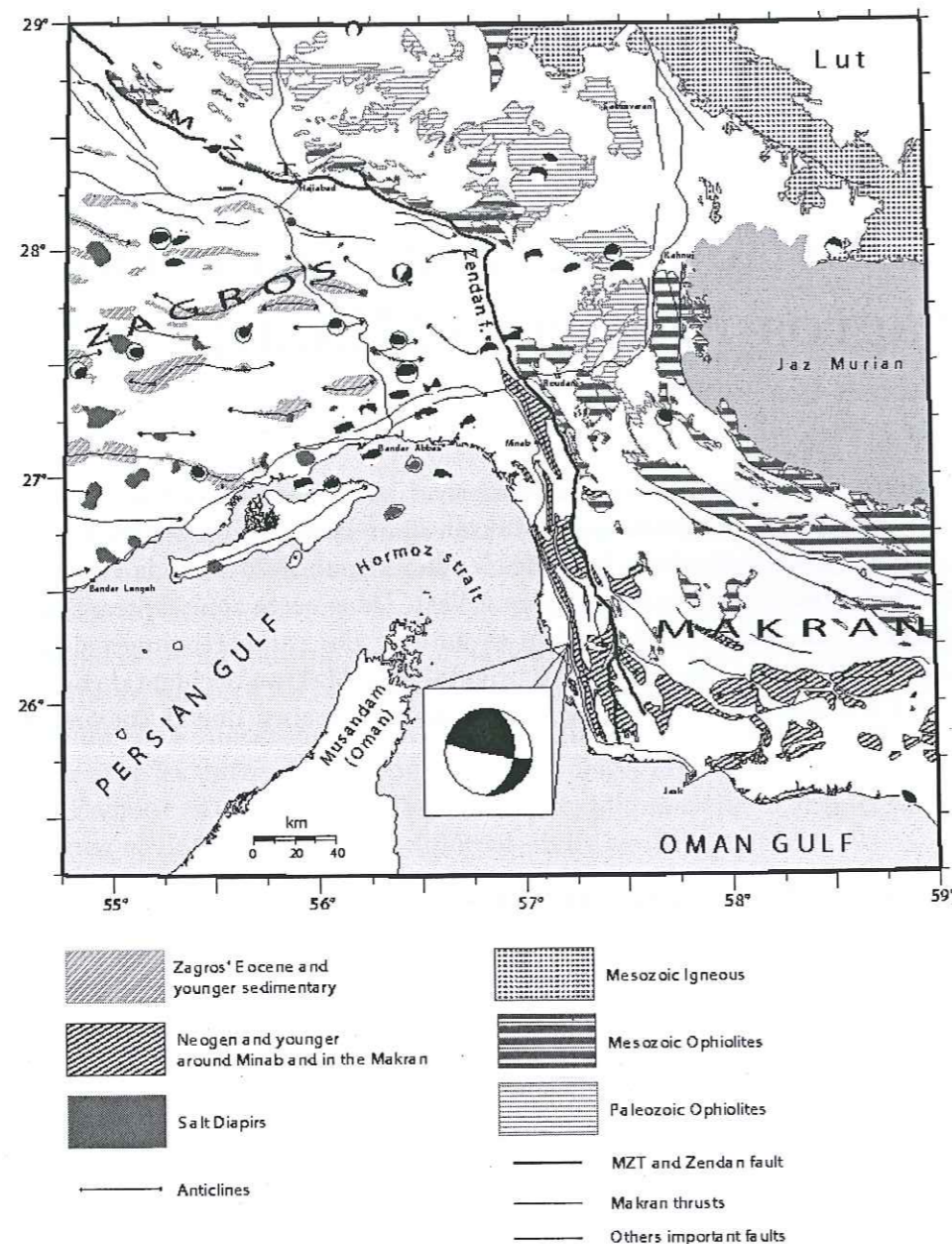


FIG. 2.1 – Carte structurale de la zone transition du Zagros-Makran et son voisinage (Regard et al., 2003).

2.2 Les failles principales

Regard et al. (2003) établissent une carte des failles et plis et en particulier des failles actives dans la zone de transition par analyse des images satellitales et des photographies aériennes, complétée par les observations de terrain (Figure 2.2).

Ils distinguent deux systèmes de failles majeures:

- Les failles de Minab, Zendan et Palami d'orientation moyenne N160°. Toutefois ces directions varient de N140° à N180°. Les failles sont chevauchantes, dextre-inverses, ou dextres.
- Les failles de Sabzevaran, Jiroft et Kahnuj d'orientation N-S sont dextres, mais montrent néanmoins l'expression d'un mouvement en partie vertical.

Toutes ces failles montrent un mouvement dextre et inverse au cours du Quaternaire récent. Au SE, toutes ces failles s'incurvent et se connectent aux chevauchements du Makran. Au sud, ce système se termine en queue de cheval et suggère que la déformation n'est pas transmise au large au front du Makran.

Les failles de Sabzevaran et de Jiroft sont probablement la continuation d'un mouvement décrochant le long des failles de Neyband et de Gowk bordant à l'ouest du bloc Lut (Walker et Jackson, 2002).

L'analyse de stries autour des failles majeures de la transition Zagros-Makran montre deux régimes de contraintes distincts. Le premier est une compression E-W de la fin du Miocène au Pliocène associée au mouvement de failles purement inverses et de plis. Le second régime de contraintes est transpressif avec un axe majeur de contrainte orienté NE-SW depuis le Pliocène qui est toujours actif.

2.2.1 Taux de déplacement des failles

Regard (2003) a calculé le mouvement accommodé par chacune des failles majeures par l'analyse des décalages des surfaces quaternaires et des réseaux hydrographiques qui se sont développés sur ces surfaces conjointement à la chronologie de la séquence de dépôts. Il a calculé des vitesses maximales sur les failles de Zendan et Sabzevaran de l'ordre 3,5 mm/a. Les deux systèmes de failles (Minab-Zendan-Palami et Sabzevaran-Jiroft) accommodent chacune un mouvement de l'ordre de 6mm/a dans une direction voisine de N10° qui montre un mouvement total de l'ordre de 12 mm/a entre la péninsule de Musandam (Oman) et le Jaz Murian.

L'étude récente par technique GPS montre un mouvement dextre ≈ 10 mm/a orienté \approx N10° associé à la faille de Zendan-Minab-Palami (Bayer et al., 2003). Le mouvement dextre observé pour la faille Sabzevaran-Jiroft est ≈ 3 mm/a. Si on considère la plaque Arabie comme référence, les vecteurs des vitesses sont orientées radialement autour de la Péninsule Musandam (Figure 2.3B).

La vitesse actuelle de la convergence entre la plaque Arabie et la plaque Eurasie au niveau de la Péninsule du Musandam est 2.3 cm/a, orienté N10° (Bayer

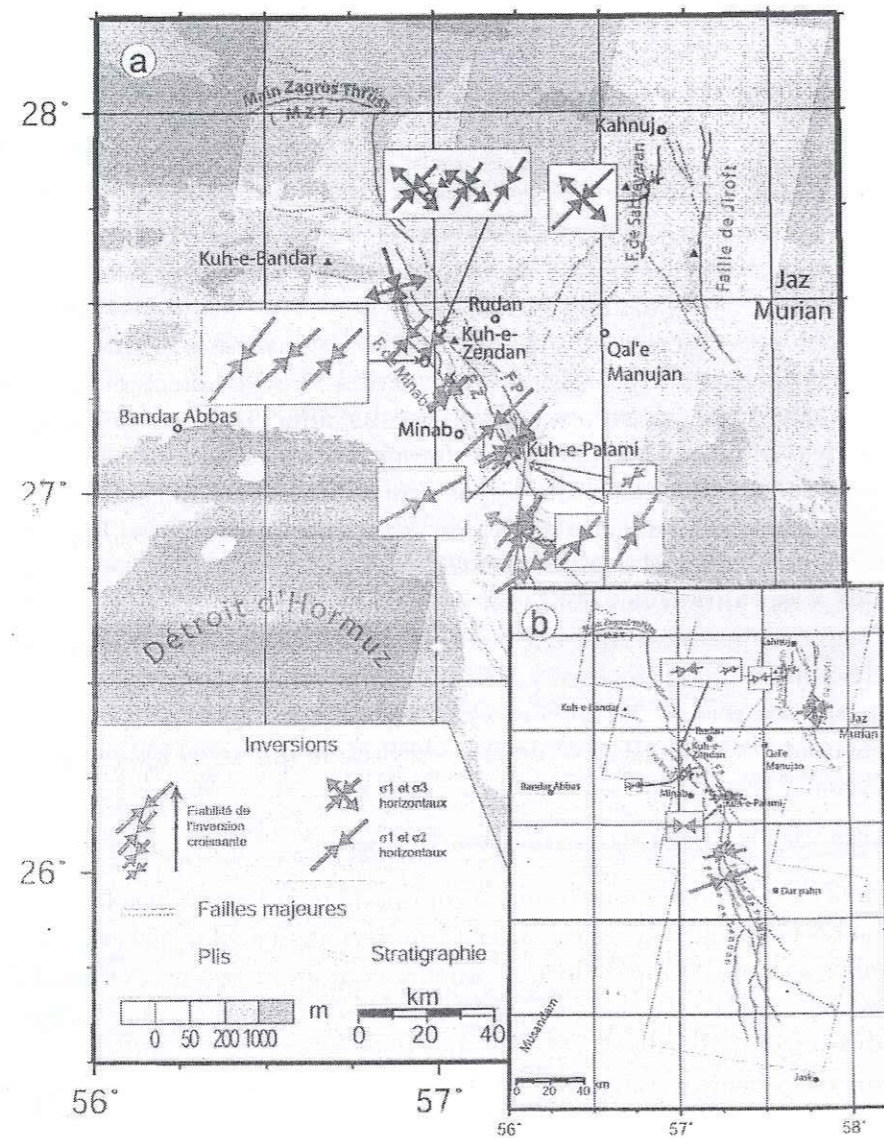


FIG. 2.2 – Cartographie et contraintes associées aux failles actives (Regard, 2003). L'inversion des stries autour des failles montre une compression récente de direction NE-SW (figure a) et un état de contrainte ancien compressif dans une direction E-W (figure b). FP: Faille de Palami; FZ: Faille de Zendan.

et al., 2003; Masson et al., 2003). La vitesse de subduction du Golfe Oman sous le Makran est ≈ 1.8 cm/a à l'est (Chabahar) et diminue vers l'ouest (Jask) à ≈ 1.5 cm/a. A l'est de l'Iran, la plupart de la convergence est accommodée dans le Makran (≈ 1.8 cm/a), alors qu'à l'ouest une partie du raccourcissement est distribué dans le Zagros (≈ 0.8 cm/a). Les failles en coulissage dextre dans la zone de transition et autour du bloc du Lut accommodent la plupart de la transition subduction-collision. La variation de la vitesse entre le désert de l'Iran et le bloc d'Helmand est ≈ 1.4 cm/a. Walker et Jackson (2002) ont estimé le mouvement de la faille Nayband-Gowk à ≈ 2 mm/a et pour les failles de Nehbandan et Zahedan à ≈ 12 et 2.5 mm/a respectivement.

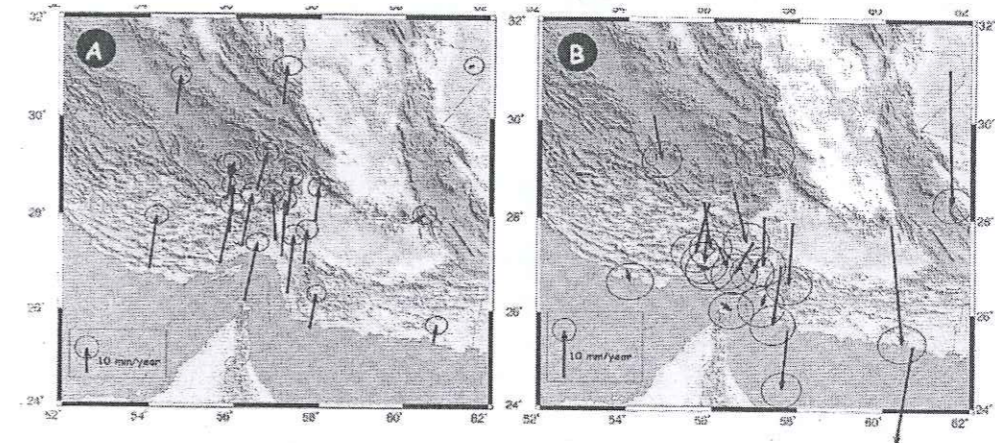


FIG. 2.3 – Distribution de vitesse estimée par les données GPS pendant deux ans (2000-2002) dans la zone de transition: A) la référence est la plaque Eurasie; B) la référence est la plaque Arabie (Bayer et al., 2003).

2.3 Sismicité et mécanismes au foyer

La sismicité superficielle importante (Figure 2.4) qui affecte la chaîne du Zagros se termine brusquement à la faille du Zendan-Minab-Palami par une zone de sismicité orientée NE (Kadinsky-Cade et Barazangi, 1982). Cette zone correspond à la limite est de la sismicité du Zagros et à l'intersection du Main Zagros Thrust par le système de faille de Zendan- Minab-Palami.

La relocalisation des télé-séismes, en utilisant la phase Pp ou par la modélisation pour la profondeur, suggère que la profondeur des séismes dans cette zone augmente de 10 à 18 km sur ≈ 100 km distance vers le NE (Kadinsky-Cade et Barazangi, 1982). La coupe orientée SW-NE pour les séismes relocalisés par

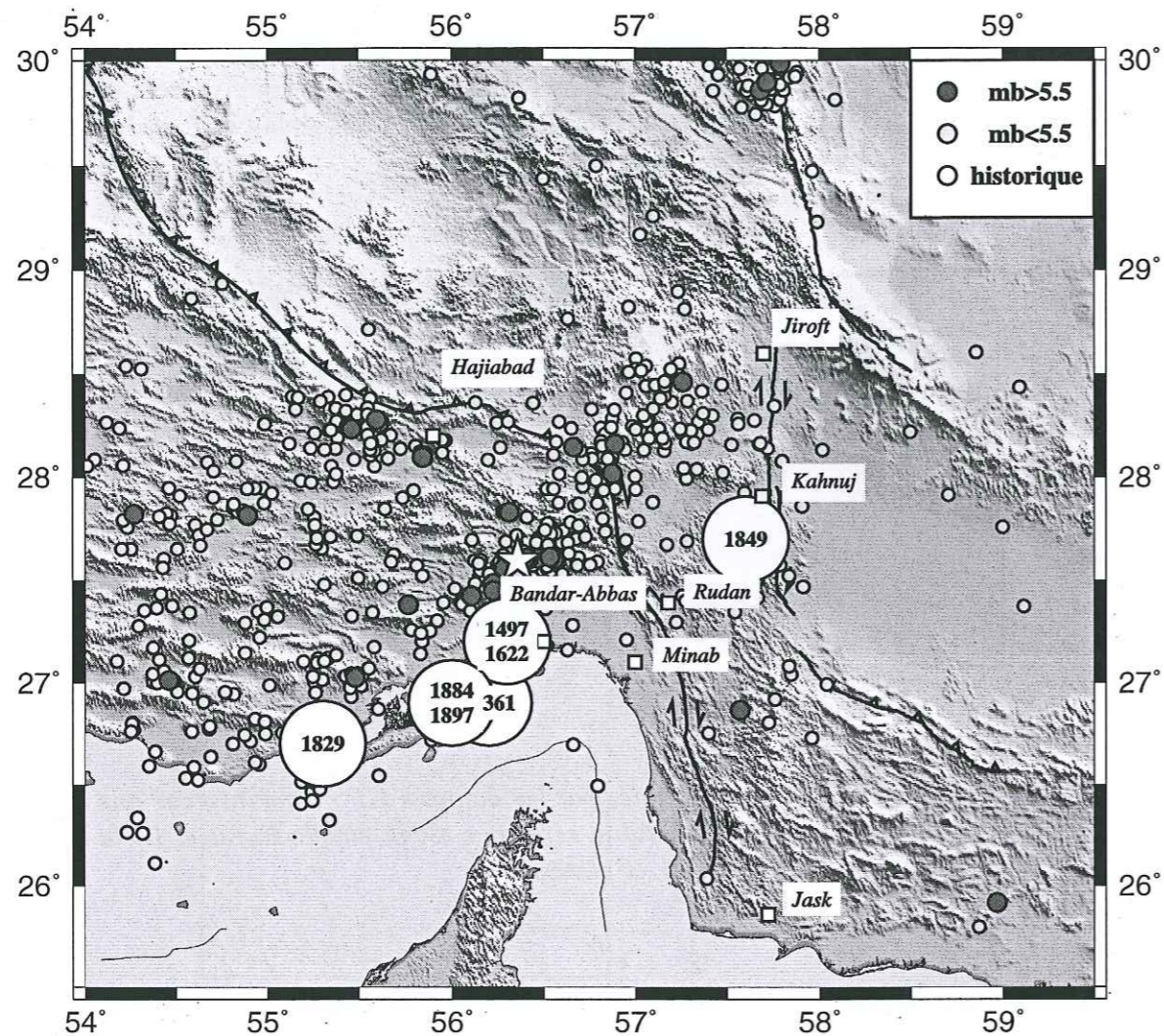


FIG. 2.4 – Sismicité instrumentale entre 1964 et 1998 (Engdahl et al., 1998) et sismicité historique (Ambraseys et Melville, 1982) dans la région de Minab. Etoile, séisme du 21 Mars 1977 à Khurgu ($M_s=7.0$).

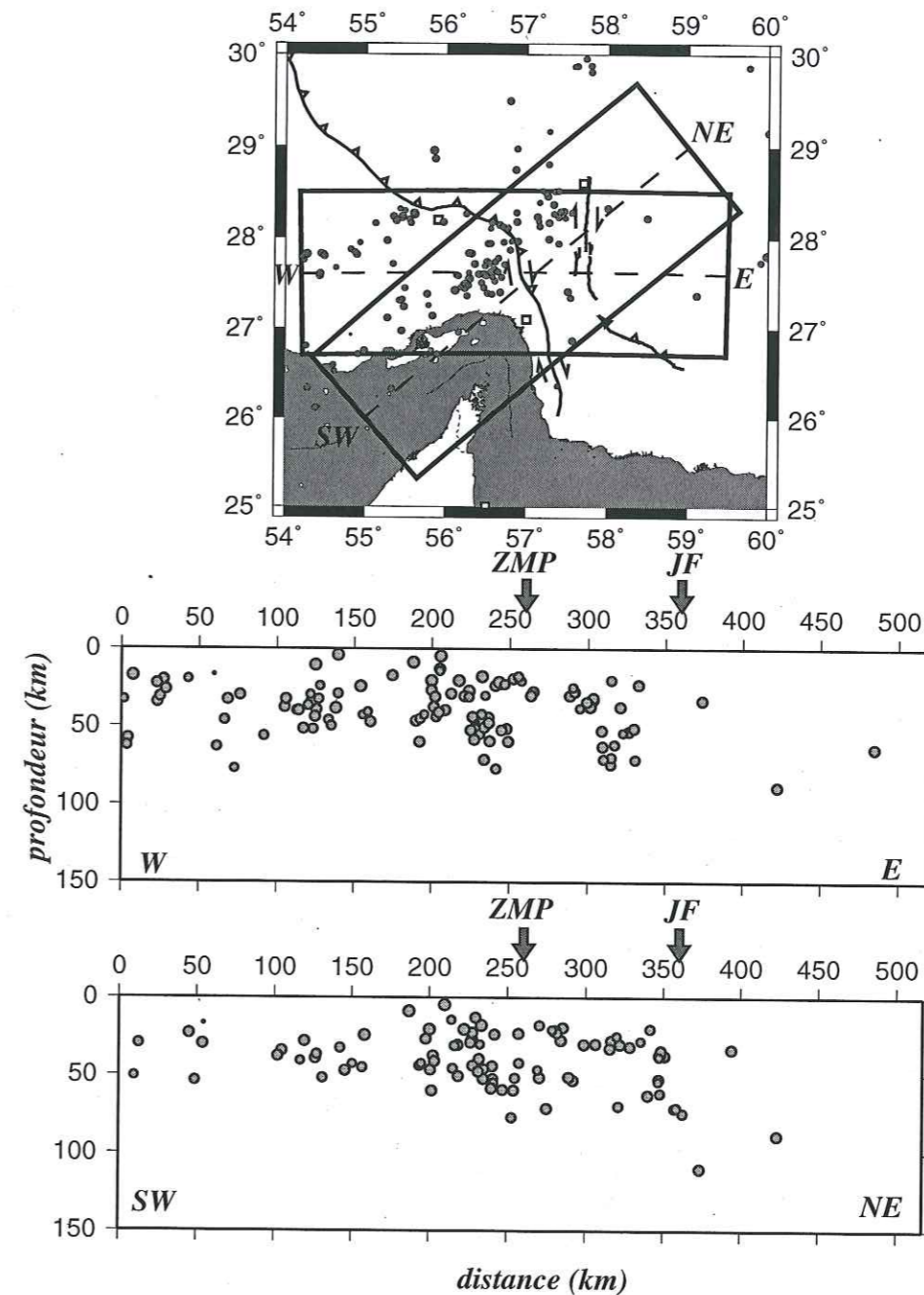


FIG. 2.5 – Coupes d'orientation EW et NE-SW dans le voisinage de la zone de transition comprenant 160 séismes sélectionnés avec une incertitude inférieure à 20 km horizontalement et en profondeur, et avec un $RMS \leq 1$ seconde et un $GAP \leq 180^\circ$ et comprenant au moins 1 phase Pp dans le catalogue ISC modifié par Engdahl et al., 1998. ZMP, la faille de Zendan-Minab-Palami; JF, la faille de Jiroft.

Engdahl et al. (1998) montre aussi cette augmentation de profondeur des séismes vers le NE mais avec certaine incertitude (Figure 2.5).

Les pendages forts des plans de faille déduits des mécanismes au foyer dans le Zagros oriental ne confirment pas l'existence d'une faille de faible pendage (Jackson et McKenzie, 1984; Talebian et Jackson, 2003). Les mécanismes au foyer dominants le long de la partie SW de la cette zone sont des chevauchements avec des plans de failles d'orientation SW-NE et E-W (Figure 2.6).

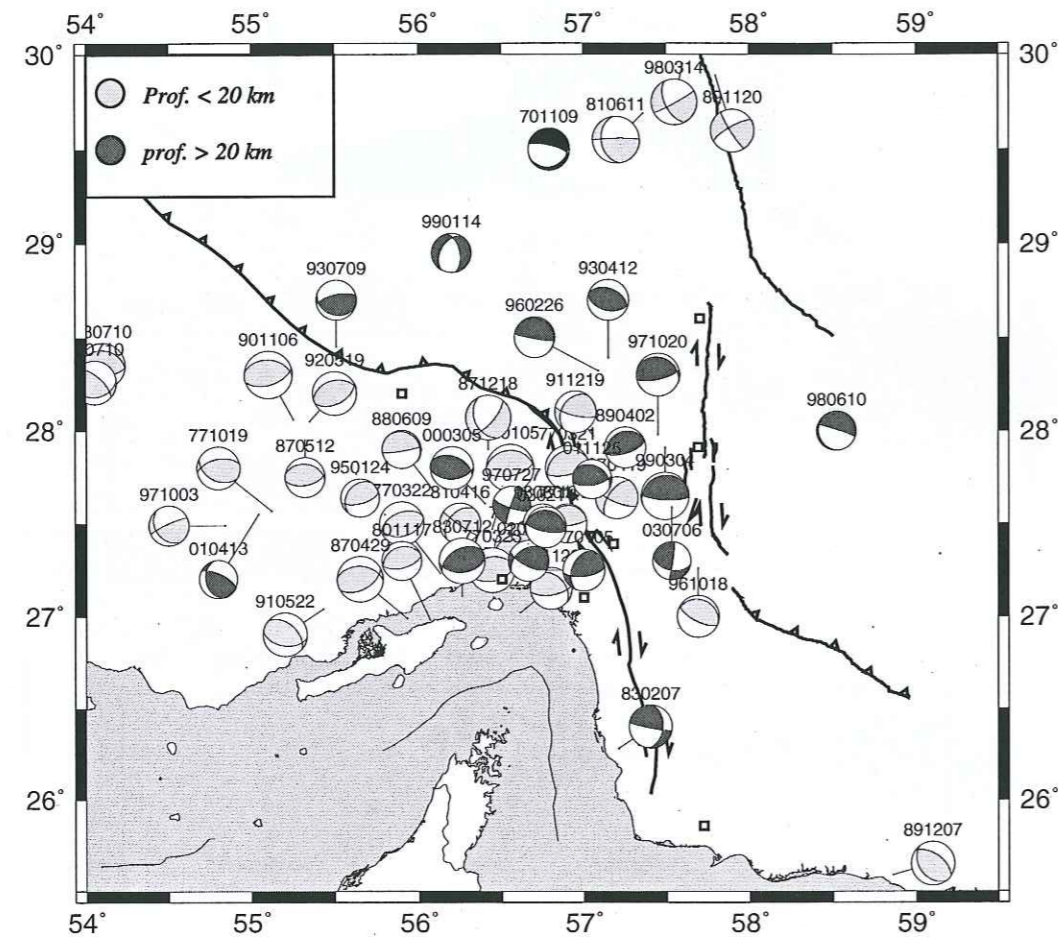


FIG. 2.6 – CMT de 1977 à 2002 (Harvard University Moment Tensor Catalogue) (Mécanisme en noir; Baker, 1993).

En revanche, le sismicité entre la zone de faille de Minab-Zendan et la faille du Jiroft est plus faible que celle du Zagros oriental et les solutions CMT montrent quelques mécanismes inverses de très faible pendage dans le nord de cette zone (Figure 2.6). Il semble que les séismes dans cette région soient plus profonds (30-

date	lon. (° E)	lat. (° N)	prof. (km)	mag. (mb)	azimut (°)	plunge (°)	rake (°)	ref.
701109	56.79	29.50	100	5.5	68	19	-124	B
770105	56.73	27.25	29	5.5	204	43	40	CMT
770321	56.44	27.47	19	6.2	267	27	98	CMT
770321	56.96	27.63	19	5.8	241	26	78	CMT
770322	56.13	27.23	10	5.7	75	43	96	CMT
770323	56.44	27.25	10	5.8	261	41	92	CMT
770401	56.40	27.37	10	6.2	262	44	90	CMT
771019	55.12	27.57	15	5.6	117	41	120	CMT
771210	56.74	27.50	15	5.1	248	9	78	CMT
801117	56.07	26.98	15	5.1	251	30	87	CMT
801128	56.61	27.02	15	5.5	311	37	134	CMT
810416	56.25	27.31	15	5.3	221	42	8	CMT
810611	57.36	29.69	20	6.1	172	37	171	CMT
830207	57.21	26.28	33	5.6	5	42	172	CMT
830712	56.26	27.11	47	5.9	241	45	73	CMT
870429	55.93	26.99	15	5.9	273	42	114	CMT
870512	55.32	27.95	15	5.2	278	34	104	CMT
871218	56.42	27.90	15	5.8	155	39	-149	CMT
880609	56.10	27.67	15	5.0	310	11	139	CMT
890402	57.25	27.91	43	5.3	242	24	81	CMT
891120	57.80	29.89	15	5.6	240	75	9	CMT
891207	58.86	25.59	15	5.7	142	37	103	CMT
901106	55.25	28.06	15	6.2	274	37	107	CMT
910522	55.43	27.04	15	5.7	98	47	66	CMT
911219	57.06	27.97	15	5.4	215	35	26	CMT
920519	55.35	28.05	15	5.7	254	40	99	CMT
930412	57.15	28.39	33	5.3	292	44	97	CMT
930709	55.51	28.45	23	5.2	110	26	120	CMT
950124	55.65	27.64	15	4.9	217	31	56	CMT
960226	57.09	28.32	33	5.3	315	7	125	CMT
961018	57.69	27.26	15	5.4	289	21	83	CMT
970419	57.01	27.64	19	5.5	215	58	22	CMT
970727	56.56	27.41	33	4.9	108	76	175	CMT
971003	54.84	27.49	15	5.2	142	33	164	CMT
971020	57.45	27.98	33	5.6	293	21	124	CMT
980314	57.60	29.95	15	5.9	154	57	-174	CMT
980610	58.52	28.00	10	5.1	167	10	-32	CMT
980801	56.56	27.30	47	5.1	88	42	92	CMT
990114	56.20	28.95	33	5.1	210	44	-57	CMT
990304	57.49	27.91	26	6.2	250	16	68	CMT
000305	56.40	27.61	33	5.6	290	45	106	CMT
010413	55.04	27.55	26	5.0	166	34	135	CMT
011125	57.05	27.74	29	5.1	299	32	125	CMT
020417	56.66	27.30	33	5.3	237	39	36	CMT
030214	56.77	27.48	25	5.3	288	18	97	CMT
030706	57.53	27.59	33	4.9	102	48	7	CMT
030710	54.10	28.35	15	5.9	277	33	93	CMT
030710	54.05	28.26	15	5.7	83	34	49	CMT

TAB. 2.1 – Paramètres de mécanismes au foyer pour la région de Minab. B, Baker (1993).

40 km) que dans le Zagros (Engdahl et al., 1998; Maggi et al., 2000). Il y a aussi le séisme du 10 juin 1998 de 85 km profondeur à l'est de la faille de Jiroft qui montre un mécanisme inverse de très faible pendage orienté \approx E-W.

Nous observons une absence d'activité sismique à proximité de la faille du Zendan-Minab-Palami sauf à l'intersection avec le chevauchement de Main Zagros. Seul un séisme proche de la partie sud de ce système montre un mouvement de décrochement dextre (Figure 2.6).

Le séisme 18 décembre, 1987 ($M_w=5.8$) au voisinage de cette intersection à 10 km profondeur montre un mécanisme normal orienté NS. Ce séisme, ainsi que le séisme du 14 janvier, 1999 ($M_b=5.6$) suggère l'existence d'un régime d'extension orienté EW. Le séisme intermédiaire de 9 novembre, 1970 à 100 km profondeur, localisé au Nord de cette intersection montre aussi un mécanisme normal orienté EW qui peut associer à un slab subducté (Kadinsky Cade et Barazangi, 1982; Baker, 1993; Maggi et al., 2000).

Un des séismes les plus importants de l'extrémité SE du Zagros est le séisme du 21 mars 1977 à Khurgu (Figure 2.4) qui a lieu à 40 km au nord du détroit d'Hormuz et à l'ouest de la faille Minab, sur l'extrémité est de la faille MFF (Berberian, 1995). Cet événement d'une magnitude $M_s=7.0$ a causé la mort de 152 personnes et la destruction d'environ 1500 maisons. Ce séisme n'a pas été associé à des traces de rupture en surface (Berberian et Papastamatiou, 1978). Le mécanisme au foyer du séisme principal et ses répliques montrent un chevauchement pur d'orientation E-W et de pendages $40^\circ-50^\circ$ (Jackson et Fitch, 1981).

Niazi et al. (1980) a installé un réseau local dans le golfe d'Oman au SW du Jask pendant deux semaines mais aucun microséisme n'a été enregistré. Le seul séisme historique important est le séisme de 1483 qui a probablement affecté le Makran occidental au NE de l'Oman, mais l'information sur cet événement est peu précise (Ambraseys et Melville, 1982). Le linéament de sismicité orienté SW-NE à la limite est du Zagros et la sismicité faible du Makran occidental sont les caractéristiques principales de la zone de la transition du Zagros-Makran.

2.4 Modèles tectoniques proposés

Le changement de nature de la déformation active le long de la ligne d'Oman est probablement en relation avec le passage du raccourcissement affectant le socle continental du Zagros (l'Arabie) à la subduction de la croûte océanique sous de Makran (la plaque l'Iran central).

1) Modèles proposés par Kadinsky-Cade et Barazangi:

Kadinsky-Cade et Barazangi (1982) présentent trois modèles tectoniques pour la zone de transition. Cette région peut être présentée comme le chevauchement d'un coin de la plaque Arabie sous l'Iran ou comme l'enfoncement de la croûte de l'Iran par indentation de la plaque Arabie (Figure 2.7).

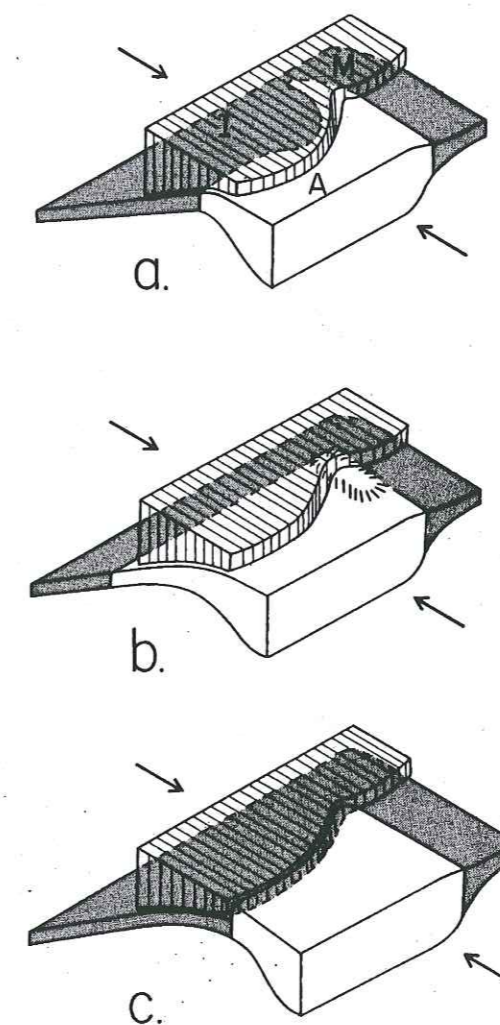


FIG. 2.7 – Trois modèles tectoniques proposés pour la ligne d'Oman: (a) une subduction d'un coin de la plaque Arabie sous l'Iran; (b) l'existence d'une arête sur la plaque Arabie subductée; (c) l'enfoncement de la croûte de l'Iran par indentation de la plaque Arabie. M, le Makran; A, l'Arabie, la région foncée souligne la croûte océanique (Kadinsky-Cade et Barazangi, 1982).

White et Ross (1979) ont trouvé une large ride de socle dans le détroit d'Ormuz, à partir d'une étude de sismique marine, et l'interprètent comme la continuation de la péninsule de Musandam sous le détroit d'Ormuz.

2) Modèle proposé par McCall:

McCall (1985) explique la tectonique de la région située entre la faille de Zendan et la faille de Jiroft, l'existence de la séquence des ophiolites, du socle métamorphique, des complexes mélangés colorés, et des flysch, par la subduction vers l'est au Paléocène de l'Arabie.

3) Modèle proposé par Ravaut et al.:

L'étude gravimétrique réalisée par Ravaut et al. (1997) suggère la déflexion de la plaque arabe sous l'effet des forces résultant de l'effet conjoint de la charge des prismes du Zagros et du Makran et de la traction du slab sous la subduction (Figure 2.8). Ce modèle montre un effet de coin au niveau du détroit d'Ormuz.

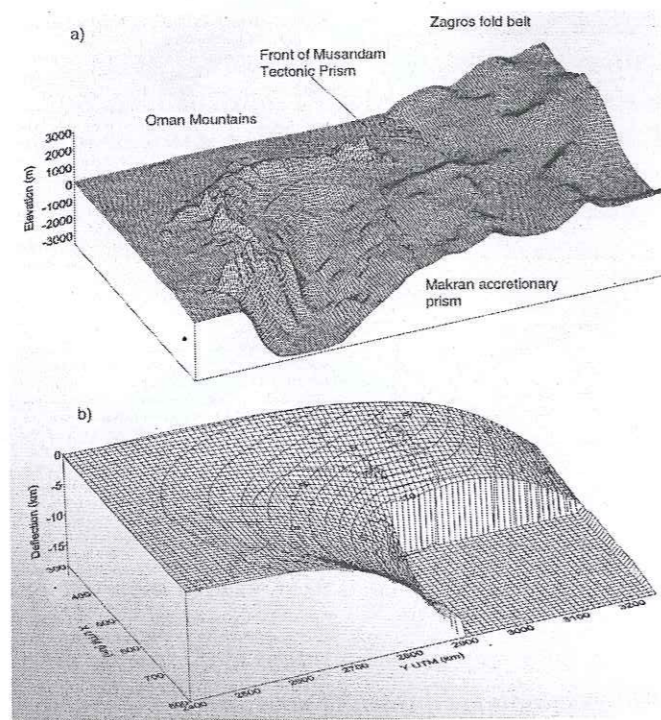


FIG. 2.8 – Déflexion de la plaque arabe sous le Zagros et le Makran (Ravaut et al., 1997): (a) topographie de la zone transition; (b) déflexion de plaque arabe sous la force pesante des prismes du Zagros et du Makran et de la traction du slab sous la subduction.

De plus, ils montrent que le Zagros est à l'origine d'un basculement du Moho

du bouclier arabe, croissant de 1° sous le Zagros plissé à 5° sous le MZT, qui prédit un épaissement crustal maximum de 15 km.

4) Modèle proposé par Regard et al.:

Regard et al. (2003) montrent que la déformation actuelle dans la zone de transition Zagros-Makran est uniquement cassante, distribuée sur une grande zone (100 km). De plus, cette zone accommode une convergence oblique: les failles y ont une orientation N160° à N0° alors que la convergence a une direction N10° (Figures 2.9). Cette zone de convergence ne montre pas de partitionnement, mais seulement une distribution de la déformation, avec un état de contrainte actuel transpressif dextre caractérisé par un axe principal compressif de direction N45°.

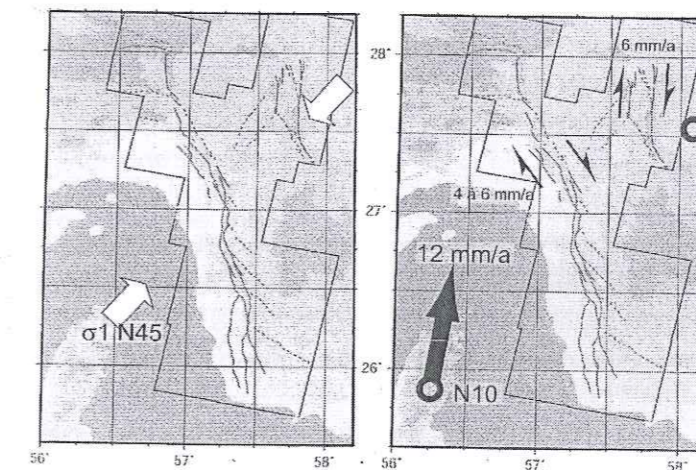


FIG. 2.9 – La zone de transition du Zagros-Makran est un cas de convergence oblique. A gauche, champ de contrainte de la zone transition. A droite, les vitesses déterminées sur les deux principaux systèmes de failles: le système de Jiroft-Sabzevaran et le système de Minab-Zendan. Au total, le mouvement entre la péninsule de Musandam (flèche) par rapport au Jaz Murian (cercle), est d'environ 12 mm/a dans une direction environ N10° (Regard, 2003).

La convergence totale accommodée par le système est de l'ordre 12 mm/a dans une direction environ N10° et correspond à un déplacement de l'Arabie par rapport au Jaz Murian. Elle est également répartie entre le système de Minab-Zendan-Palami, d'orientation moyenne N160° qui accommode la convergence du Makran au Zagros et le système de Jiroft-Sabzevaran qui transmet la déformation plus au nord comme le système de failles de Nehbandan-Zahedan à l'est du bloc de Lut et le système de failles Nayband-Gowk à l'ouest de bloc de Lut.

Le système Zendan-Minab-Palami connecte le Zagros aux chevauchements du

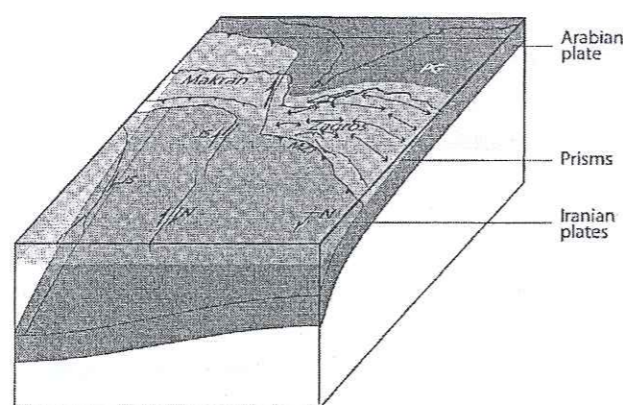


FIG. 2.10 – Bloc diagramme de la transition Zagros-Makran avec flexure du slab, schématisée en dessous (Regard et al., 2003). JS, système de failles de Jiroft et Sabzevaran; N, faille de Nayband; MZT, Main Zagros Thrust; OG, Golfe d'Oman; PG, Golfe Persique.

Makran: il connecte deux prismes d'accrétion, l'un continental, à l'ouest, l'autre océanique, à l'est. Il semble que ce système est le résultat de fermeture d'un océan dans le Zagros et la continuation de la subduction dans le Makran. La côte ne montre pas de déformation, donc le transfert de déformation au front du Makran, en mer, est négligeable.

La distribution de la déformation sur plusieurs failles réparties sur grande zone suggère une flexion progressive de la plaque plongeante entre Zagros et Makran contrairement à une déchirure, qui induit un couplage de la plaque sous le Makran et celui sous le Zagros (Figure 2.10). Donc la transition entre subduction et collision n'est pas abrupte.

Chapitre 3

Microsismicité de la zone transition du Zagros-Makran

L'existence d'une zone de transition Zagros-Makran est proposée par de nombreux géologues sur la base d'observations géologiques. La contribution de la sismologie est modeste à cause du faible niveau de sismicité. Nous tenterons de répondre à quelques questions en utilisant nos données sismologiques.

Si la zone de transition est active, la sismicité est-elle superficielle ou affecte-t-elle toute la croûte? est-ce que la microsismicité est superficielle comme dans le Zagros où est-elle affectée par la subduction du Makran et donc intermédiaire? Peut-on reconnaître une zone de décollement? Quelle est le mécanisme de la déformation actuelle dans la zone de transition, y-a-t'il partitionnement où déformation distribuée?

Une campagne sismologique a été organisée pendant les mois de novembre et de décembre 1999 et de janvier 2000 dans la région de Minab au sud de l'Iran. Notre objectif était: (1) de caractériser la microsismicité dans la région de transition entre la zone de Zendan-Minab et la faille de Jiroft, d'essayer de trouver la géométrie des failles en profondeur et le type de mécanisme qui accomode la transition entre la zone collision du Zagros et la zone subduction de Makran; (2) d'étudier la structure de la croûte et du manteau supérieur dans la zone transition.

3.1 La campagne de Minab (1999-2000): réseau d'acquisition et matériel

Un total de 49 stations ont été installées dans cette région pendant près de deux mois. Parmi celles-ci, les 24 stations utilisées pour l'étude de la sismicité étaient des stations TAD à une composante à enregistrement numérique sur déclenchement (Figure 3.1)(Annexe A.1).

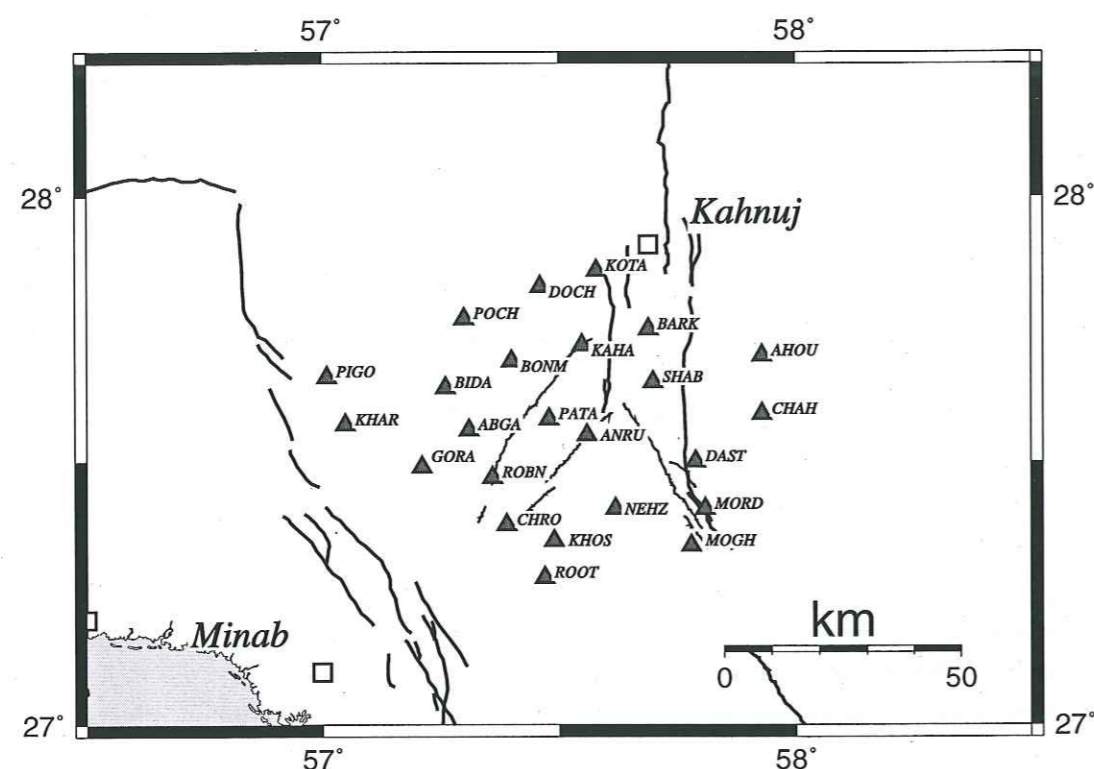


FIG. 3.1 – Réseau sismologique installé pendant les mois de novembre et de décembre 1999 et janvier 2000 dans la zone transition du Zagros-Makran pour étudier la sismicité (les triangles noirs).

L'idée de base de ce réseau temporaire était d'avoir une grande densité d'instruments afin de pouvoir localiser au mieux un maximum d'événements. Pour que les localisations soient bien contraintes, notamment en profondeur, la distance entre station a été choisie de manière à être de l'ordre de grandeur de la profondeur des séismes, c'est à dire de l'ordre de 20 Km (Lee et Stewart, 1981). Par ailleurs, la faible magnitude des microséismes nécessite un réseau assez dense pour qu'ils soient enregistrés dans de nombreuses stations.

Les données sont enregistrées sur des cartes Flash de capacité 5 Mb. Le seuil de détection est défini par le rapport STA/LTA. Typiquement, on a choisi un LTA entre 20 et 40 secondes et un STA de 1 seconde. La période d'échantillonnage est de 10 millisecondes. Les stations étaient visitées tous les 4 jours pour changer les cartes Flash et vérifier l'état de fonctionnement des matériels.

La position de tous les sites a été déterminée en effectuant plusieurs mesures

à l'aide d'un récepteur GPS de type LOCSAT qui permet une précision ≈ 100 m en horizontal. Le contrôle de la dérive de l'horloge interne de toutes les stations est aussi effectué à l'aide de l'enregistrement des signaux horaires d'un récepteur GPS. L'emplacement des sites a bien sûr été choisi de façon à satisfaire quelques paramètres indispensables comme: la bonne répartition des stations, des conditions d'affleurement rocheux le moins fracturé possible, sans sédiments, une accessibilité aisée du site, une bonne réception GPS, de l'ombre pour la station mais un ensoleillement maximum pour les panneaux solaires, et un faible niveau de bruit environnant. La géométrie du réseau était aussi conditionnée par l'accessibilité aux stations et la sécurité.

3.2 Dépouillement des données de sismicité

Le dépouillement des données comprend les corrections horaires des enregistrements, le regroupement des événements, le pointé des phases P et S et la lecture des polarités des premières arrivées. Le dépouillement de nos données s'est fait à l'aide du logiciel SISMALP développé à Grenoble (Fréchet, J. et Thouvenot, F., 1997).

Au cours d'une première étape nous avons effectué un changement de format de TAD à SISMALP et la correction horaire pour chaque enregistrement à l'aide du logiciel TAD2SISM et avec le fichier qui comporte les signaux temporels du récepteur GPS connecté à la station. Ensuite, nous avons regroupé toutes les traces dont le déclenchement est compris dans une tranche de 20 secondes et pourraient correspondre au même événement. Après regroupement des traces et identification des événements, les événements lointains, les explosions de la mine chromite, les événements bruités, et les événements pour lesquels il y avait moins de 3 lectures P et 2 lectures S ont été enlevés du fichier d'entrée pour localisation.

Pour le pointé, on attribue aux lectures des arrivées P et S un poids qui va de 1 (très bon) à 0 (très mauvais). Nous avons généralement associé un poids 1 pour les ondes P et un poids 1/2 pour les ondes S. Nous avons évité de pointer les arrivées des ondes S quand celles-ci n'étaient pas très claires. Nous affectons aux lectures P une polarité D (dilatation) ou C (compression), dans le cas d'un premier mouvement fort, et + (compression) ou - (dilatation) dans le cas d'un premier mouvement faible. Nous avons obtenu un total de 3,872 phases qui ont été ensuite utilisées pour effectuer une première localisation. La précision des temps des P et S est 0.01 secondes après les corrections horaires.

3.3 Localisation des séismes

L'ensemble de nos données a été localisé à l'aide du logiciel HYPO71 (Lee et Lahr, 1975). Le principe de son fonctionnement est la minimisation par la

méthode des moindres carrés de l'écart entre les temps de parcours observés et calculés. Pour effectuer une première localisation on a utilisé le modèle proposé par Tatar (2001) pour la région de Qhir (Tableau 3.1). Ensuite, on a amélioré ce modèle avec les méthodes que nous expliquons dans la section suivante.

Pour la détermination du modèle de vitesse on a sélectionné un groupe de données bien localisées sur la base des critères suivants: nombre minimal de phase ≥ 5 pour l'onde P et ≥ 2 pour l'onde S, $RMS \leq 0.2$ sec, ERH et $ERZ \leq 2$ Km, $GAP \leq 180^\circ$. En appliquant cette sélection on conserve un total de 172 événements.

Vitesse(km/s)	Profondeur(km)	Vp/Vs
5.0	0	1.77
5.9	11	1.77
6.5	19	1.77
8.2	48	1.77

TAB. 3.1 - Modèle de vitesse et rapport V_p/V_s initial employés pour la première localisation (Tatar, 2001).

3.3.1 Le modèle de vitesse

1) Rapport V_p/V_s

On calcule ce rapport à l'aide de la méthode Chatelain (1978). Nous calculons pour chaque séisme le rapport entre la différence de temps de parcours des ondes P et la différence de temps de parcours des ondes S. Le rapport, calculé à partir de nos 172 événements sélectionnés et avec 3,638 phases, est égal à 1.759 ± 0.004 (Figure 3.2).

2) Minimisation de RMS moyen

En l'absence d'un modèle de vitesse pour notre région on est obligé d'en chercher un qui minimise le RMS moyen des 172 séismes sélectionnés. Tout d'abord on a localisé les séismes avec un demi-espace dont la vitesse variait entre 4.9 et 6.7 km/s d'intervalle 0.1 km/s. On obtient le minimum de RMS moyen pour une vitesse 6.1 km/s (Tableau 3.2).

V_p (km/s)	4.9	5.1	5.3	5.5	5.7	5.9	6.1	6.3	6.5	6.7
RMS (s)	0.3291	0.2619	0.2049	0.1568	0.1195	0.0996	0.0959	0.1051	0.1240	0.1497

TAB. 3.2 - Variation du RMS moyen par rapport à la vitesse des ondes P pour un demi-espace.

Ensuite on considère une structure constituée d'une couche superficielle de vitesse 6.1 km/s dont l'épaisseur varie de 5 à 23 km et d'un demi-espace dont la

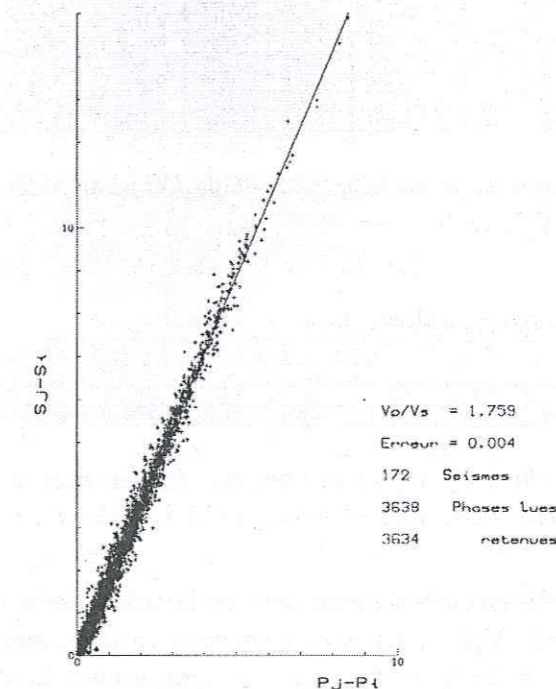


FIG. 3.2 - Rapport V_p/V_s déterminé par la méthode Chatelain (1978).

vitesse varie entre 6.2 et 7.1 km/s. Le minimum de RMS dans ce cas correspond à un demi-espace de 6.7 km/s de vitesse situé à 19 km profondeur (Tableau 3.3).

Ensuite, on a vérifié que la vitesse de la couche superficielle n'est pas modifiée. On fait varier V_{p1} de 4.0 à 6.5 km/s et h_1 de 3 à 23 km et on trouve un RMS minimum pour une couche superficielle de 11 km d'épaisseur et une vitesse 5.6 km/s (Tableau 3.4). La vitesse du demi-espace situé au dessous de cette couche est de 6.7 km/s.

Après avoir défini V_{p1} et h_1 , on vérifie la vitesse de la deuxième couche et examiné la vitesse V_{p2} entre 5.7 et 7.0 km/s et trouvé le même minimum pour

h_1/V_{p2}	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9	7.0	7.1
13	0.0969	0.0972	0.0994	0.1007	0.1034	0.1062	0.1099	0.1147	0.1198
15	0.0965	0.0958	0.0969	0.0989	0.1007	0.1049	0.1080	0.1159	0.1196
17	0.0961	0.0958	0.0958	0.0962	0.0969	0.0983	0.0997	0.1022	0.1053
19	0.0962	0.0962	0.0964	0.0958	0.0957	0.0959	0.0963	0.0974	0.0992
21	0.0960	0.0964	0.0959	0.0960	0.0958	0.0958	0.0960	0.0961	0.0961
23	0.0961	0.1120	0.0963	0.0963	0.0966	0.0963	0.0961	0.0961	0.0962
25	0.0959	0.0962	0.0964	0.0963	0.0963	0.0966	0.0962	0.0964	0.0965

TAB. 3.3 - Variation du RMS moyen pour un modèle constitué d'une couche superficielle, de 6.1 km/s de vitesse, et d'épaisseur qui varie de 5 à 25 km, située sur un demi-espace dont la vitesse varie de 6.2 et 7.1 km/s.

h1/Vp1	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0
5	0.1032	0.1053	0.1080	0.1096	0.1131	0.1154	0.1177	0.1202	0.1238	0.1265
7	0.0951	0.0955	0.0966	0.0980	0.0996	0.1034	0.1061	0.1095	0.1127	0.1164
9	0.0954	0.0939	0.0938	0.0933	0.0939	0.0959	0.0976	0.1008	0.1047	0.1087
11	0.1072	0.1022	0.0979	0.0941	0.0920	0.0919	0.0922	0.0959	0.0979	0.1033
13	0.1270	0.1180	0.1094	0.1032	0.0983	0.0956	0.0941	0.0937	0.0951	0.0986
15	0.1654	0.1472	0.1351	0.1229	0.1149	0.1044	0.1033	0.0980	0.0970	0.0981
17	0.1856	0.1664	0.1473	0.1322	0.1183	0.1089	0.1003	0.0964	0.0942	0.0949

TAB. 3.4 – Optimisation de la vitesse et de l'épaisseur de la couche superficielle, Vp2 est égal de 6.7 km/s.

Vp2 égal à 6.7 km/s (Tableau 3.5).

h1/Vp2	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9	7.0
11	0.1029	0.0984	0.0957	0.0944	0.0929	0.0920	0.0919	0.0933	0.0957	0.0991

TAB. 3.5 – Vérification de la vitesse du demi-espace située au dessous d'une couche superficielle dont Vp1 et h1 défini 5.6 km/s et 11 km respectivement.

Pour obtenir la vitesse et l'épaisseur de la troisième couche, Vp3 et h2 respectivement, on garde Vp1, Vp2 et h1 fixes et on ajoute une deuxième couche dont l'épaisseur varie de 13 à 31 km, sur un demi-espace dont la vitesse varie entre 6.8 et 7.7 km/s. Dans ce cas, le minimum du RMS moyen correspond à un demi-espace de 6.9 km/s de vitesse situé à 21 km de profondeur (Tableau 3.6).

h2/Vp3	6.8	6.9	7.0	7.1	7.2	7.3	7.4
13	0.0961	0.0945	0.0974	0.1008	0.1051	0.1104	0.1158
15	0.0933	0.0951	0.1004	0.1033	0.1093	0.1132	0.1158
17	0.0919	0.0926	0.0944	0.0979	0.0989	0.1018	0.1033
19	0.0919	0.0922	0.0930	0.0935	0.0948	0.1025	0.0977
21	0.0920	0.0917	0.0917	0.0921	0.0926	0.0926	0.0937
23	0.0922	0.0920	0.0920	0.0922	0.0923	0.0925	0.0929
25	0.0919	0.0919	0.0920	0.0923	0.0924	0.0927	0.0928

TAB. 3.6 – Variation du RMS moyen pour un modèle 3 couches avec d'une couche superficielle de vitesse 5.6 km/s et l'épaisseur de 11 km, une deuxième couche de vitesse 6.7 km/s.

Puis pour vérifier la vitesse des deux première couche et la profondeur de leur interface, nous avons changé la vitesse et l'épaisseur des premières couches, et le résultat n'a pas changé pour la première couche mais diminue le minimum de RMS moyen à 0.0915 secondes pour Vp2 égal à 6.6 km/s (Tableau 3.7). Ce changement n'a pas changé les paramètres des autres couches.

Nous avons poursuivi cette méthode pour la détermination d'une quatrième couche, mais elle ne permet pas de converger vers un minimum du RMS moyen. Ceci est probablement dû à la faible profondeur de nos hypocentres qui ne nous permet pas d'avoir un contrôle de la structure de vitesse au dessous de 21 km. Le tableau 3.8 montre le modèle final obtenu par la méthode de minimisation du RMS moyen.

h2/v2	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8
15	0.1041	0.1030	0.1019	0.1001	0.0990	0.0975	0.0982	0.0978	0.0951	0.0950
17	0.1062	0.1027	0.1007	0.0982	0.0965	0.0968	0.0942	0.0930	0.0926	0.0937
19	0.1119	0.1073	0.1068	0.0987	0.0986	0.0977	0.0950	0.0926	0.0940	0.0934
21	0.1075	0.1044	0.1005	0.0971	0.0947	0.0941	0.0920	0.0915	0.0917	0.0935
23	0.1114	0.1063	0.1014	0.0976	0.0958	0.0947	0.0930	0.0921	0.0920	0.0932
25	0.1134	0.1076	0.1026	0.0984	0.0959	0.0948	0.0930	0.0924	0.0919	0.0933
27	0.1137	0.1083	0.1030	0.0987	0.0960	0.0948	0.0931	0.0922	0.0919	0.0933

TAB. 3.7 – Variation du RMS moyen pour un modèle 3 couches avec d'une couche superficielle de vitesse 5.6 km/s et l'épaisseur de 11 Km, et une demi-espace de vitesse 6.9 km/s. On fait varier Vp2 de 5.7 à 6.8 km/s et h2 de 13 à 27 km.

Vitesse(km/s)	Profondeur(km)	Vp/Vs
5.6	0	1.76
6.6	11	1.76
6.9	21	1.76

TAB. 3.8 – Modèle final que nous avons utilisé pour la localisation des séismes dans la région de Minab situé dans la Zone transition Zagros-Makran.

3) Inversion 1-D

Pour contrôler le modèle de vitesse obtenu par la méthode de minimisation du RMS moyen, nous avons aussi calculé un modèle de vitesse par la méthode d'inversion 1-D en utilisant le programme VELEST (Kissling, 1988). En effet, avec cette méthode on relocalise les séismes et on calcule simultanément la structure de vitesse par inversion des premières arrivées des ondes P. Nous avons choisi le modèle obtenu par la minimisation du RMS moyen comme modèle initial mais subdivisé chaque couche en plusieurs couches d'épaisseur 2 km afin de tester la profondeur des différents interfaces.

Nous avons étudié la stabilité du modèle final en utilisant 50 modèles initiaux-générés de façon aléatoire autour de ce modèle avec un écart maximal 0.5 km/s. Nous trouvons que 25 modèles finaux obtenus convergent assez nettement vers un modèle moyen final (Figure 3.3). On remarque une interface importante à 11 km de profondeur dans la croûte supérieure comme pour le Zagros Central mais plus rapide (Tableau 3.1). Cette différence peut être expliquée par l'existence du socle composé d'ophiolites dans la zone de transition (Figure 2.1).

L'examen des résidus des temps de propagation de microséismes après relocalisation avec VELEST montre une variation importante des résidus du SW au NE qui peut avoir une relation avec les structures crustales (Figure 3.4).

Le modèle finalement choisi est celui obtenu par la minimisation du RMS moyen et un rapport Vp/Vs égal 1.76 (Tableau 3.8). Le RMS moyen obtenu avec ce modèle pour totalité des 496 événements est de 0.10 secondes au lieu de 0.15 secondes pour le modèle initial.

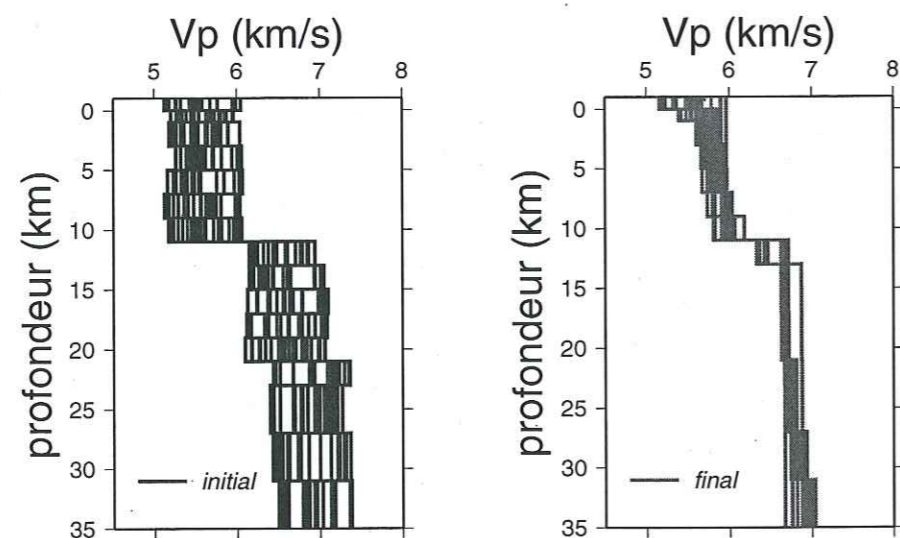


FIG. 3.3 – 25 modèles initiaux aléatoires pour V_p et modèles finaux obtenus par inversion 1D montrant une convergence acceptable vers notre modèle obtenu par la minimisation du RMS moyen.

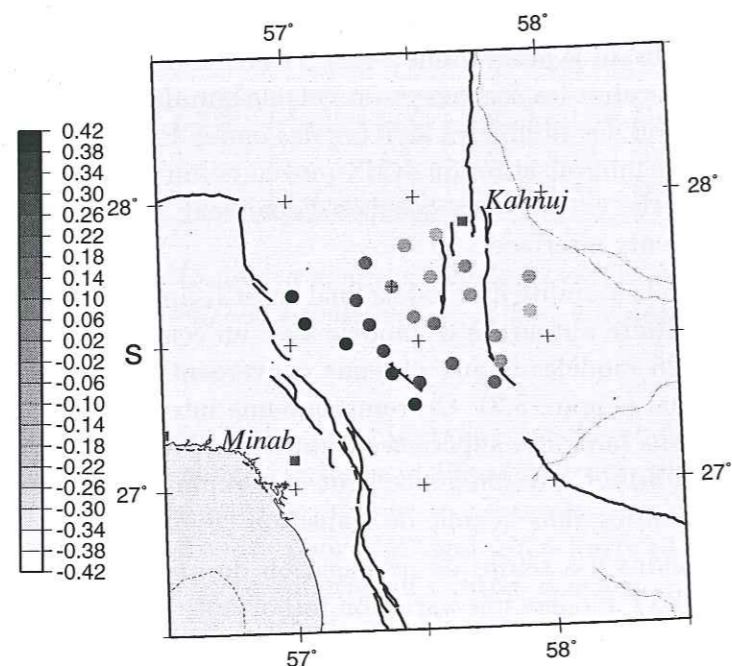


FIG. 3.4 – Résidu moyen à chaque station après relocalisation des hypocentres et détermination simultanée du modèle de vitesse 1-D.

3.3.2 Précision des localisations et résidus aux stations

Le résidu (temps observé moins temps calculé) à chaque station comprend l'anomalie de vitesse sous la station, l'altitude du site, les erreurs d'horloge et les erreurs des lectures. On peut diminuer les erreurs systématiques en retirant la moyenne des résidus des phases P et S enregistrées dans chaque station et améliorer ainsi les localisations. Avec le logiciel HYPO71, il est possible d'affecter des corrections de stations. Nous avons obtenu le résidu moyen à chaque station à partir des 172 séismes sélectionnés. Le tableau 3.9 donne les résidus P pour toutes les stations avant et après avoir effectué la correction du résidu moyen. Le RMS moyen pour la totalité des données et des 496 événements a diminué de 0.001 secondes après correction, ce qui n'est pas beaucoup, et pour les séismes sélectionnés de 0.009 secondes.

station	No.Phase	res1	ecart1	res2	ecart2
BIDA	93	-0.01	0.11	-0.03	0.09
POCH	96	-0.06	0.08	-0.02	0.07
PIGO	39	0.13	0.09	0.07	0.07
KHAR	40	0.10	0.10	0.08	0.08
GORA	55	0.01	0.14	0.01	0.12
CHRO	8	-0.03	0.06	0.00	0.06
ANRU	71	0.01	0.06	0.00	0.06
ROBN	42	-0.03	0.08	-0.01	0.08
ABGA	87	-0.03	0.10	-0.02	0.09
SHAB	98	0.05	0.09	0.03	0.08
KAHA	128	0.02	0.08	0.00	0.08
BARK	84	0.09	0.08	0.04	0.08
KOTA	92	0.00	0.05	0.01	0.05
DOCH	114	-0.03	0.06	-0.02	0.06
BONM	144	-0.04	0.08	-0.03	0.08
PATA	107	-0.03	0.07	-0.02	0.07
NEHZ	84	-0.01	0.08	-0.01	0.08
MORD	29	-0.03	0.09	-0.01	0.10
KHOS	25	-0.05	0.08	-0.04	0.08
DAST	64	0.00	0.08	0.01	0.07
CHAH	39	-0.09	0.09	-0.02	0.09
AHOU	78	0.05	0.08	0.04	0.07
MOGH	31	0.03	0.08	0.01	0.08
ROOT	19	0.00	0.11	0.00	0.10

TAB. 3.9 – Résidus moyens P et écarts aux stations avant et après correction de résidu pour les séismes sélectionnés.

A partir de 496 événements localisés du 10 novembre 1999 au 6 janvier 2000,

nous avons construit des histogrammes (Figure 3.5) afin d'en connaître les principales caractéristiques.

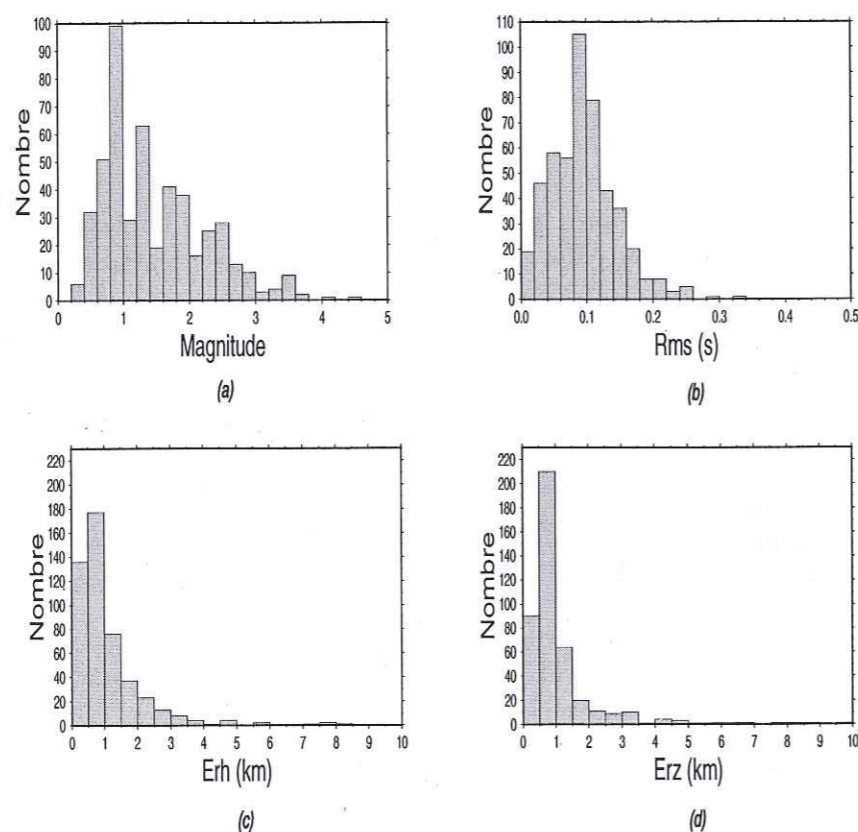


FIG. 3.5 – Histogrammes des données localisées pendant la période de 10 novembre, 1999 au 6 janvier 2000 en fonction de: (a) la magnitude; (b) le RMS; (c) le ERH; (d) le ERZ.

Nous avons calculé la magnitude locale pour les séismes enregistrés dans la région de Minab à l'aide du programme SISMALP (Fréchet et Thouvenot, 1997). Ce programme calcule la magnitude locale M_l selon la formule de Richter (1935). En examinant l'histogramme de la magnitude des séismes (Figure 3.5a) on peut voir que la magnitude varie entre 0.5 et 3.5 avec une importante concentration entre 0.5 et 1.5. On peut donc déduire que le seuil de détection de notre réseau se situe pour les séismes de magnitude 0.8. Le seul séisme commun entre nos données et le catalogue ISC est le séisme du 1999.11.21 à 23:23:49 de $m_b=3.9$, pour lequel nous avons obtenu une magnitude locale $M_l=4.2$, ce qui nous donne une certaine confiance dans nos résultats.

On peut voir que le RMS est généralement inférieur à 0.2 seconde (Figure

3.5b). Les erreurs, horizontales et verticales, sont essentiellement inférieures à 2 km (Figure 3.5c,d).

3.4 Distribution épicentrale des séismes

L'ensemble des événements est représenté sur la figure 3.6. La distribution de la sismicité est diffuse et elle semble être associée à plusieurs structures tectoniques montrant les directions différentes pour lesquelles il n'est pas possible de trouver une direction dominante.

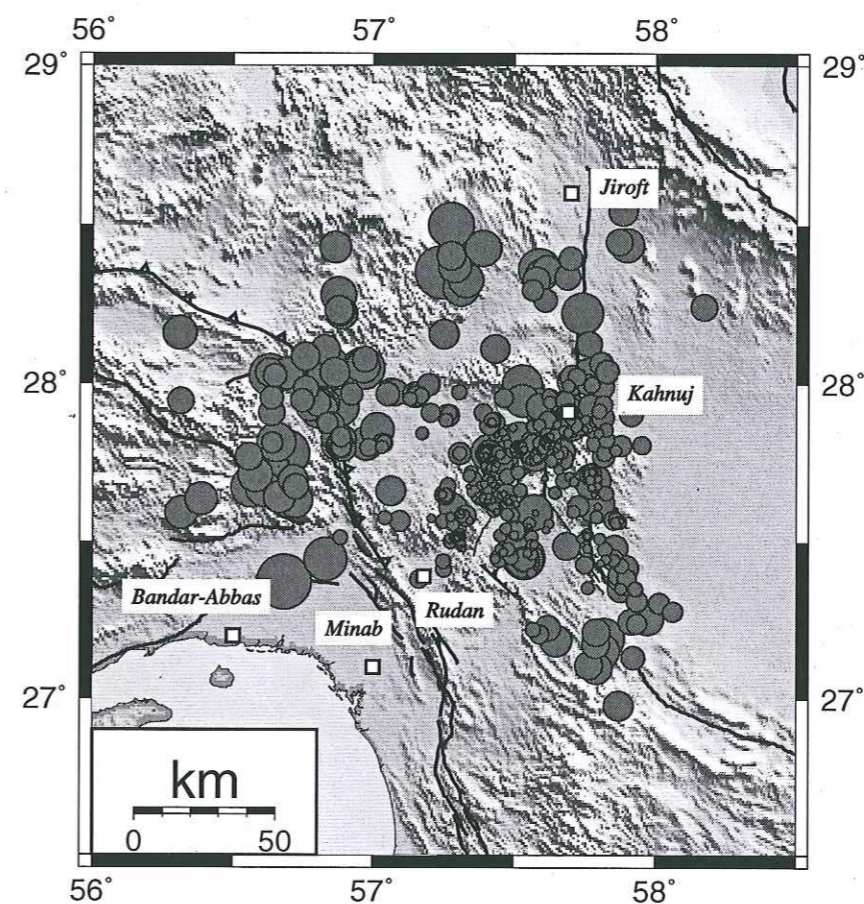


FIG. 3.6 – Distribution de tous les 496 séismes localisés du 17 novembre 1999 au 6 janvier 2000 dans la région de Minab.

Il y a une absence d'activité sismique le long de la faille Zendan-Minab sauf dans la partie nord, au voisinage du MZRF. A l'ouest de cette faille, on observe

une activité importante au voisinage de l'épicentre du séisme du 21 mars 1977 de Khurgu ($M_s=7.0$), au nord de Bandar-Abbas. Plus à l'est de cette faille, on observe une microsismicité diffuse du nord-est de Rudan à la faille de Jiroft. Au sud-ouest de la ville de Jiroft et au sud de la faille de Jiroft on peut observer des essaims de quelques séismes similaires à la carte de sismicité globale (Figure 2.4).

Pour une étude plus précise, les 309 séismes sélectionnés (ERH et $ERZ \leq 2$ km, $RMS \leq 0.2$ seconde, $Gap \leq 270^\circ$) sont représentés sur la figure 3.7. On remarque qu'une grande partie des données localisées à l'extérieur de notre réseau, en particulier tous les séismes dans la région de Khurgu, sont éliminées.

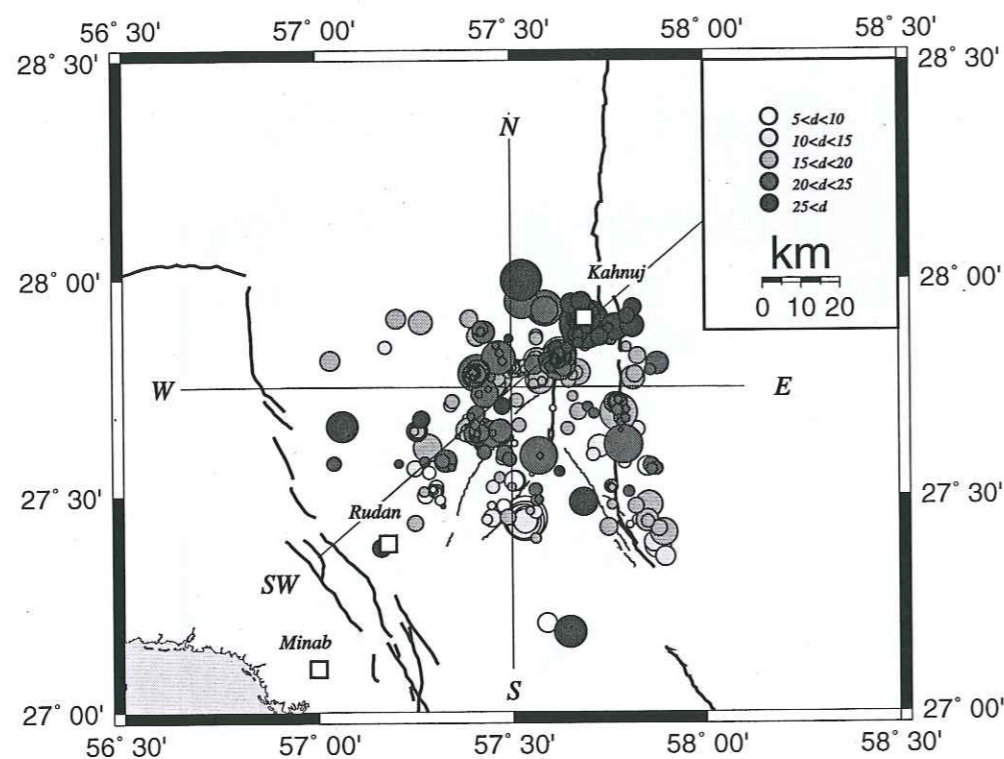


FIG. 3.7 – Distribution épiscopentrale des 309 événements sélectionnés avec une incertitude inférieure à 2 km horizontalement et en profondeur, et avec un $RMS \leq 0.2$ seconde et un $Gap \leq 270^\circ$, et comprenant au moins 6 phases dans la région de Minab. On remarque que la profondeur des séismes augmente vers le NE.

L'activité microsismique semble localisée le long de la faille de Jiroft. Aucune microsismicité n'est localisée à l'est de cette faille dans la dépression de Jaz-Murian. On remarque une activité sismique (qui comprend le séisme 1999/12/25-

17:41, $M_l=3.8$, $27.895^\circ N$, $57.694^\circ E$, à 31 km profondeur) au voisinage de la ville de Kahnuj. L'activité au sud-ouest de Kahnuj sur la faille de Sabzevaran comprend un essaim avec 30 séismes qui se sont produits entre 1999/12/31-22:56 et 2000/01/01-00:39 et d'une magnitude comprise entre 0.4 et 2.0.

3.5 Distribution des séismes en profondeur

A cause de la faible sismicité de cette région et en l'absence d'un réseau local, la sismicité dans la zone transition n'est pas connue précisément (Niazi et al., 1980). A l'ouest de cette région la sismicité du Zagros montre que les séismes se situent à une profondeur inférieure à ≈ 20 km (Jackson et Fitch, 1981; Ni et Barazangi, 1986; Kadinsky-Cade et Barazangi, 1982; Baker et al., 1993; Maggi et al., 2000; Tatar, 2001). L'histogramme dessiné pour la profondeur des séismes (Figure 3.8a), montre que la majorité de nos données est localisée entre 10 et 30 km de profondeur. Une sélection des séismes (avec les critères $GAP \leq 270^\circ$, $RMS \leq 0.2$ sec, ERH et $ERZ \leq 2$ km et nombre de phases ≥ 6) montre un histogramme avec une majorité localisée entre 15 et 25 km (Figure 3.8b).

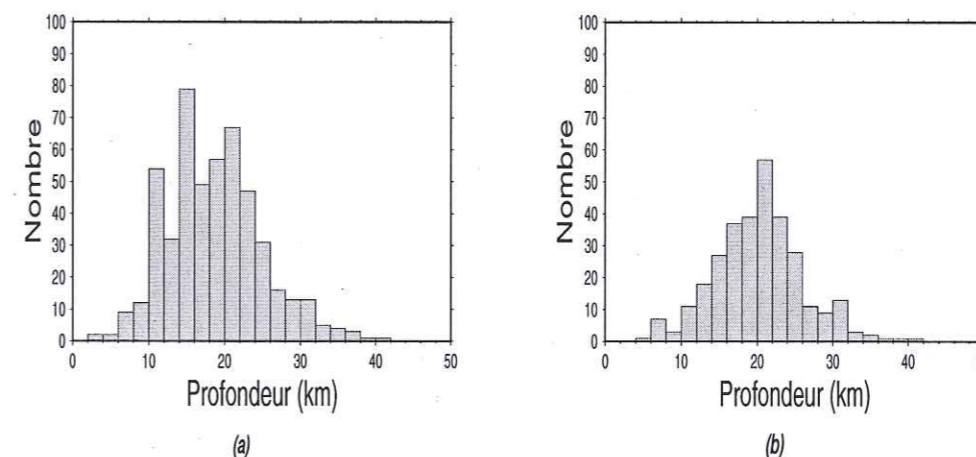


FIG. 3.8 – Histogramme de la profondeur de nos données: (a) de tous les 496 séismes; (b) des 309 séismes sélectionnés ($GAP \leq 270^\circ$, $RMS \leq 0.2$ sec, ERH et $ERZ \leq 2$ km, et nombre de phases ≥ 6).

Sur la carte de sismicité nous voyons que la profondeur des séismes augmente vers le NE (Figure 3.7). Nous examinons la distribution de la sismicité en fonction de la profondeur suivant trois coupes orientées NS, EW et NE-SW de 70 km de

largeur pour tous les séismes (Figure 3.9) et pour les séismes sélectionnés (Figure 3.10). La sismicité la plus profonde se situe au nord de notre réseau, au voisinage de Kahnuj. La coupe SW-NE montre une augmentation de la profondeur des séismes vers le nord-est. Il n'y a pas beaucoup de séismes plus superficiels que 10 km dans la zone étudiée.

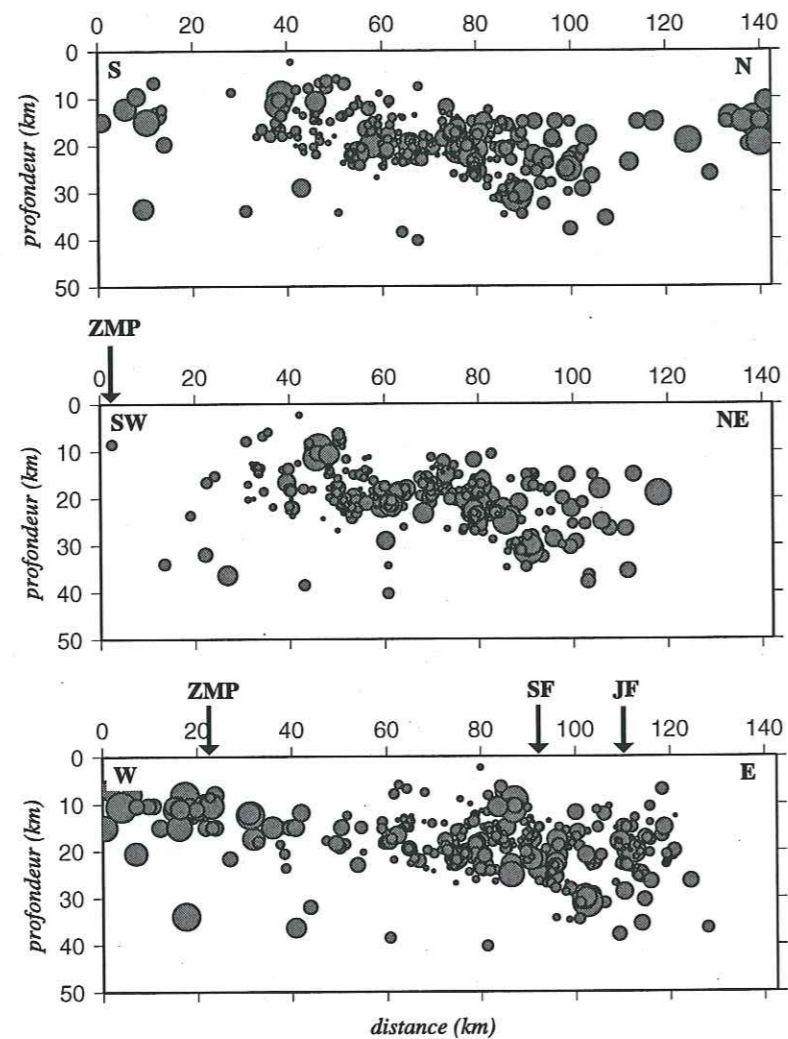


FIG. 3.9 – Coupes comprenant tous les 496 séismes localisés dans la région de Minab selon les profils de la figure 3.7. ZMP, Zendan-Minab-Palami Fault; SF, Sabzevaran Fault; JF, Jiroft Fault.

On ne constate pas un approfondissement significatif des séismes bien localisés

(à l'intérieur du réseau) par rapport à l'ensemble des séismes.

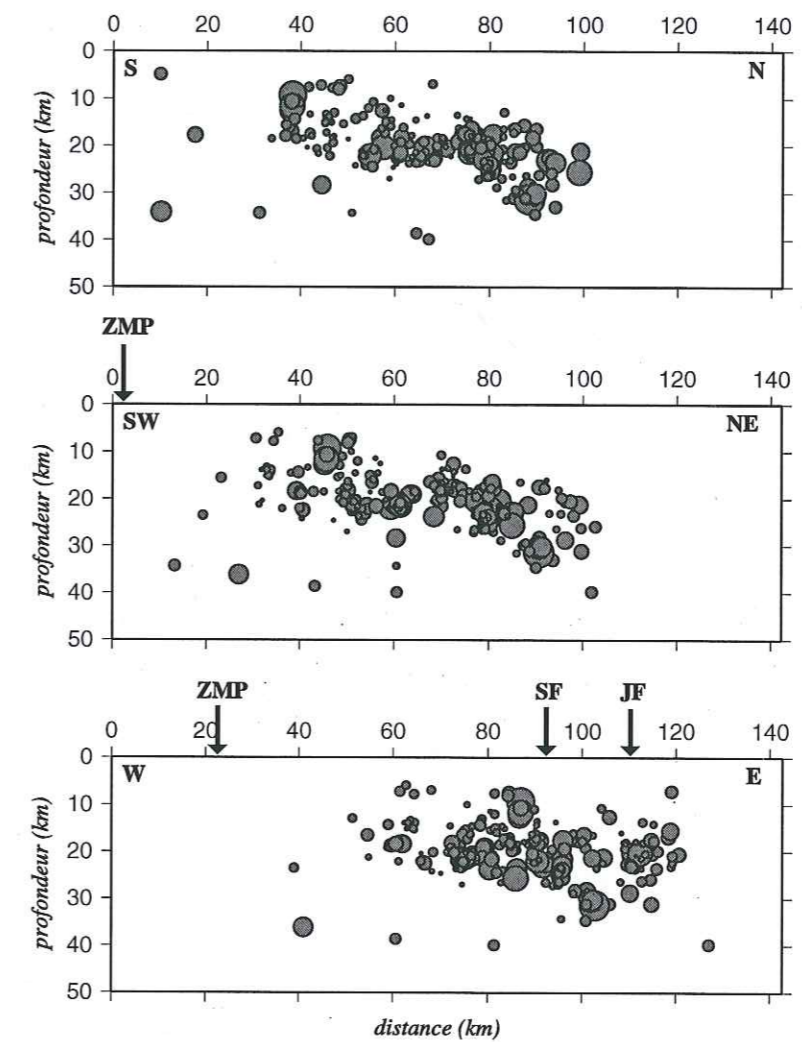


FIG. 3.10 – Coupes des 309 séismes localisés à mieux que 2 km horizontalement et en profondeur selon les profils montrés sur la figure 3.7. ZMP, Zendan-Minab-Palami; SF, Sabzevaran Fault; JF, Jiroft Fault.

3.6 Mécanismes au foyer

Nous avons utilisé la polarité de la première arrivée de l'onde P pour la détermination des mécanismes au foyer. En pratique, on choisit les événements pour

lesquels on possède un minimum de huit polarités et un gap $\leq 180^\circ$. Après vérification des polarités, nous avons obtenu une totalité de 85 mécanismes au foyer (Figure 3.11); (r.f. annexe A3).

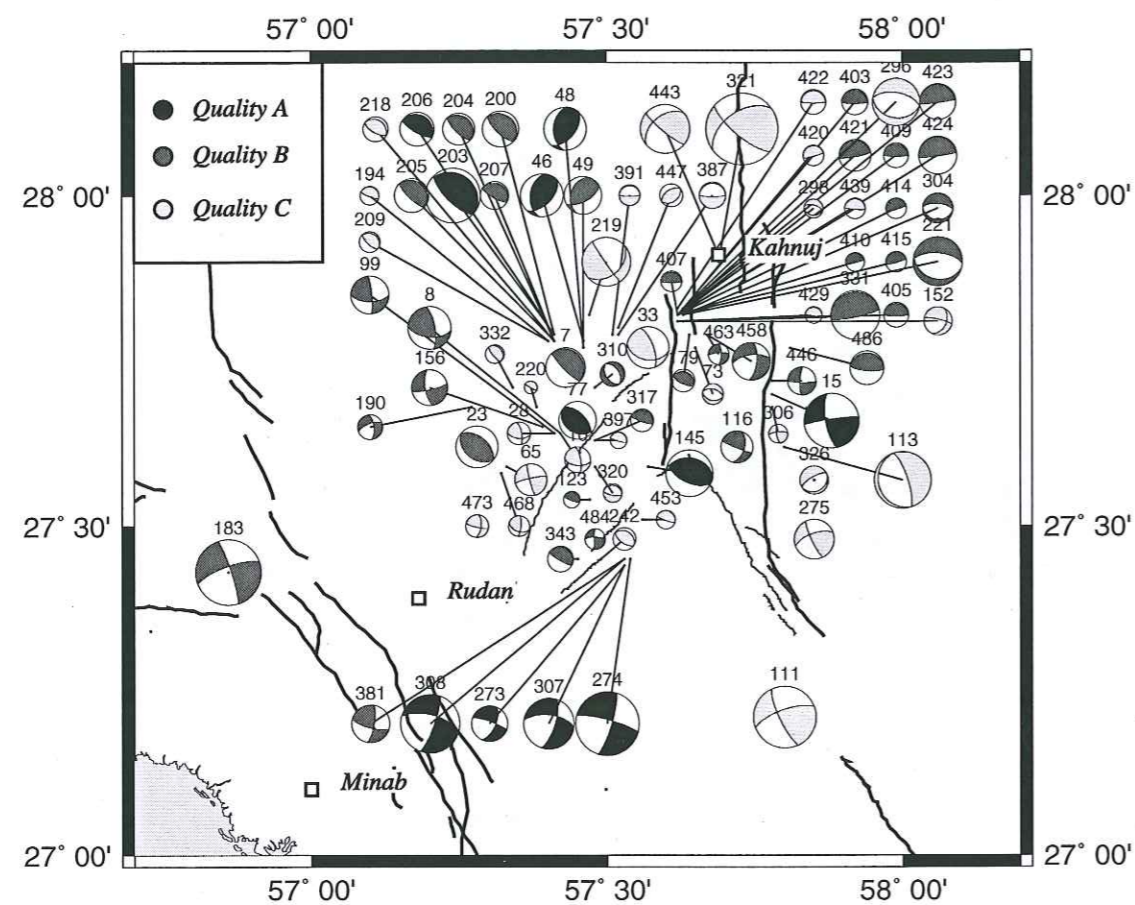


FIG. 3.11 – Répartition des mécanismes au foyer à partir de nos données.

Pour avoir une première idée de la position des plans nodaux, nous avons utilisé le programme FOCMEC (Snoke, 1984). Par la suite, les plans nodaux ont été tracés manuellement. Les solutions focales présentées sur la figure 3.11 sont classées en trois groupes A, de B et de C selon leur qualité. Les solutions de qualité A sont caractérisées par deux plans nodaux bien contraints, ceux de qualité B par les plans qui peuvent varier de 10° à 20° , alors que pour les solutions de qualité C les paramètres des plans nodaux peuvent varier de plus de 20° . Nous avons aussi comparé par souci de cohérence les plans nodaux de chaque mécanisme avec ceux des mécanismes qui sont situés à proximité.

Sur la Figure 3.11 nous observons principalement deux familles: des méca-

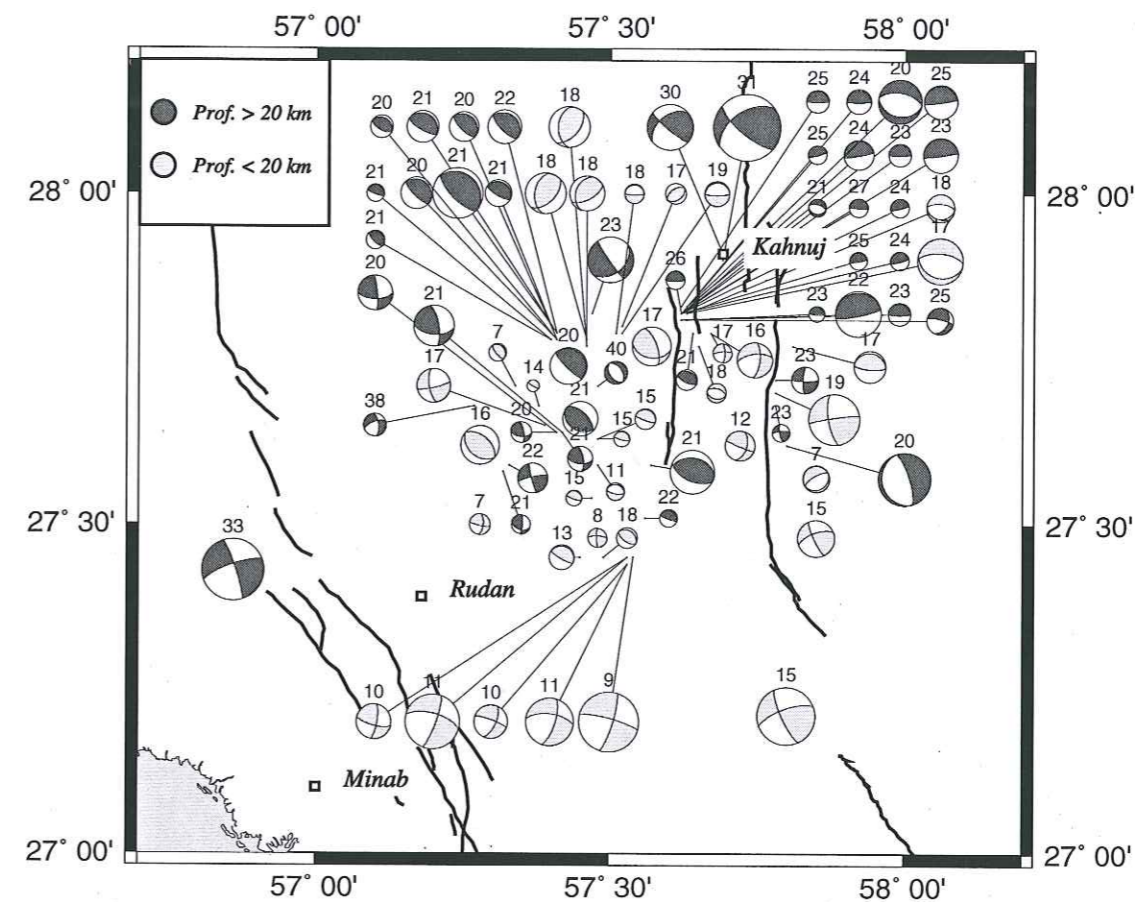


FIG. 3.12 – Répartition des mécanismes au foyer en fonction de la profondeur. Le nombre au-dessus de la mécanisme est la profondeur du séisme.

nismes en coulissage et des mécanismes en chevauchement. A l'exception des trois mécanismes n° 46, 48 et 49, les mécanismes en chevauchement ont un plan orienté de NW-SE à E-W. En ce qui concerne les mécanismes de coulissage, la direction des structures importantes de coulissage comme le système de failles de Zendan-Minab, ou les failles de Jiroft et de Sabzevaran, nous incite à choisir comme plan de faille celui dont la direction est \approx NS ce qui implique un coulissage dextre. La particularité de nos mécanismes est la présence de mécanismes de coulissage dans la zone de transition.

Un essaim localisé au sud de la faille Sabzevaran (n° 273, 274, 307, 308, 381 et 408) relativement superficiels (8-12 km) montre des mécanismes en coulissage dextre sur un plan orienté NE-SW. Les séismes n° 15, 116, 458 et 463 au voisinage des failles de Jiroft et de Sabzevaran montrent un mouvement de coulissage dextre

orienté \approx NS. Le seul séisme proche de la faille de Minab (n° 183) a un mécanisme coulissage dextre orienté NW-SE.

Parmi les mécanismes inverses, l'existence de chevauchements à faible pendage vers le NE est une caractéristique importante, similaire aux solutions CMT calculées pour cette région (Figure 2.6). Un autre essaim de séismes de 16 à 26 km de profondeur localisé au SW de la ville de Kahnuj, proche de la faille Sabzevaran montre des mécanismes similaires mais avec les pendages très faibles orientées E-W (n° 331, 403, 405, 407, 409, 410, 414, 415, 420, 421, 422, 423, 424 et 439).

3.7 Discussion

L'étude de micro-sismicité de la région de Minab à partir d'un réseau local montre bien que la distribution de la sismicité ne se limite pas à une faille majeure mais qu'elle est distribuée dans une large région.

La faille de Zendan-Minab-Palami (ZMP) est souvent présentée comme une importante structure séparant le Zagros et le Makran. Nos données montrent que la micro-sismicité associée à cette faille est faible comme l'était la sismicité globale (Figure 3.13). Le seul CMT disponible et notre seul mécanisme (n° 183) calculé à proximité de cette faille montrent un mécanisme coulissage dextre avec un plan NNW-SSE.

L'essai dans la région de Khurgu, à l'ouest de la faille Zendan-Minab, confirme une forte activité sismique dans la région, 25 ans après le séisme important de 1977. On observe aussi une activité importante à l'intersection du MZT avec le ZMP.

La microsismicité dans cette région est localisée entre 10 et 35 km, ce qui est plus profond que dans le Zagros central (entre 10 et 15 km) (Tatar, 2001). La coupe NE montre une augmentation de la profondeur des séismes vers le NE, jusqu'à 35 km, qui peut suggérer l'existence d'une zone de décollement. Les mécanismes calculés à partir de nos données pour la région de Minab montrent deux familles de mécanismes: du chevauchement avec un plan à plongement NE quasi horizontal orienté NW-SE et du coulissage dextre en fixant l'orientation du plan de faille à l'aide des structures importantes comme la faille de Jiroft et la faille Zendan-Minab. La majorité des mécanismes en coulissage sont localisés dans la partie superficielle de la croûte alors que la majorité des mécanismes inverses est plus profonde (Figure 3.12 et 3.14).

L'analyse des données enregistrées pendant deux mois par un réseau local dans cette partie de la zone de transition du Zagros-Makran, montre qu'il existe une composante importante de coulissage dans cette région où seuls des mécanismes inverses avaient été calculés.

Nous avons calculé les axes de compression P à partir de nos mécanismes au foyer. Les axes P calculés (Figure 3.15 a) sont orientés dans une direction entre

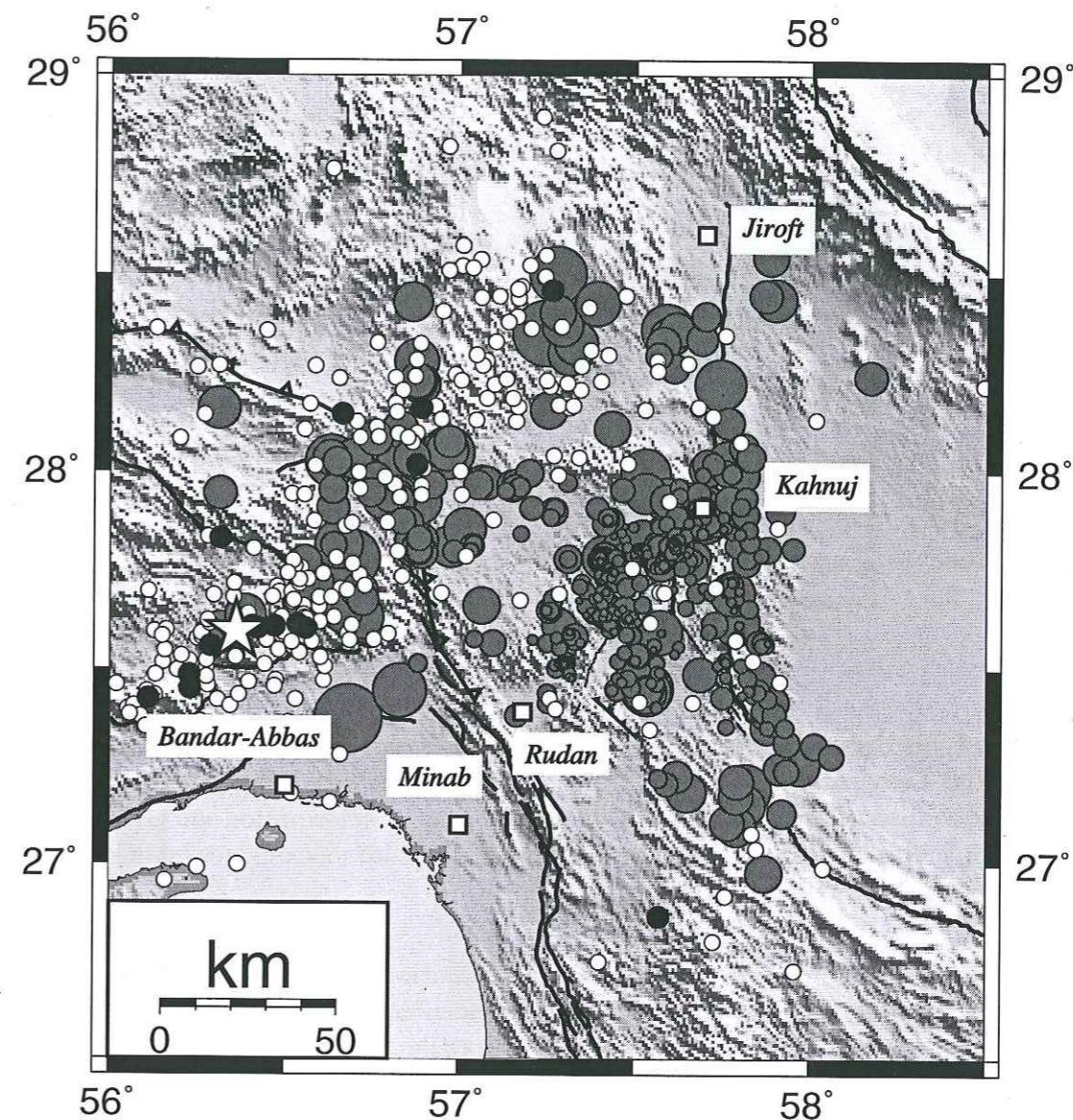


FIG. 3.13 - Distribution des 496 événements localisés (cercles gris). Sismicité instrumentale ($m_b \geq 4.5$, Engdahl et al., 1998) entre 1967 et 1998: Etoile, le séisme du 21 Mars 1977 à Khurgu ($M_s=7.0$); cercles blancs, $4.5 \leq m_b \leq 5.0$; cercles noirs, $m_b \geq 5.0$.

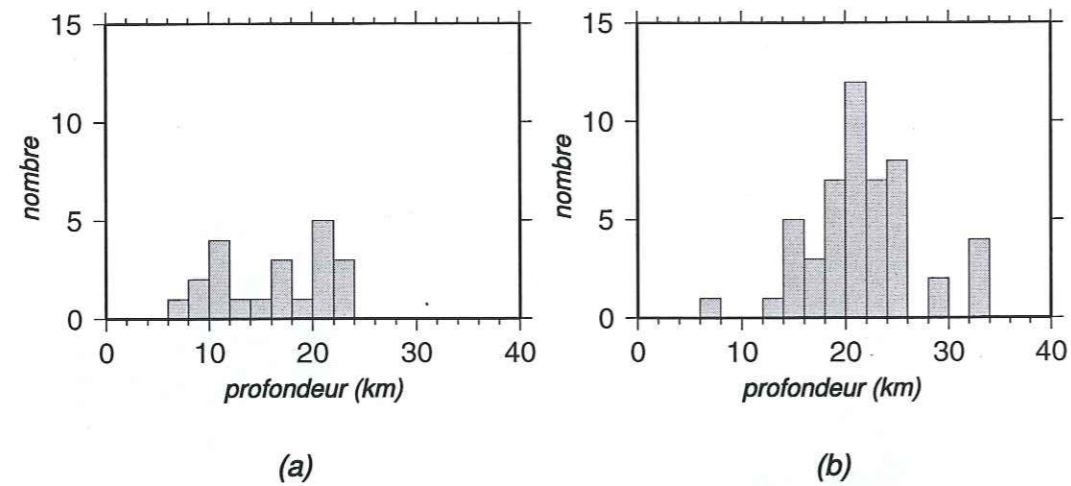


FIG. 3.14 - Histogramme de la profondeur des séismes: (a) les mécanismes en coulissage; (b) les mécanismes inverses.

N-NE. L'histogramme dessiné à partir des axes P calculés montre une direction moyenne d'environ $N18^\circ$ pour les mécanismes inverses et $N45^\circ$ pour les mécanismes coulissages qui suggère un découplage de la déformation en profondeur (Figure 3.15 b, c). On remarque que les axes P pour les mécanismes inverses sont orientés de NS à NE

Nous constatons, en résumé, que la zone transition comprend une combinaison de failles inverses orientées N-NE et les failles en coulissage dextre d'une orientation approximativement NS, à peu près parallèles aux failles de Sabzevaran et de Jiroft.

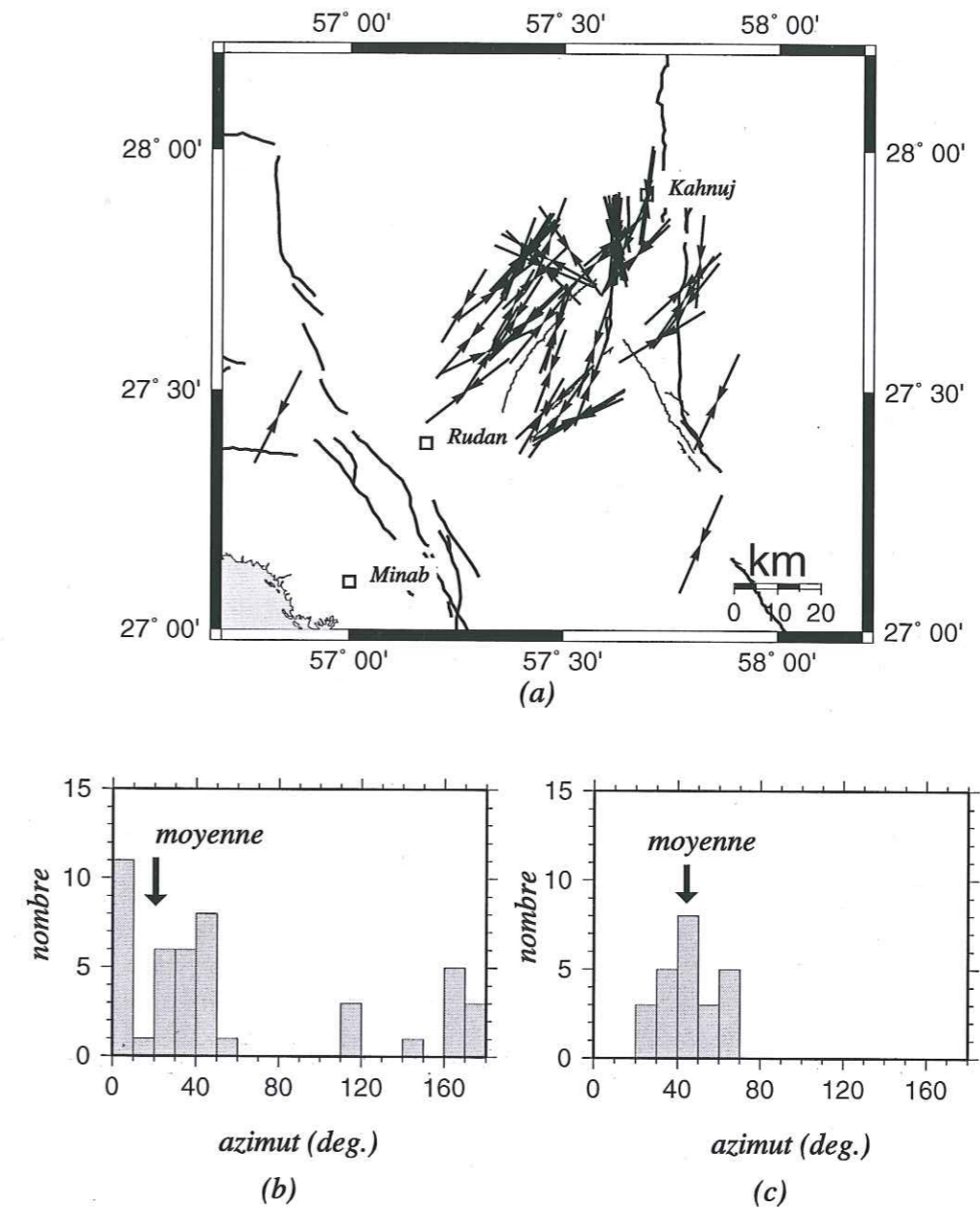


FIG. 3.15 - a) Distribution de axes P calculées à partir de nos mécanismes; b) histogramme construit à partir de l'azimut des axes P pour les mécanismes inverses; c) pour les mécanismes en coulissage.

3.8 Conclusion

L'étude des données microsismiques recueillies dans la région du Minab a permis de mettre en évidence les informations suivantes:

- La distribution de la sismicité est diffuse avec plusieurs concentrations mais qu'il n'est pas possible de l'associer à une ou à plusieurs failles.
- Nous avons une activité microsismique importante entre le système de failles de Zendan-Minab-Palami et la faille de Jiroft. A l'est de la faille de Jiroft nous avons une limite de l'activité sismique marquée par la dépression du Jaz-Murian.
- On vérifie l'existence de deux concentrations actives importantes: au nord associée au système de faille Zendan-Minab-Palami et à l'ouest dans la région de Khurgu, et une absence de sismicité dans le reste de la cette structure.
- La distribution de la sismicité montre que nos séismes sont localisées entre 15-35 km de profondeur avec une augmentation des profondeurs vers NE, plus profonde que dans le Zagros central.
- Les mécanismes au foyer que nous avons calculés montrent deux caractéristiques différentes: les mécanismes de coulissage dextre et les mécanismes des inverses dont les axes P ont une direction entre N20° W et N70° E.

Chapitre 4

La structure crustale de la zone transition du Zagros-Makran

Nous avons étudié la structure de la zone de transition Zagros-Makran d'un point de vue sismologique. En fait, nous avons d'un côté une collision continentale et de l'autre côté une subduction océanique; d'un côté les sédiments du Zagros et de l'autre le prisme du Makran et la présence d'ophiolites. Nous examinons les anomalies de vitesse par la tomographie télésismique et locale. De plus, nous avons étudié les fonctions récepteurs pour examiner les interfaces importantes comme le Moho.

4.1 Introduction

Nous ne disposons que de peu d'informations précises sur la structure de la région Zagros-Makran. La carte de l'anomalie résiduelle de Bouguer montre une anomalie négative significative au niveau du Main Zagros Thrust (MZT) ainsi qu'un gradient important au niveau de la transition Zagros-Makran (Dehghani et Makris, 1984). Ce gradient est probablement associé au passage d'une série sédimentaire épaisse de plate-forme à une série ophiolitique dans le Makran (Regard, 2003).

Dehghani et Makris (1984) ont étudié les anomalies de Bouguer et estimé l'épaisseur de la croûte à 55 km sous le MZT, à 40 km sous le Lut et le Kavir et à 25 km le long de la côte du Makran. Ils ont observé une forte variation (+70 et -70 mgal) dans la zone de transition du Zagros-Makran, ce qui peut être dû au contraste entre la lithosphère océanique peu épaisse, située sous les sédiments du prisme du Makran à l'est, et la lithosphère continentale sous de Zagros à l'ouest (Figure 4.1).

Niazi et al. (1980), à partir de trois explosions enregistrées dans le Golfe d'Oman au SW de Jask par trois stations OBS, ont estimé une croûte océanique de 20 km épaisseur comprenant une couche sédimentaire de 12 km d'épaisseur et

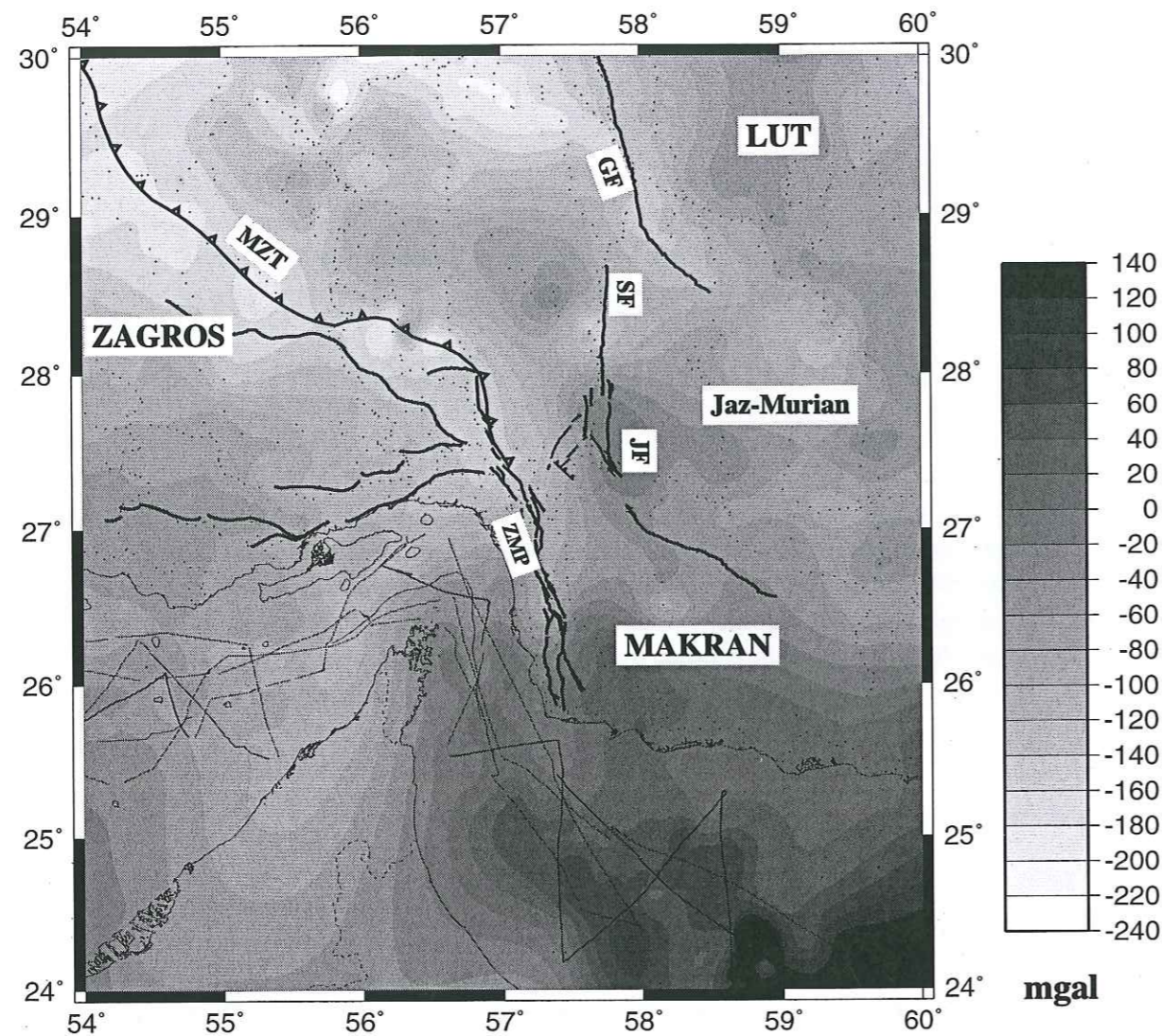


FIG. 4.1 - Carte d'anomalie de gravité de Bouguer de la zone de transition du Zagros-Makran et son voisinage. On observe un fort gradient au niveau de la transition Zagros-Makran. Les données sont disponibles au Bureau Gravimétrique International (BGI). Les stations gravimétriques sont montrées par les points. JF, Jiroft Fault; SF, Sabzevaran Fault; ZMP, Zendan-Minab-Palami Fault; MZT, Main Zagros Thrust; GF, Gowk Fault.

de faible vitesse, située sur une couche volcanique de 6.7 km d'épaisseur au SW de la région de Jask, dans le golfe d'Oman. Ils proposent un pendage de 3° au lieu de 1° présenté par White et Klitgord (1976) pour la subduction dans le Makran occidental.

Kopp et al. (2000), utilisant des profils sismiques dans la région comprise entre 23.5° - 25° N et 62° - 63.5° E considèrent que la structure de la zone de subduction, de pendage moyen 3°, est associée à une surface de décollement de pendage faible, située à une profondeur de 8.5 km. Ils estiment que la croûte océanique a une épaisseur de 9 km au sud du front de déformation, et que les sédiments injectés au front de la déformation font 7 km d'épaisseur.

4.2 Tomographie télésismique

4.2.1 Principe de la tomographie télésismique

Cette méthode consiste à utiliser les temps d'arrivée de séismes lointains (distance épacentrale $\geq 30^\circ$) enregistrés dans les stations d'un réseau régional. Elle utilise donc les différences entre les temps d'arrivée théoriques (modèle de référence type IASP91, PREM, ...) et observés, qui vont donner une information sur les hétérogénéités localisées sous le réseau. La méthode 3D de tomographie ACH (Aki et al., 1976) est la méthode la plus utilisée pour imager la croûte et le manteau supérieur à partir de données télésismiques. Elle stipule qu'en utilisant des séismes lointains, pour un même événement, les trajets des rais jusqu'aux stations sont tout à fait semblables sur une grande partie du trajet et que les hétérogénéités du manteau inférieur traversées auront le même effet sur les temps d'arrivées. Les anomalies localisées sous le réseau auront un effet prépondérant et contribueront au décalage des temps d'arrivée par rapport au modèle de référence. Ces anomalies (par rapport à un modèle de référence) sont caractérisées par des vitesses lentes ou rapides. Le milieu étudié est divisé en blocs de vitesse indépendante et dont la taille varie suivant l'espacement des stations. On utilise les temps d'arrivée des premières ondes pour les déterminer de la manière la plus précise possible.

Le fait de travailler avec des résidus relatifs (section 4.2.4) implique que nous ne pouvons pas accéder à un modèle de vitesse absolu. Il faudra se contenter d'imager les perturbations de vitesse par rapport à un modèle a priori inconnu.

4.2.2 Profil de Minab (1999-2000)

En complément des stations TAD, 25 stations Minab à trois composantes, à enregistrement continu avec une fréquence d'échantillonnage de 125 Hz, ont été installées sur le profil. Elles consistent en 7 capteurs large-bande Guralp CMG40 (20s), 11 capteurs Lennartz Le3D (5s) et 7 capteurs courte période L22 (1s)

(Annexe A.1; Figure 4.2). Les stations Minititan étaient visitées deux fois par mois.

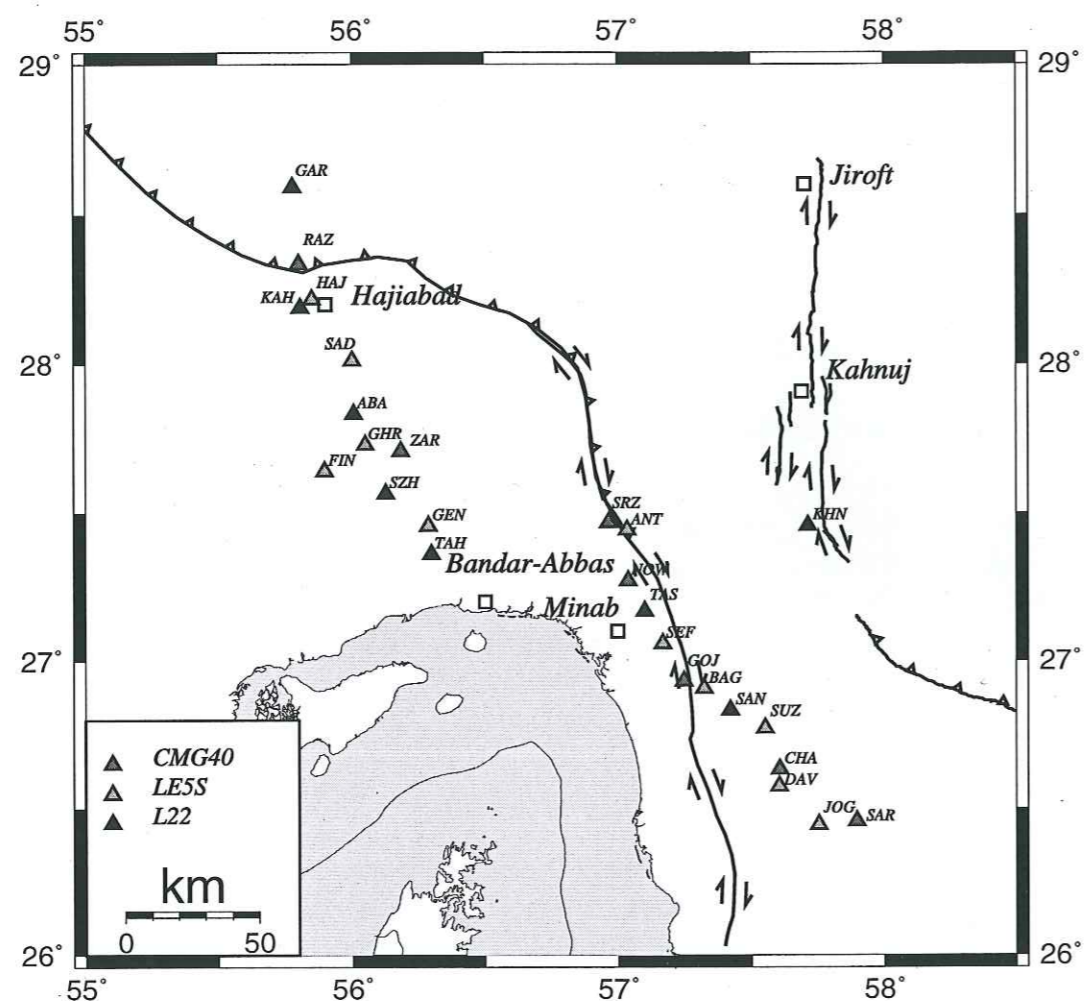


FIG. 4.2 – Réseau de 25 stations Minititan à trois composantes, installé sur le profil pendant les mois de novembre et décembre 1999 et de janvier 2000 dans la zone de transition du Zagros-Makran. Les capteurs utilisés sont: L22, courte période; Le5s, médium-bande; et CMG40, large-bande.

Le but principal est d'utiliser la sismicité lointaine afin de déterminer la structure de la lithosphère sous la zone de transition Zagros-Makran. Pour ce faire, nous avons installé le réseau au travers de la région qui nous intéresse. Le long de ce profil, les stations 3 composantes ont été disposées à environ 10-15 km les unes des autres afin d'obtenir une bonne résolution des structures sous-jacentes. La direction et l'emplacement du profil avaient pour but d'assurer une bonne

couverture de la zone de transition, dans une direction approximativement perpendiculaire aux structures tectoniques principales. Mais les difficultés d'accès et le réseau routier n'ont pas permis d'être vraiment perpendiculaire aux structures.

4.2.3 Traitement des données

Parmi tous les téléseismes qui ont eu lieu pendant le fonctionnement de notre réseau, seuls ceux d'une certaine magnitude ($m_b \geq 5$) ont pu réellement être enregistrés et traités. 50 téléseismes ont été enregistrés par un minimum de 10 stations avec une distance épacentrale comprise entre 25° et 95° (cf. annexe B.1). La distribution azimutale des 53 téléseismes retenus est comprise entre les azimuts 0°-135° et 3 séismes entre 220°-300° avec une prédominance des événements provenant de la ceinture pacifique (Figure 4.3).

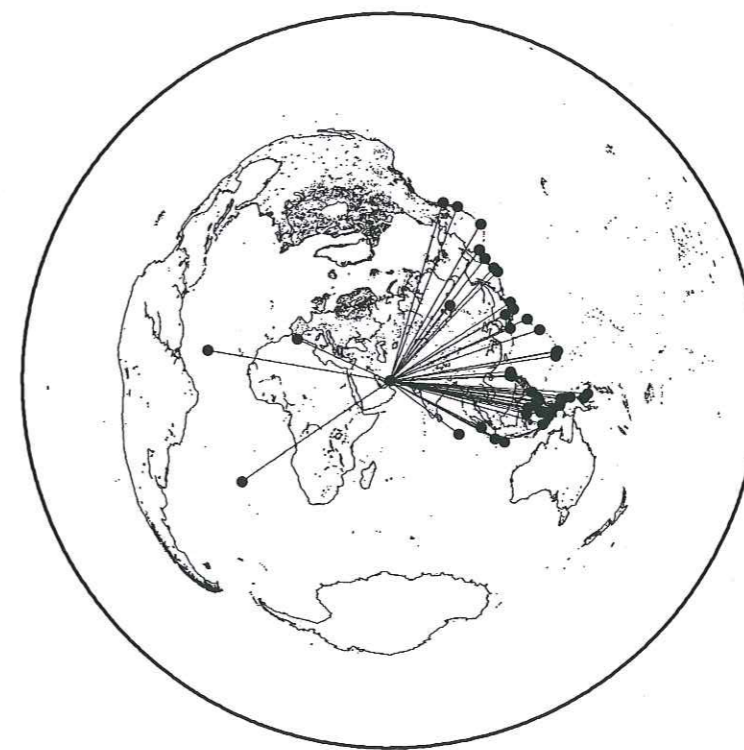


FIG. 4.3 – Carte mondiale des localisations des téléseismes utilisés pour l'étude de tomographie télésismique.

La première phase de traitement après extraction des téléseismes dans les

données continues est la correction de la courbe de la dérive des horloges des stations. La deuxième phase de traitement est liée au pointé des arrivées des phases. Pour cette étape on utilise le programme DEPSACM6 (Vergne, 2002). L'obtention des résidus nécessaires à cette étude de tomographie doit être rigoureuse, sans cela une inversion faite sur des données mal traitées pourrait conduire à des interprétations erronées.

Notre réseau était équipé de 3 types de capteurs différents, ayant chacun des fréquences propres différentes. Chaque signal a été déconvolué de sa réponse instrumentale respective pour obtenir des formes d'onde similaires. On peut alors pointer rigoureusement les mêmes phases à cause de la proximité de nos stations (10-15 km les unes des autres) qui implique des trajets de rais assez semblables. Cette ressemblance permet d'utiliser un pointé de phases à l'aide de 'cross-correlation' et d'augmenter la précision sur les pointés. Il suffit alors d'avoir une station de référence pour laquelle le signal est très clair et qui permet de pointer très précisément la phase voulue pour en déduire les autres pointés.

En pratique, cette technique de 'cross-correlation' requiert donc de pointer le plus précisément possible la phase voulue sur un signal clair de référence et de déterminer des pointés de phase approximative pour les autres signaux. La 'cross-correlation' m'a permis d'effectuer des pointés rapides avec un contrôle visuel entre le signal de référence et les autres. Je pointe le premier extremum bien visible sur l'ensemble des sismogrammes. Afin d'optimiser la 'cross-correlation' et d'éliminer d'une partie du bruit de fond, les signaux sont filtrés avec un filtre de type 'Butterworth' d'ordre 4 entre 0.5 et 2 Hz.

Finalement, une fois l'ensemble de ces traitements effectués et après avoir éliminé les résidus aberrants, nous avons retenu 53 séismes et un total de 855 temps d'arrivée de P directe.

4.2.4 Résidus relatifs

Nous avons obtenu les résidus de temps de trajet en soustrayant aux temps pointés le temps origine des séismes fournis par le NEIC (National Earthquake Information Center) et le temps de propagation théorique calculé dans le modèle de IASP91 (Kennett et Engdahl, 1991). C'est-à-dire qu'une hétérogénéité de faible vitesse ou une croûte plus épaisse générera un résidu positif.

En fait, les résidus ne contiennent pas seulement l'information sur les variations de vitesse causées par les hétérogénéités crustales et du manteau supérieur que l'on veut imager. Les délais en temps observés ont plusieurs causes:

- Les variations de vitesse effectivement liées aux anomalies qui nous intéressent;
- Les erreurs de localisation de l'hypocentre et du temps origine de la source;
- Les différences de temps de trajet dues aux écarts entre le modèle de référence choisi et la terre réelle.

Afin que les résidus ne reflètent que les variations de vitesse qui nous intéressent, il faut s'affranchir des deux termes d'erreurs. Ces termes source et trajet sont les mêmes pour tous les rais d'un séisme donné. En considérant un résidu relatif, le résidu pour chaque station moins le résidu de référence, on s'affranchit de ces erreurs communes. Le résidu de référence peut se choisir de différentes façons:

- Le résidu d'une station ayant enregistré tous les événements et hors de toute région d'anomalie;
- Le résidu moyen à toutes les stations.

Cette dernière façon est la plus utilisée et la plus facile, bien que cette moyenne ne représente pas toujours la même chose d'un séisme à l'autre puisque les stations utilisées ne sont pas toujours les mêmes.

Nous avons examiné les deux références: la moyenne des résidus et le résidu de station ZAR situé en Zagros qui est enregistré la majorité de séismes. Nous avons comparé le terme statique obtenu par les deux méthodes. Ce terme correspond à la moyenne, pour chaque station, de tous les résidus. On observe que les résultats sont assez semblables (Figure 4.4). Les résidus ont été calculés avec le programme Distazres d'Evans (Evans, 1986) utilisant le temps origine des séismes fourni par le NEIC (National Earthquake Information Center) et le temps de propagation théorique calculé dans le modèle de Terre standard de Herrin (1968). Les stations ont été projetées selon un axe orienté NW-SE traversant le Makran et le Zagros.

On voit bien un saut ≈ 1 s, à chaque fois qu'on passe la faille de Zendan-Minab-Palami et donc ce qui veut donc dire que l'anomalie est associée à cette faille. Elle peut être associée avec la zone de flysch parallèle à la faille de Zendan-Minab-Palami (Figure 2.1).

Dans notre cas nous avons choisi la moyenne des résidus pour analyse des résidus parce que nous n'avons pas de station qui a enregistré tous les séismes.

J'ai contrôlé les résidus en considérant l'écart des résidus relatifs pour chaque séisme et éliminé les erreurs grossières. Avant de procéder à l'inversion des résidus, il est essentiel de regarder leurs caractéristiques générales pour avoir une idée des anomalies que l'on peut rencontrer.

4.2.5 Analyse des résidus aux stations

Pour chaque station, nous avons représenté les résidus dans le modèle IASP91 (Kennett et Engdahl, 1991) en fonction de leur azimuth et comparé les variations des résidus pour les stations voisines. Les résidus ont été calculés avec le programme RESDAT (Vergne, 2002). Cette opération a été faite afin d'enlever toute valeur aberrante dans les résidus. Une première chose à remarquer est que les variations de résidus pour les stations proches sont assez semblables. Ceci indique une bonne cohérence des résultats (Figure 4.5).

Pour les stations à l'ouest dans le Zagros (TAH, GEN, SZH, FIN, GHR, ABA, ZAR), les variations de résidus ne sont pas très grandes. Cette particularité peut

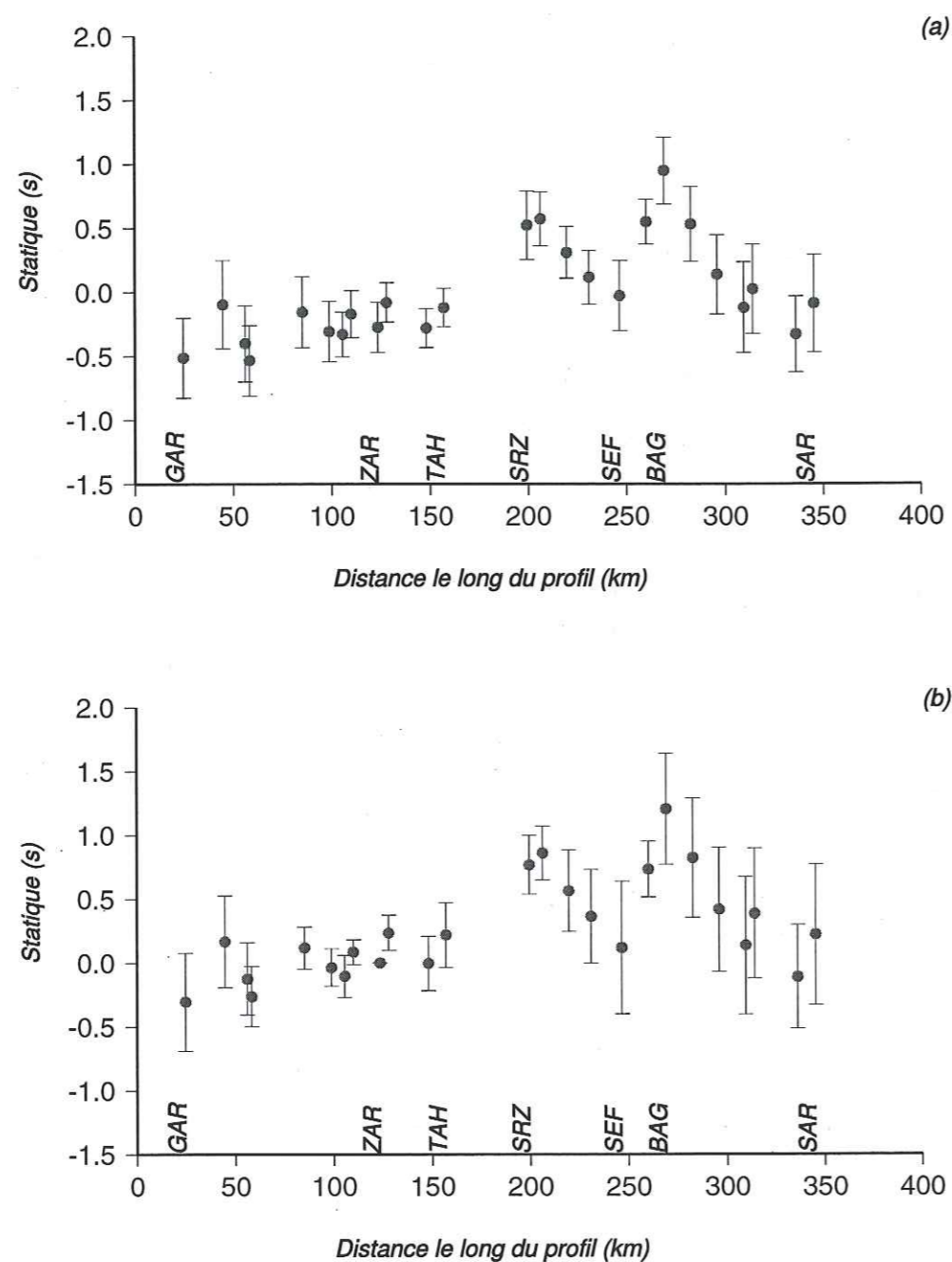


FIG. 4.4 - la moyenne de tous les résidus pour chaque station (le terme statique) le long du profil de Minab 1999-2000: a) la référence est le résidu moyen à toutes les stations (53 téléseismes); b) la référence est le résidu de la station de ZAR (48 téléseismes). Les résidus sont représentés avec leur barre d'erreur.

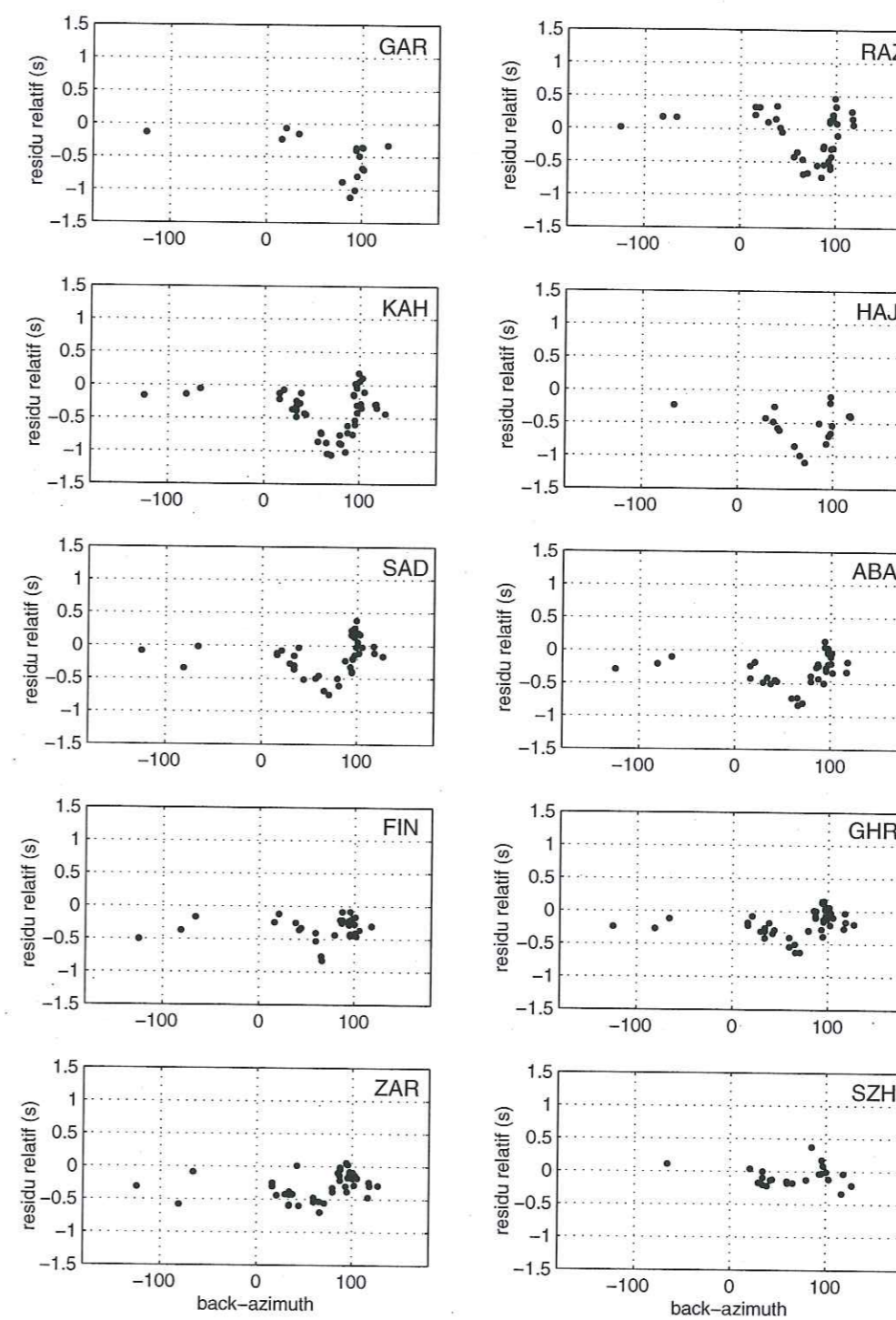


FIG. 4.5 - Les résidus dans le modèle IASP91 (Kennett et Engdahl, 1991) en fonction de leur azimuth pour chaque station.

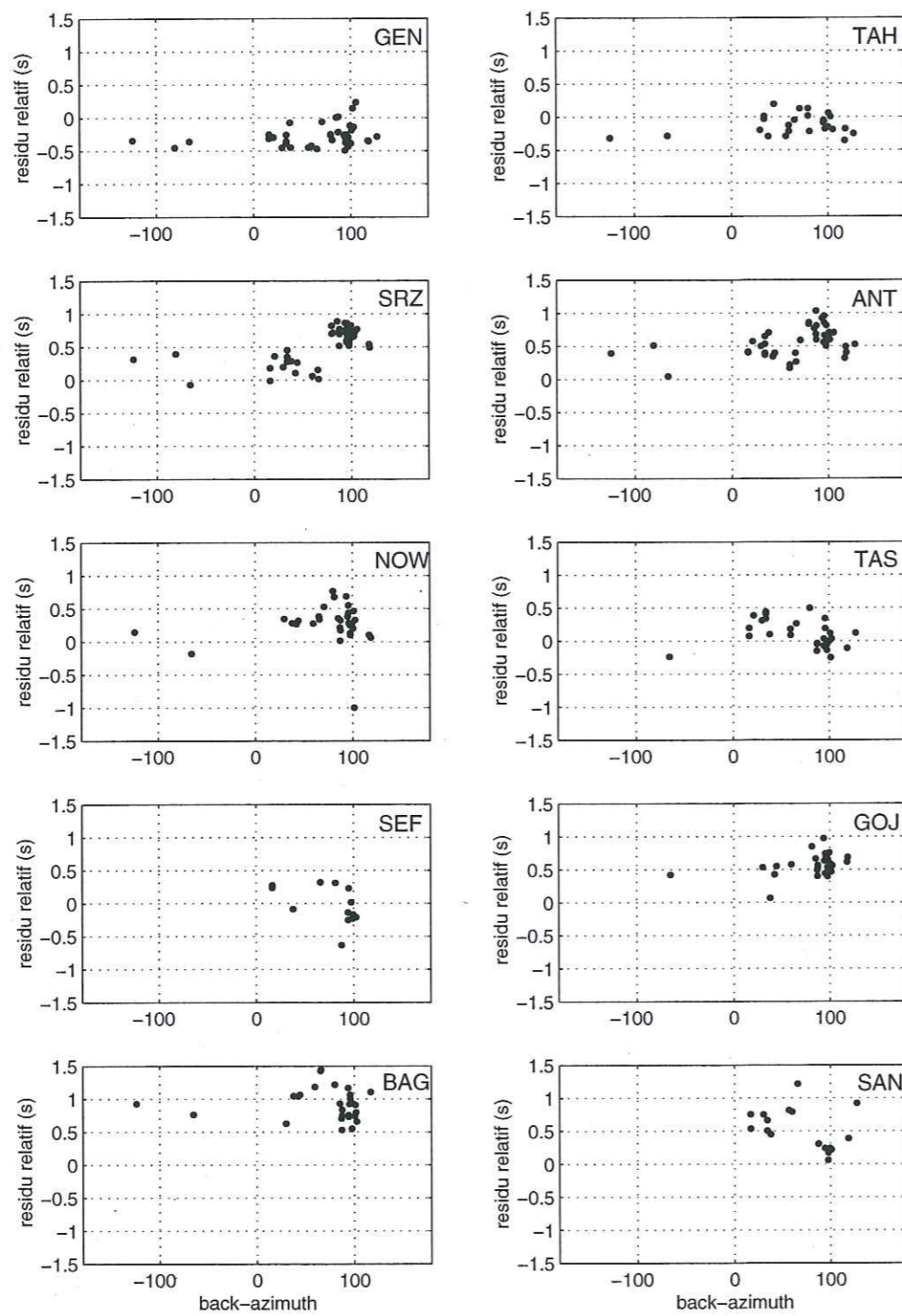


FIG. 4.5 - Suite de la figure 4.5.

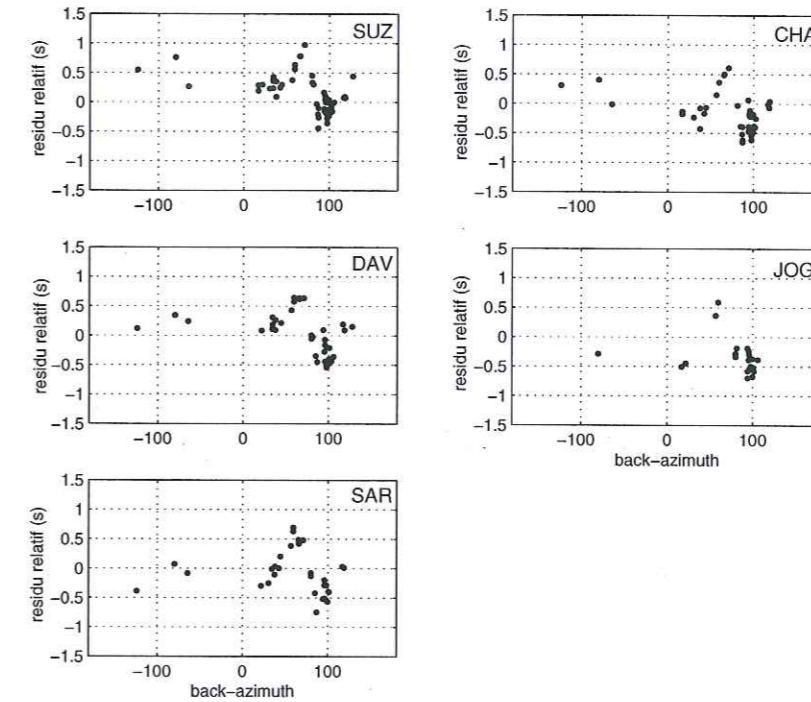


FIG. 4.5 - Suite de la figure 4.5.

signifier que les hétérogénéités concernées sont d'assez grande longueur d'onde. Mais pour les stations de SAD, KAH, HAJ, RAZ, et GAR nous constatons des variations assez importantes de résidus selon les azimuts $40^\circ - 90^\circ$. En fait, il est probable que la variation de résidus est due à la structure hétérogène sous le réseau au voisinage de MZT (Main Zagros Thrust).

Pour les stations situées à l'est du profil nous avons les résidus positifs sous la majorité des stations. Pour les stations de SAN, SUZ, CHA, DAV, JOG, et SAR nous observons une variation importante pour les rais d'azimut entre 50° et 100° (résidus positifs à résidus négatifs). Pour les stations de SRZ, ANT, NOW, TAS et GOJ les résidus ont tendance à avoir des valeurs positives avec des variations qui ne sont pas très grandes mais un peu supérieures pour les rais arrivant de l'est. Nous observons des résidus positifs importants sous la station de BAG. Cependant, une analyse plus précise des résidus nécessite des enregistrements plus nombreux dans un large éventail d'azimuts et de distances.

4.2.6 Courbes des résidus

La figure 4.6 montre les courbes obtenues en fonction de l'azimut (région épicyentrale) des événements utilisés. Nous avons regroupé les séismes en 10 régions,

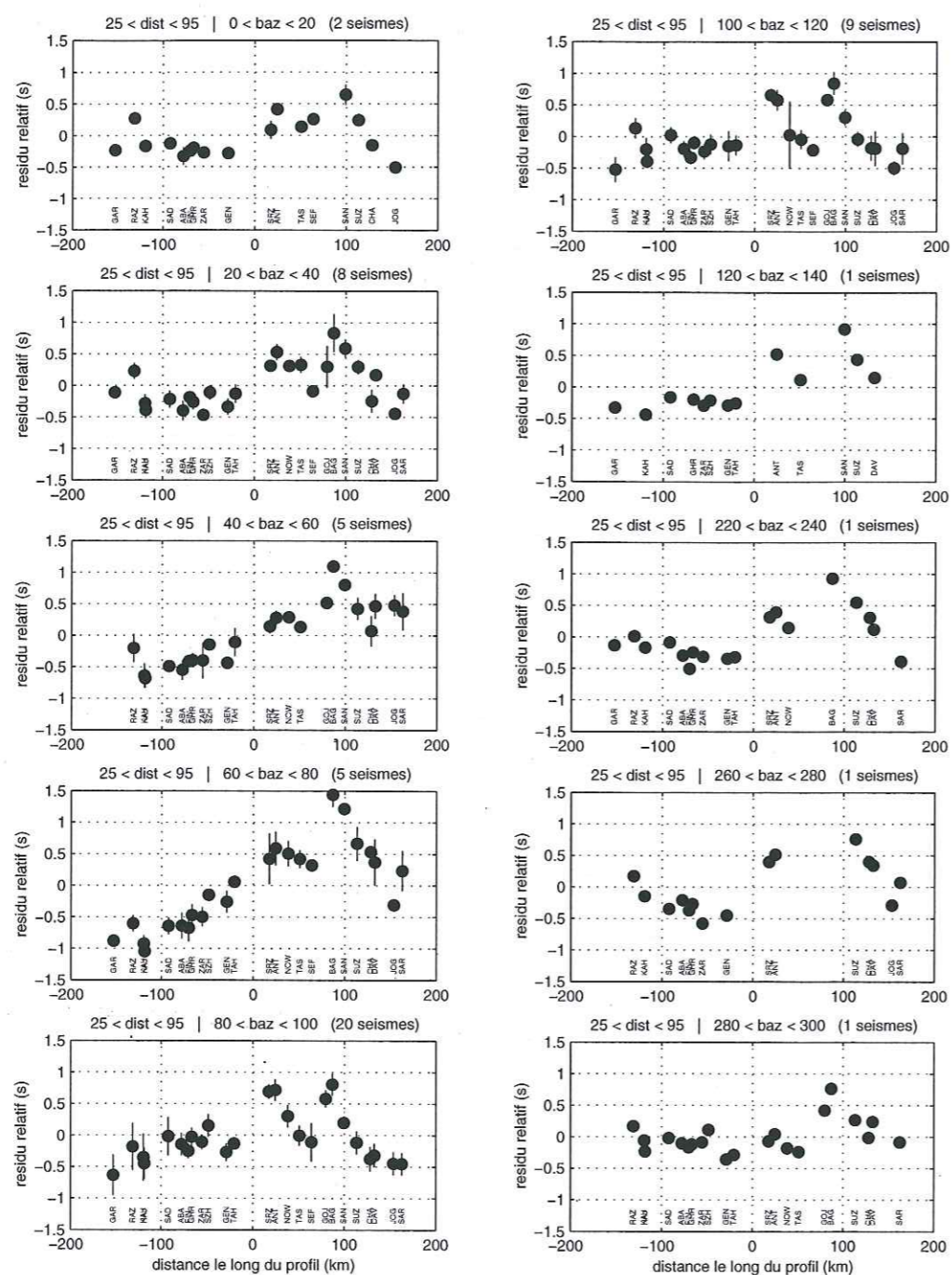


FIG. 4.6 – Courbes de résidus relatifs groupées en fonction de la région épiscopentrale.

en fonction du back-azimuth par tranches de 20 degrés. Pour chaque tranche nous avons calculé le résidu relatif moyen à chaque station de manière à obtenir une courbe de résidus caractéristiques pour chaque région. Les stations ont été projetées selon un axe orienté N40°W traversant le Makran et le Zagros. Les résidus sont représentés avec leur barre d'écart type.

Les courbes des résidus montrent une très bonne cohérence de leur forme générale, en amplitude et en variation, en fonction du back-azimut. Cette cohérence indique une qualité raisonnable des données. Nous avons donc contrôlé cette courbe pour chacun des 53 séismes séparément en comparant les séismes voisins et les stations voisines.

Les courbes montrent une variation importante des résidus relatifs sous les stations situées sur le profil est. Nous observons une anomalie importante qui affecte les rais arrivant des azimuts entre 40° et 80° à toutes les stations au voisinage de ZMP et Makran (SAR, JOG, DAV, CHA). Mais pour tous les azimuts on observe 2 pics au voisinage des stations de BAG, GOJ, SRZ et ANT, il s'agit du saut importante quand on passe la faille de Zendan-Minab-Palami. En revanche il n'y a pas de variation importante sous les stations situées sur le profil ouest dans le Zagros sauf quelques variations à proximité de MZT.

4.2.7 Inversion des résidus

4.2.8 Sélection du modèle initial

Nous avons choisi la méthode ACH pour inverser les résidus des ondes P (Aki et al. 1977) et utilisé le programme THREEDDL (Ellsworth, 1977) pour l'inversion. J'ai testé différents modèles initiaux et étudié les perturbations dans chaque bloc du modèle.

Nous devons minimiser le nombre de paramètres à inverser. Nous avons décidé prendre un modèle à 4 couches pour expliquer les variations dans la croûte et dans le manteau supérieur. Généralement on estime que la profondeur du modèle doit être 2/3 de la largeur du profil (Aki et al., 1977) donc la profondeur maximale de notre modèle est limitée à 190 km.

Pour rendre compte des anomalies superficielles sous les stations nous avons choisi la taille des blocs de l'ordre de la distance entre les stations pour la première couche et augmenté la taille de blocs avec la profondeur. Pour la première couche on a choisi une taille horizontale de 20 km et une épaisseur de 10 km, en accord avec l'épaisseur de la première couche déterminée par les séismes locaux (section 3.3.1). Pour la deuxième couche nous avons choisi une taille de bloc de 30 km en horizontal et de 40 km en vertical en accord avec la profondeur du Moho. Donc, la deuxième couche de notre modèle comprend la croûte. Nous avons séparé le manteau en deux couches d'épaisseur 60 et 80 km et gardé approximativement un rapport équivalent (2/3) entre les dimensions horizontales et verticales des blocs.

Nous avons choisi l'origine et l'orientation de la grille et la taille des blocs en

essayant d'avoir les stations voisines de même résidu moyen dans chaque bloc et en séparant les blocs à l'est et l'ouest de la faille du Zendan-Minab. Nous utilisons cette faille comme l'axe de référence et testons plusieurs orientations (0, 15, 30 et 45°). Pour des orientations de 0° et 45° nous voyons une séparation claire d'une zone lente dans le Makran et d'une zone rapide dans le Zagros.

Le modèle de vitesse initial utilisé pour l'inversion est explicité dans le tableau 4.1. Le modèle totalise 372 blocs. Si au moins 5 rais ont traversé un bloc donné, celui-ci est pris en compte dans l'inversion. Le coefficient d'amortissement a été fixé à 50 (Figure 4.7). Sur les 372 blocs du modèle, 89 ont été atteints par des rais, et 69 ont été pris en compte dans l'inversion. La réduction de la variance des résidus est de 76.6 %. Elle passe de 0.245 avant inversion à 0.058. L'analyse de la matrice de résolution montre que pour la première couche les termes diagonaux sont généralement proche de 0.5-0.6 et pour les autres sont entre 0.7 et 0.9.

couche	V_p (km/s)	épaisseur (km)	nb blocs NS	longueur NS (km)	nb blocs EW	longueur EW (km)
1	5.6	10	24	20	6	60
2	6.9	40	16	30	6	60
3	8.1	60	12	40	6	60
4	8.1	80	10	50	6	60

TAB. 4.1 – Dimensions et valeurs du modèle de départ pour inversion tomographie par le programme THREDDLS (Ellsworth, 1977).

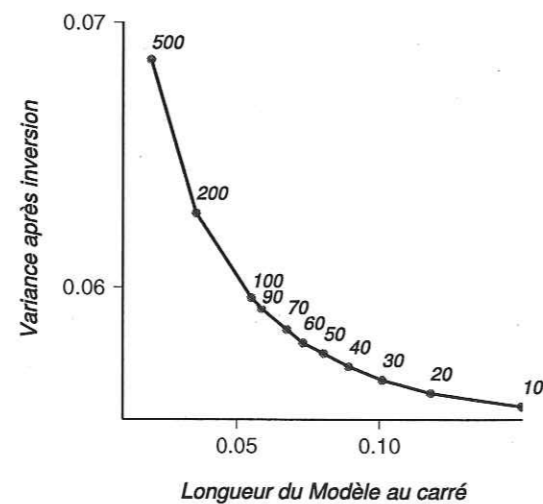


FIG. 4.7 – Courbe de dépendance entre la variance après inversion, la longueur du modèle au carré et le coefficient d'amortissement. Les valeurs du coefficient d'amortissement sont indiquées à chaque point.

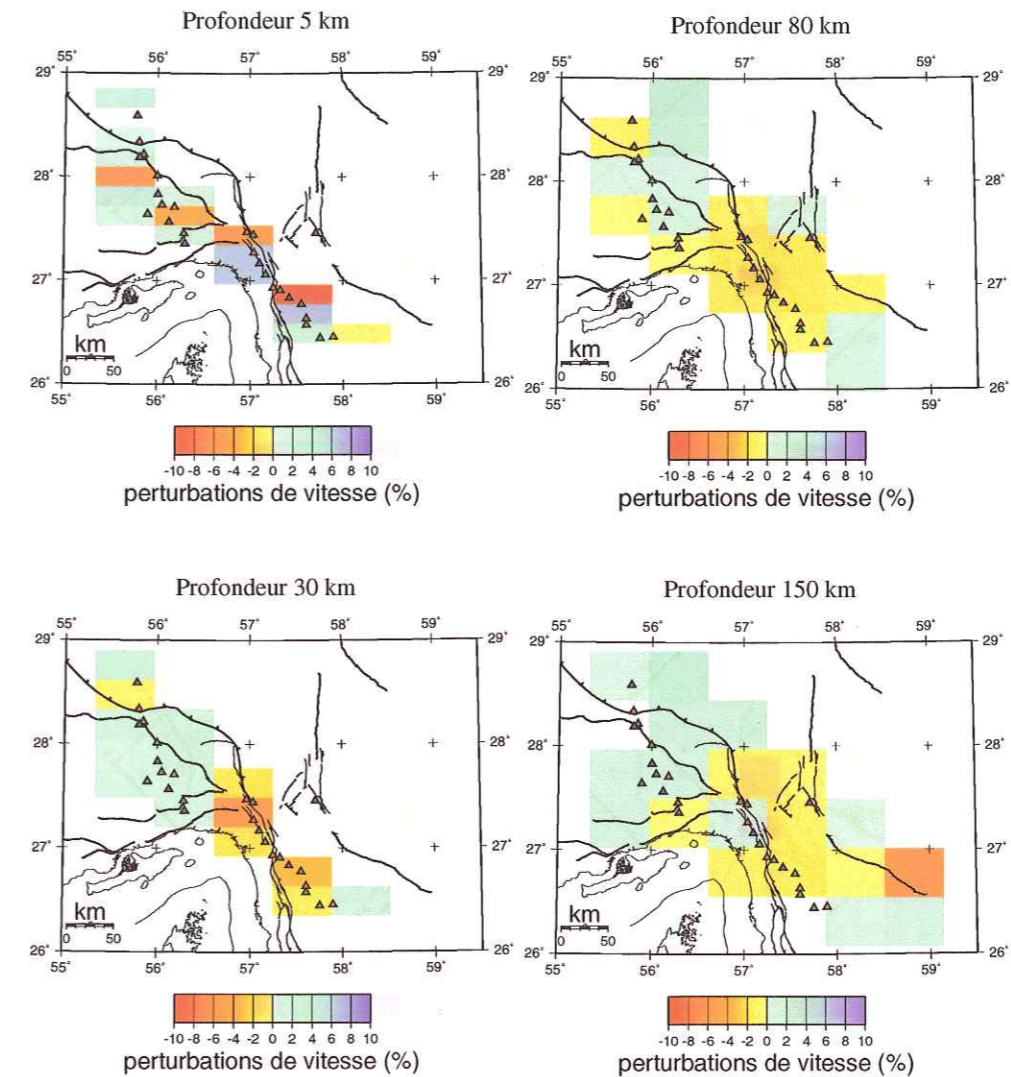


FIG. 4.8 – Résultats de l'inversion tomographique (ondes P) par méthode ACH pour chacune de 4 couches du modèle obtenus par le programme THREDDLS (Ellsworth, 1977). L'orientation du modèle est NS.

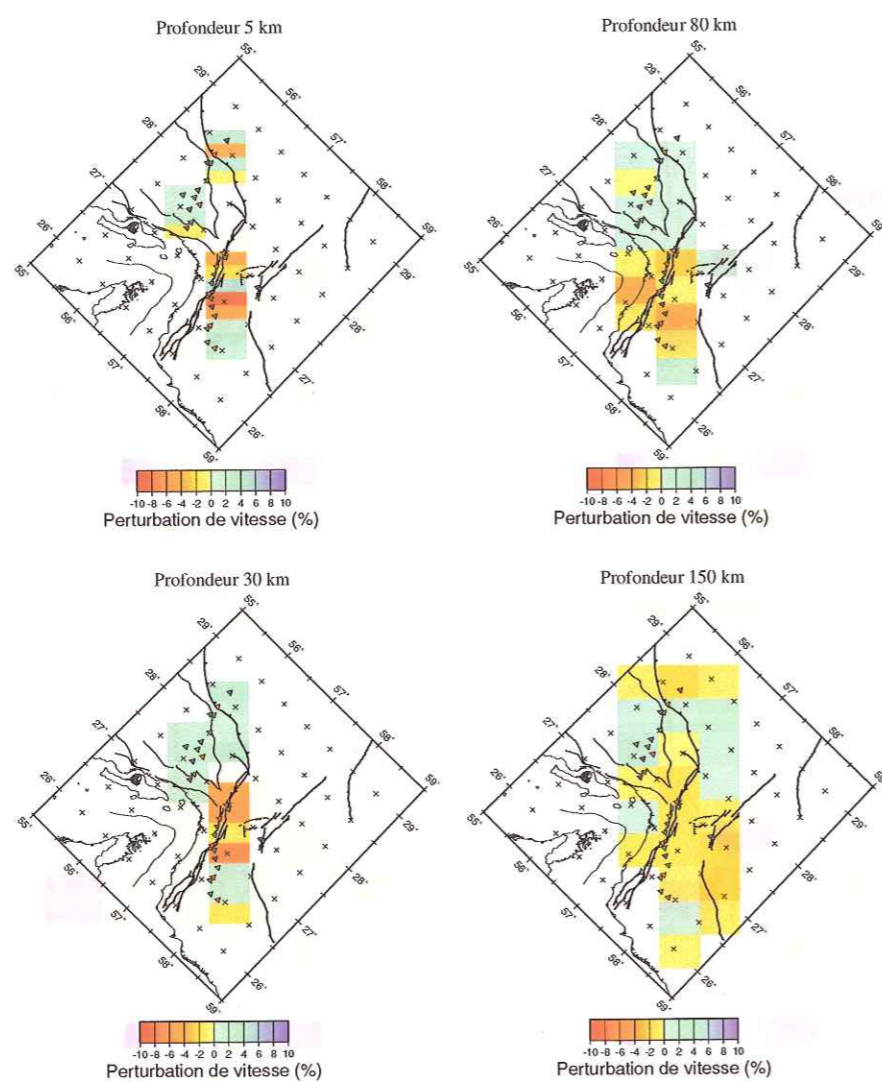


FIG. 4.9 – Résultats de l'inversion tomographique (ondes P) par méthode ACH pour chacune de 4 couches du modèle obtenus par le programme THREDDLS (Ellsworth, 1977). L'orientation du modèle est $N45^{\circ}W$.

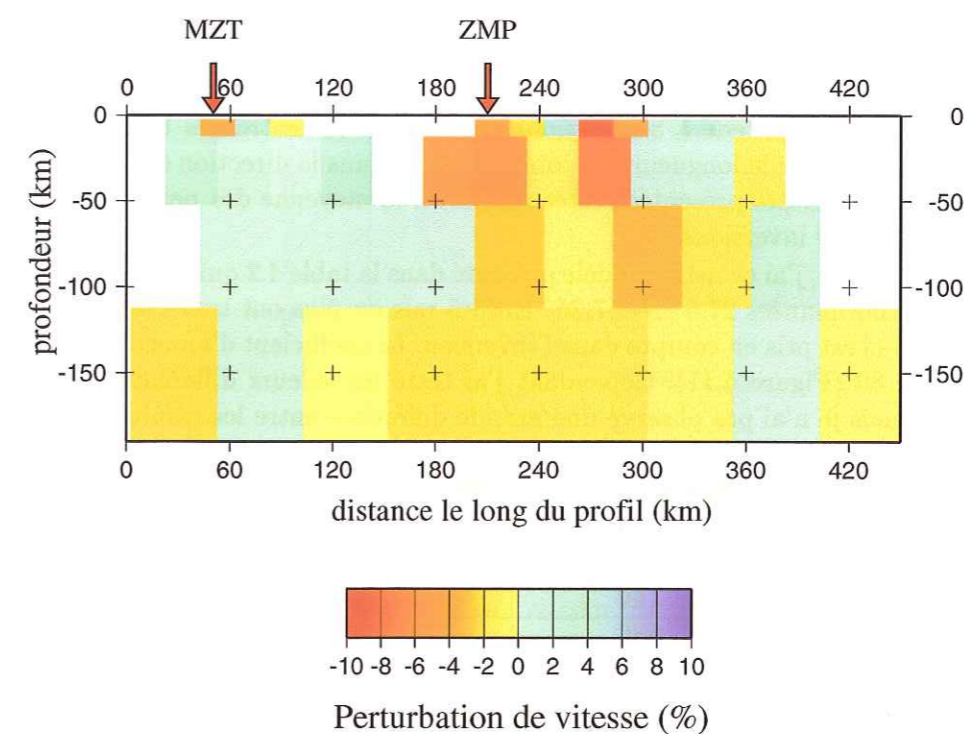


FIG. 4.10 – Coupe verticale le long du profil obtenue dans le modèle de vitesse obtenu par le programme THREDDLS (Ellsworth, 1977). L'orientation du modèle est $N45^{\circ}W$. MZT: Main Zagros Thrust; ZMP: Zendan-Minab-Palami Fault.

Les images obtenues par inversion des données pour une profondeur correspondant au milieu de chaque couche sont représentées sur la figure 4.8. Les figures 4.9 et 4.10 montrent les images obtenues par inversion des données avec le même modèle initial qui tourné de $45^{\circ}W$. Au total nous avons fait 50 tests et trouvé que la majorité des blocs situés au voisinage de la faille du Zendan-Minab est associée à une anomalie négative et la majorité des blocs situés dans le Zagros est associée à une anomalie positive.

4.2.9 Technique du décalage-moyennage

Dans une deuxième étape on a utilisé le programme d'inversion écrit par Judenherc (2000) utilisant les modifications de la version initiale de la méthode ACH apportées par Evans et Achauer (1993).

Dans ce programme nous utilisons comme première couche du modèle, un cône associé à chaque station pour mieux prendre en compte la géométrie des rais près de la surface (Evans et Achauer, 1993). Cette géométrie permet de concentrer les

effets liés aux structures superficielles hétérogènes dans les cônes de la première couche du modèle qui est inversé. Ce programme utilise aussi la technique dite du 'décalage-moyennage' qui améliore l'effet des limites choisies pour les blocs. Pour chaque couche, on procède à 8 inversions en décalant le centre des blocs d'une fraction 1/3 et 2/3 de la longueur des côtés des blocs dans la direction est-ouest et nord-sud. Les résultats présentés correspondent à la moyenne des perturbations obtenues par les 9 inversions.

Dans notre cas, j'ai choisi le modèle présenté dans la table 4.2 qui est centré sur le point de coordonnées 27.5° N- 57.25° E. Si 5 rais ou plus ont traversé un bloc donné, celui-ci est pris en compte dans l'inversion. Le coefficient d'amortissement a été fixé à 80 (Figure 4.11). Cependant j'ai testé les valeurs différentes de ce coefficient mais je n'ai pas observé une grande différence entre les résultats.

N° de la couche	Epaisseur (km)	Dimensions de blocs (km×km)
0	10	Cônes
1	40	30×30
2	60	40×40
3	80	50×50

TAB. 4.2 – Modèle utilisé pour l'inversion tomographique en ondes P.

La réduction de la variance des résidus après inversion est de 75%. L'inversion explique donc relativement bien ces résidus de manière similaire à précédemment (Figure 4.12). La valeur des termes diagonaux de la matrice de résolution est proche de 0.85 pour une grande partie de la région étudiée. Cette résolution est donc assez satisfaisante. L'erreur standard est proche de 0.3. D'autre part, nous avons effectué un grand nombre de tests en modifiant la géométrie du modèle. Le résultat obtenu avec ce programme vérifie le résultat obtenu par le programme THREEDDL5 mais il est plus stable.

L'augmentation du nombre de couches diminue la résolution mais ne change pas le résultat. Le résultat est indépendant de la vitesse dans les couches du modèle initial. Nos tests montrent que la majorité des anomalies sont situées dans la croûte. Nous avons diminué l'épaisseur totale du modèle et observé une augmentation du pourcentage de perturbation dans les couches donc la valeur des perturbations dépend de l'épaisseur du modèle initial.

4.2.10 Résultat de l'inversion tomographique

Les images obtenues par inversion des données pour chaque couche sont représentées dans les figures 4.13 et 4.14. On y représente les perturbations de vitesse par rapport à un modèle de vitesse de référence (table 4.2). Par exemple, une croûte moins épaisse peut donner un bloc plus rapide.

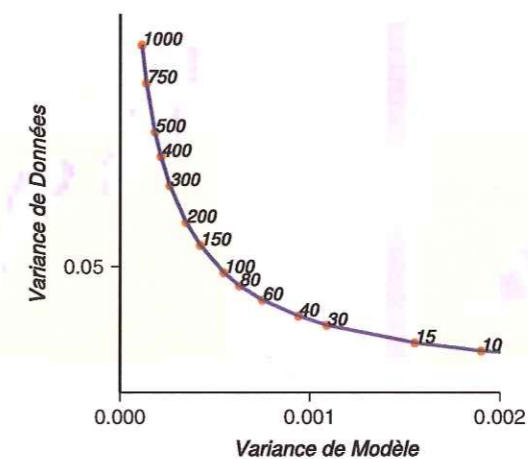


FIG. 4.11 – Influence du coefficient d'amortissement sur le couplage variance des données-variance du modèle. Les valeurs d'amortissement sont indiquées à chaque point.

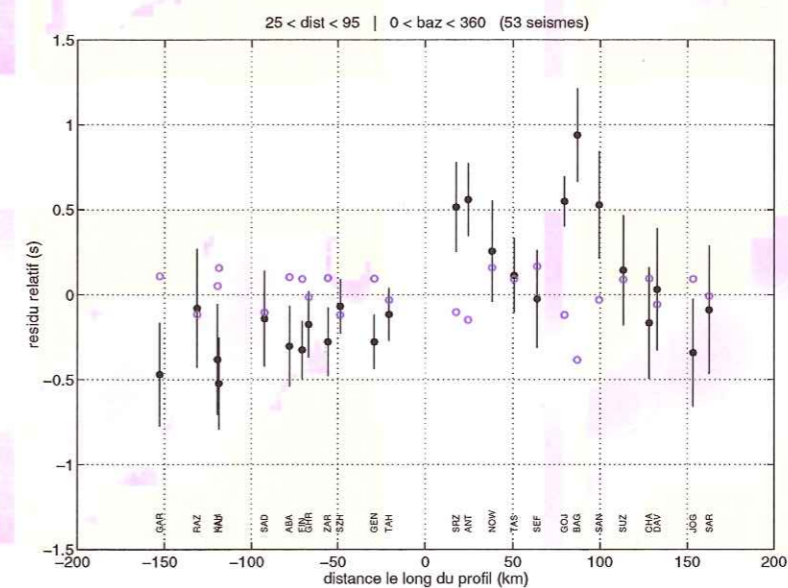


FIG. 4.12 – Les résidus moyens des stations avant (cercles noirs) et après (cercles vides) inversion.

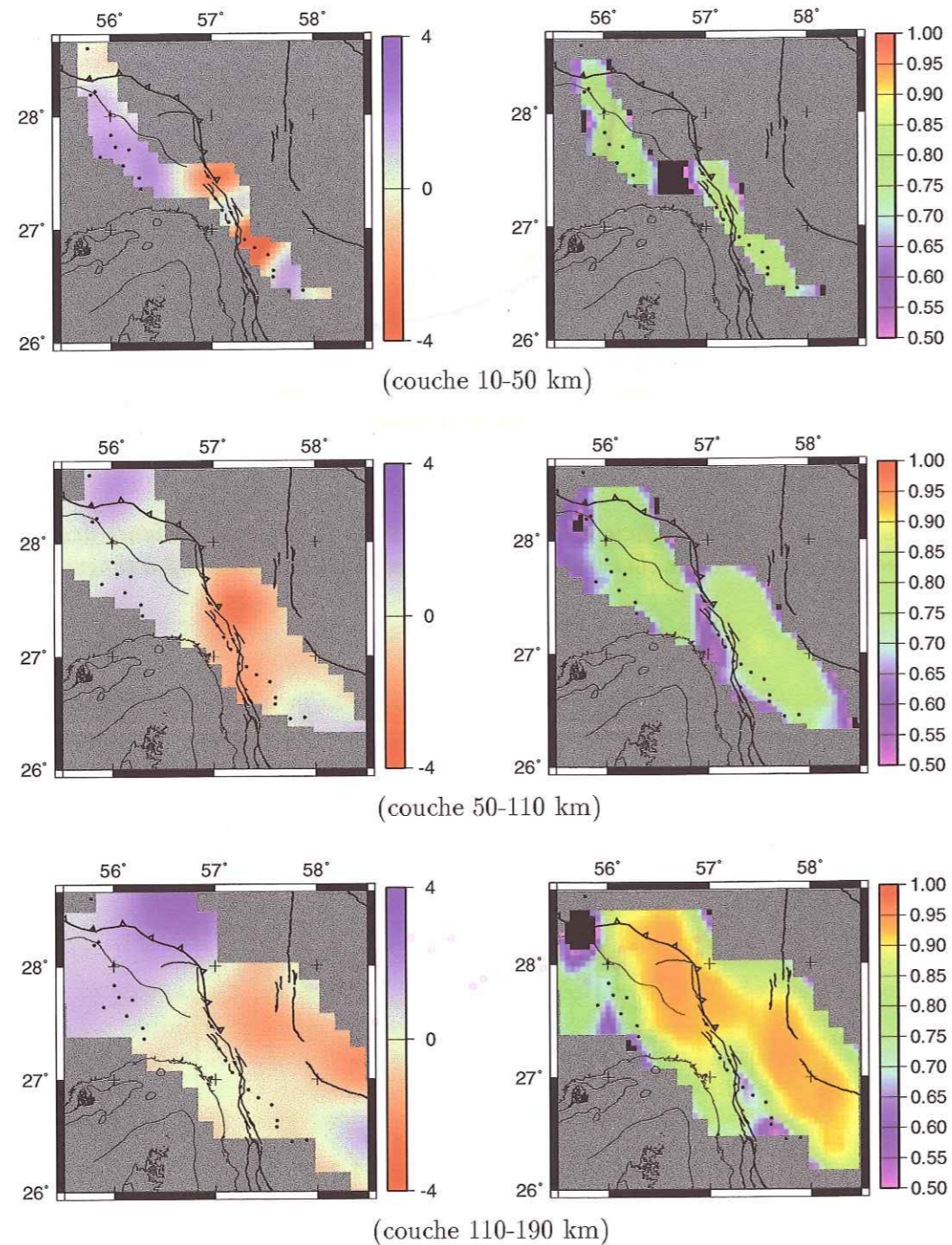


FIG. 4.13 – Résultats de l'inversion tomographique des résidus de temps de trajet (ondes P) par méthode ACH utilisant la technique du décalage-moyennage pour chacune des 3 couches du modèle: 10-50 km, 50-110 km et 110-190 km. Les valeurs des termes diagonaux pour chaque couche est montré à la droite de chaque image.

Les perturbations les plus importantes affectent la première couche du modèle située sous les stations de SRZ, de ANT, de BAG, de GOJ et de SAN. Dans cette couche (10 à 50 km), deux anomalies lentes sont bien corrélées avec la trace en surface de la faille de Zendan-Minab. Chaque fois que les stations sont situées à l'ouest de l'accident nous avons un résidu relatif négatif, ce qui suggère une anomalie superficielle. Nous remarquons aussi l'existence d'une anomalie lente dans la croûte au voisinage du MZT.

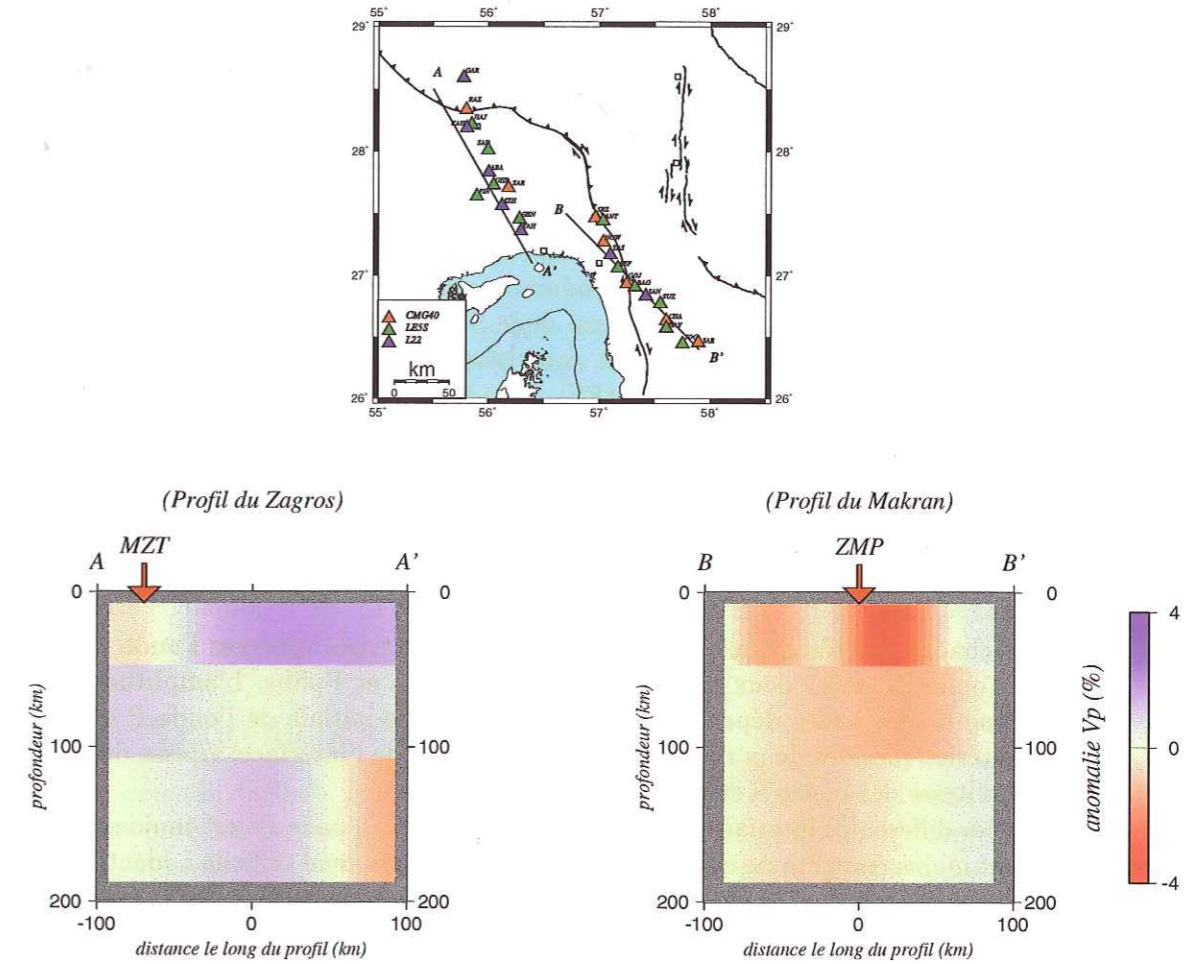


FIG. 4.14 – Coupe verticale dans le modèle de vitesse obtenu par la méthode ACH le long de profil du Zagros (AA') et du Makran (BB'). Les principales failles sont indiquées: MZT: Main Zagros Thrust; ZMP: Zendan-Minab-Palami Fault.

Les couches du manteau supérieur présentent une transition de une vitesse lente au Makran occidental à une vitesse rapide au Zagros oriental à proximité

de la faille de Zendan-Minab (Figure 4.13 et 4.14).

4.3 Fonction de transfert télésismique

4.3.1 Principe des fonctions récepteur

La croûte se caractérise par des roches à faible densité et riches en silicates à l'inverse du manteau, constitué par des roches à haute densité et riches en olivine. Cette différence de densité et de composition chimique est à l'origine d'un important contraste de vitesse, en moyenne égal à 1 km/s pour les ondes P (Rudnick, 1995). De ce fait, l'interface séparant la croûte et le manteau, le Moho, est une discontinuité majeure. La méthode des fonctions récepteurs permet d'extraire des sismogrammes, les ondes P converties en S aux différentes discontinuités sismiques (Figure 4.15).

Lorsqu'une onde P incidente rencontre une interface plane entre deux milieux isotropes d'impédance différente, elle produit une onde P transmise, une onde Sv transmise, une onde P réfléchie, et une onde Sv réfléchie. Sans tenir compte des réflexions multiples, les seules ondes enregistrées sont donc l'onde P directe et l'onde P convertie en une onde Sv (PS). L'onde Sv est, pour des incidences télésismiques, essentiellement visible sur la composante radiale. A ces deux types d'ondes, il faut ajouter l'ensemble des réflexions/conversions multiples se produisant à l'intérieur de chaque couche ainsi qu'à la surface libre. La surface libre engendre des réflexions multiples d'amplitude significative. En pratique, toutes les réflexions multiples internes aux couches (hormis à la surface libre) sont négligeables.

Pour chaque interface nous ne retenons donc que 4 types d'ondes: l'onde P directe, l'onde Ps et les deux premiers multiples PpPhs et PpShs. L'amplitude de chacune de ces ondes dépend à la fois de l'incidence initiale de l'onde P et des caractéristiques des deux milieux de part et d'autre de l'interface: vitesse des ondes P, vitesse des ondes S et densité.

Pour les différentes interfaces rencontrées dans la terre, l'onde Ps est toujours nettement moins énergétique que l'onde P directe, ce qui la rend difficile à identifier sur les sismogrammes bruts. Pour les isoler on peut sommer différentes traces. Pour rendre comparable l'ensemble des traces, il faut s'affranchir de la fonction source. Langston (1979) propose d'utiliser comme approximation de la fonction source le signal sismique enregistré sur la composante verticale du sismomètre.

En effet, pour les incidences télésismiques (angle d'incidence de l'onde P $\leq 40^\circ$), l'essentiel de l'onde P est enregistré sur la composante verticale, alors que les ondes converties en S sont essentiellement visibles sur les composantes horizontales. Cependant, il est important de noter que le signal vertical n'est pas uniquement constitué par l'onde P générée à la source, mais également par l'ensemble des réflexions se terminant en P générées sous la station. La réponse

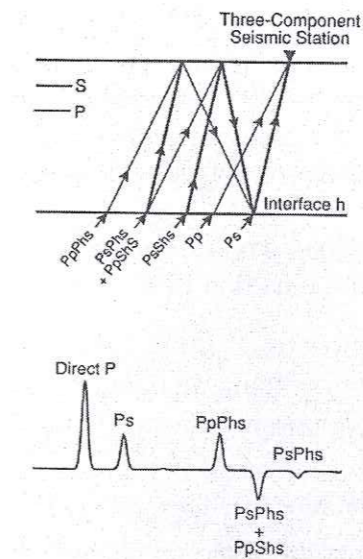


FIG. 4.15 – En haut, diagramme de ray simplifié montrant les phases converties importantes (de P à S) pour une couche située au-dessus d'un demi-espace. En bas, forme de la fonction récepteur radiale correspondante (Ammon, 1991).

impulsionnelle de la structure peut donc être déterminée par la déconvolution des traces horizontales par la trace verticale.

Les trois méthodes principales de déconvolution sont: la déconvolution en domaine spectral (Langston, 1979; Ammon, 1991); la déconvolution en domaine temporel (Gurrola et al., 1995); et la déconvolution itérative en domaine temporel (Ligorria et Ammon, 1999).

4.3.2 Traitement des données

Les séismes utilisés pour l'étude des fonctions récepteur sont ceux dont la distance épacentrale est supérieure à 15° et dont magnitude est supérieure à 4.5 (cf. annexe B.1). L'utilisation d'un seuil si bas a été rendue possible par l'utilisation de la méthode de déconvolution itérative en domaine temporel. La procédure choisie a été la suivante:

a) Pour chaque événement extrait nous avons appliqué une rotation des composantes pour obtenir les composantes Radiale-Transverse, en utilisant le back-azimut théorique de l'événement. Puis chaque composante a été filtrée avec un filtre de Butterworth d'ordre 4 entre les fréquences 0.05 Hz et 0.8 Hz. La fréquence de coupure basse est choisie en fonction de l'existence de bruit microsismique généré par le Golfe d'Oman.

b) Pour chaque trace, nous extrayons une fenêtre autour de l'arrivée de l'onde P pointée. Nous avons choisi de démarrer l'enregistrement 10 s avant l'arrivée de

l'onde P et de l'arrêter 50 s après. Ceci permet d'englober à la fois les conversions PS directes sur le Moho et les multiples du type PpS et PsS.

c) Enfin, le calcul des fonctions récepteurs a été réalisé par déconvolution itérative en domaine temporel en 30 étapes (Ligorria et Ammon, 1999). Cette procédure permet d'expliquer généralement la majorité du signal de la composante radiale.

En notant $Z_{obs}(t)$ et $R_{obs}(t)$ les traces verticale et radiale observées et en posant $R_{i=1}(t) = R_{obs}(t)$, chaque itération i ($i \geq 1$) se décompose en 5 étapes:

- Calcul de l'intercorrélacion entre $Z_{obs}(t)$ et $R_i(t)$. L'intercorrélogramme obtenu est normalisé par le maximum de l'autocorrélacion de $Z_{obs}(t)$.
- Recherche de la position en temps (t_i) et de l'amplitude (a_i) de l'extremum de l'intercorrélogramme.
- Ajout d'un dirac d'amplitude a_i au temps t_i sur la fonction récepteur.
- Calcul de la trace radiale résiduelle:

$$R_{i+1} = R_i(t) - a_i \delta(t - t_i) * Z_{obs}(t)$$

(le signe * indique un produit de convolution).

- Retour à l'étape n° 1. La fonction récepteur est donc constituée par la somme des diracs obtenus à chaque itération:

$$\delta_R(t) = \sum_{i=1}^N a_i \delta(t - t_i)$$

- la suite des diracs obtenus sont convolués par une gaussienne de demi-largeur égale à 0.4 s.

4.3.3 Sélection des données

Le maximum de la fonction récepteur doit se situer dans la première seconde du signal car l'onde directe, dont le temps d'arrivée est référencé à 0, est en théorie l'arrivée la plus énergétique. Mais parfois, la présence d'un bassin sédimentaire présentant une vitesse d'onde P très faible peut rendre la conversion PS à la base de ce bassin plus énergétique que l'onde P.

Aussi, dans le cas de la croûte, seules quelques interfaces peuvent produire des conversions PS et PpS d'amplitude élevée. Une fois ces conversions déterminées, l'énergie résiduelle de la composante radiale doit être faible, et les diracs rajoutés de petite amplitude. Nous rejetons les traces présentant un bruit trop important qui auraient tendance à diminuer l'amplitude maximale de l'intercorrélacion entre la trace verticale et la trace radiale.

Une fonction récepteur présentant un grand nombre de pics d'amplitude équivalente et répartis sur toute la longueur, est due à une signal bruité à l'origine où la forme d'onde P n'est pas facilement identifiable.

Dans le cas où l'interface est horizontale et les milieux isotropes, aucune onde SH n'est générée lors de la conversion d'onde P incidente. Lorsque le rapport signal/bruit est grand, trois phénomènes peuvent expliquer la présence d'une énergie d'amplitude significative sur la composante transverse: la diffraction, le pendage d'une interface ou l'anisotropie (Vergne, 2002).

Considérant les critères expliqués au-dessus, sur les 74 événements enregistrés, 55 ont permis le calcul d'au moins une fonction récepteur. Le nombre total de fonctions récepteurs obtenu est de 222.

4.3.4 Etudes des fonctions récepteurs

L'ensemble des fonctions récepteurs radiales et transverses obtenues pour les stations du profil Minab est présenté, en fonction du back-azimuth dans l'annexe B.2. Les fonctions récepteurs moyennes obtenues pour les back-azimuth bien couverts sont plus lisses car la sommation détruit les pics non cohérents. Cette sommation engendre également des amplitudes moins importantes notamment liées au fait que les phases PS et PpS présentent de légères variations du temps d'arrivée en fonction de la distance épacentrale.

Les figures 4.16 et 4.17 présentent une sélection des 222 traces radiales retenues représentées en fonction de la position du point d'impact théorique au Moho des rais associés. Les résultats sont représentés sous forme d'une coupe, où les données sont projetées le long du profil. Chaque trace est placée sur la position théorique du point de conversion à une Moho situé à une profondeur de 45 km dans un modèle simple de croûte.

Cette première image montre une conversion PS continu ≈ 4 s sous les stations de SAR, JOG, DAV, CHA et SUZ et ≈ 6 s sous les stations de DAV, CHA et SUZ au Makran. On voit une conversion entre 2 et 3 s pour les stations à proximité de la faille de Zendan-Minab (NOW, ANT, SRZ, TAS, SEF). Pour ces stations nous voyons aussi les conversions variant de ≈ 5 s à ≈ 7 s. Pour les stations dans le Zagros il est difficile que reconnaître une conversion PS pour l'ensemble des stations. Par exemple nous avons deux conversions PS pour la station GEN à ≈ 7 s et ≈ 3.5 s, une conversion PS pour la station ZAR à 5.5 s et une conversion PS à ≈ 7.5 s pour la station SAD.

A partir de l'ensemble des fonctions récepteur, on peut définir 3 régions présentant des signatures différentes qui coïncident avec les différents ensembles tectoniques traversés. Nous présentons les fonctions récepteurs moyennes obtenues pour chaque station en sommant l'ensemble des traces individuelles retenues. Cette sommation permet de faire ressortir la signature moyenne sous chaque station.

La région du Makran occidental: Dans cette région, deux stations de SAR et de CHA montrent un pic à ≈ 4.5 s et ≈ 5 s respectivement (Figure 4.18). Ce pic est visible pour les stations JOG, DAV et SUZ à ≈ 4 s mais il y a autre pic à ≈ 6 s pour les stations JOG et SUZ dont l'amplitude est comparable au premier

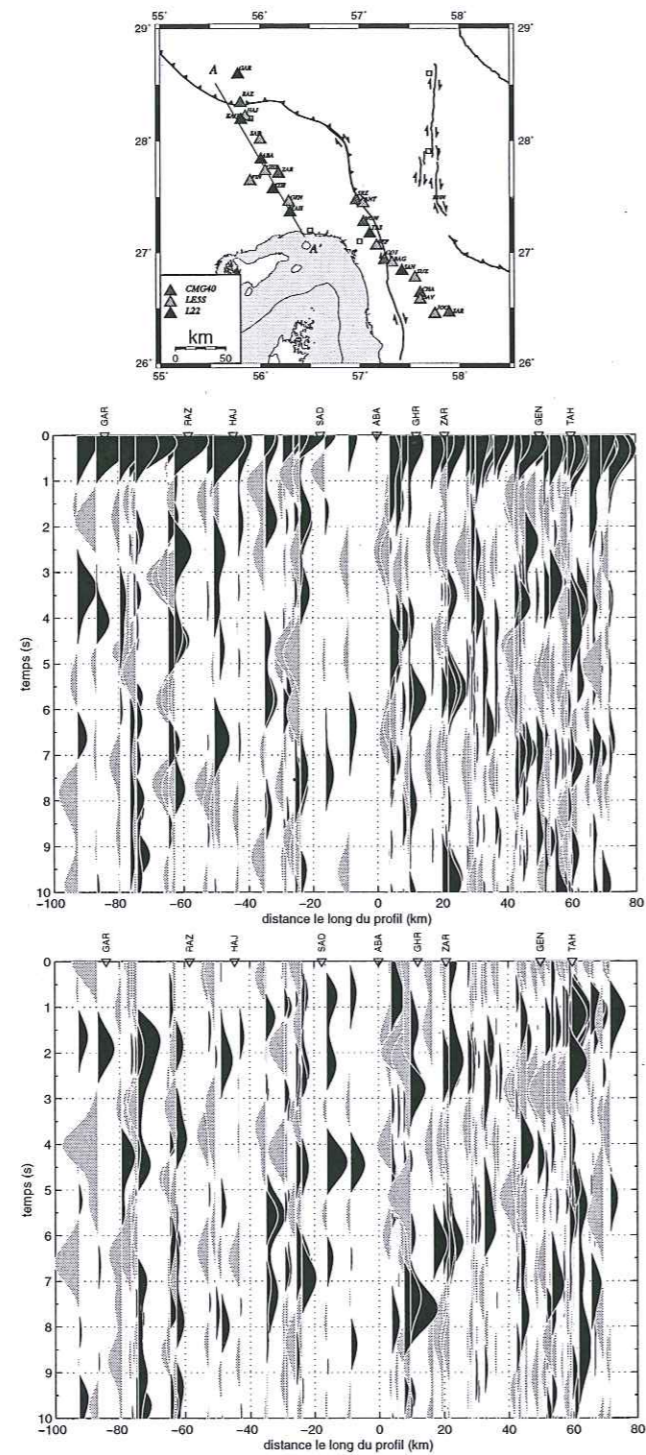


FIG. 4.16 - Localisation des stations, et représentation des fonctions récepteur radiales et transverses le long de profil du Zagros (AA') en fonction de la distance de leur point d'impact au Moho par rapport au centre du réseau. Les traces sont filtrées entre 0.05 et 0.8 Hz.

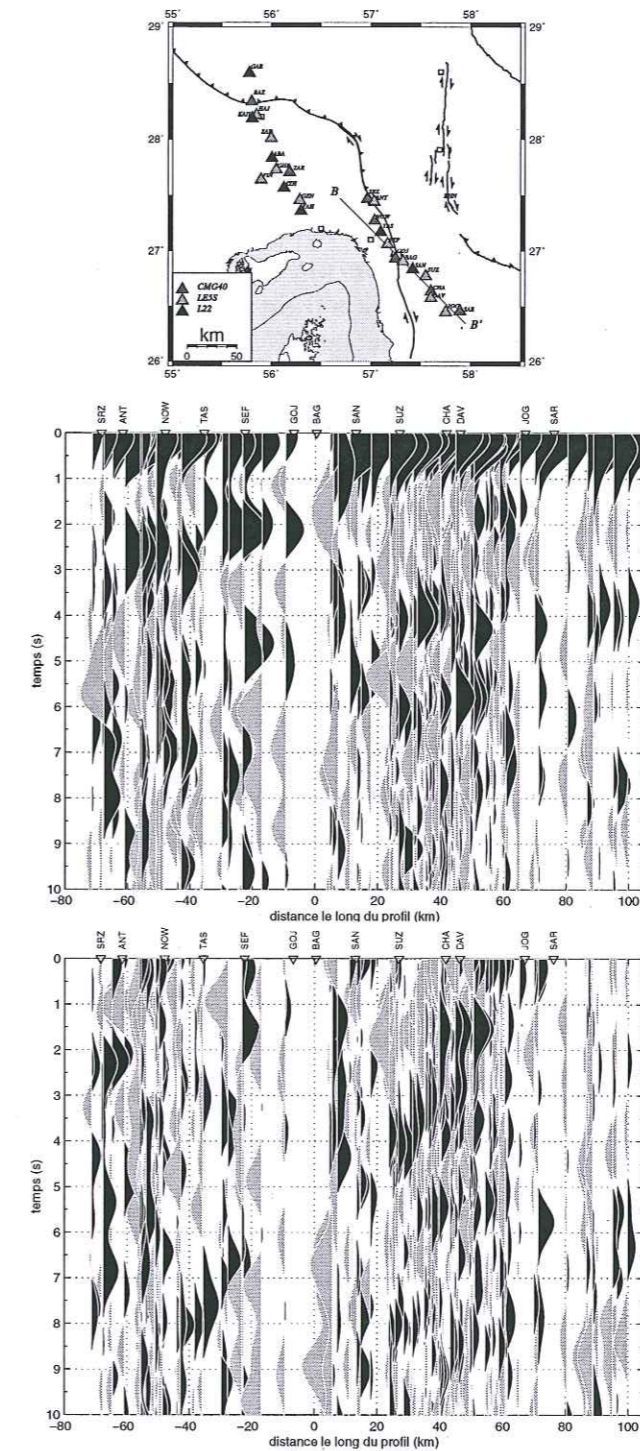


FIG. 4.17 - Localisation des stations, et représentation des fonctions récepteur radiales et transverses le long de profil du Makran (BB') en fonction de la distance de leur point d'impact au Moho par rapport au centre du réseau. Les traces sont filtrées entre 0.05 et 0.8 Hz.

pic.

La région de la faille du Zendan-Minab-Palami: Les fonctions récepteur radiales des stations situées autour de la faille du Zendan-Minab ont très peu d'énergie pour l'onde P directe. L'ensemble des stations de SEF, NOW, ANT, SRZ et aussi la station courte période TAS montre des conversions importantes dans les 3 premières secondes du signal sur la composante radiale (Figure 4.19). Les stations de BAG et GOJ montrent un pic à ≈ 3 s. Ce pic est visible aussi pour la station courte période de SAN mais il est mélangé au pic suivant à ≈ 5 s. Pour la station de GOJ le premier pic est décalé par rapport au temps 0 et correspond à l'onde PS convertie à la base d'un bassin.

Pour les stations de NOW, SEF et TAS il y a un autre pic à ≈ 5 s et pour les stations de SRZ et ANT autre pic est visible à ≈ 7 s.

La région du Zagros Oriental: Les variations importantes de la forme des fonctions récepteurs entre des stations séparées de ≈ 15 km confirment l'hétérogénéité de la croûte dans cette région (Figure 4.20). La station GEN montre un pic à ≈ 7 s (comme les stations de ANT et SRZ au Makran) précédé par un autre pic d'amplitude inférieur à ≈ 3.5 s qui est également visible à la station courte période TAH. La majorité des fonctions récepteurs pour les stations situées dans cette partie du Zagros montre très peu d'énergie pour l'onde P directe.

Les stations de ZAR, GHR, RAZ, HAJ et ABA (courte période) montrent un pic entre ≈ 4.5 s et 5.5 s mais la station SAD montre un pic à ≈ 7.5 s.

Conclusion: Il semble que nous n'avons pas une structure simple sous le profil de Minab et les fonctions récepteur ne sont pas simples ce qui ne permet pas de choisir les converties PS au Moho avec certitude. En plus, le profil n'est pas perpendiculaire à la faille de Zendan-Minab-Palami. L'existence des plusieurs pics avec des amplitudes importantes sur la majorité des fonctions récepteur montre l'existence d'un bruit important sur les données.

Egalement on peut vérifier la qualité médiocre des données sur les fonctions récepteur transverses qui montrent une énergie importante. Nous n'avons pas une bonne couverture des téléseismes pour étudier le pendage d'une interface, la diffraction ou l'anisotropie crustale qui peuvent être à l'origine de l'énergie observée sur la composante transverse. Donc dans la région étudiée, les résultats obtenus par les fonctions récepteurs ne sont pas satisfaisants et ce n'est pas seulement à cause de la qualité des données. Il semble plus logique de l'attribuer à une structure complexe sous les stations.

Cependant, on remarque une conversion importante entre 2 et 3 secondes à proximité de la faille du Zendan-Minab-Palami et une conversion à 4 s sous le Makran qui suggère l'existence d'une interface de profondeur faible.

Un enregistrement de longue durée, une bonne couverture des séismes et un réseau de stations 2D peut probablement améliorer les résultats.

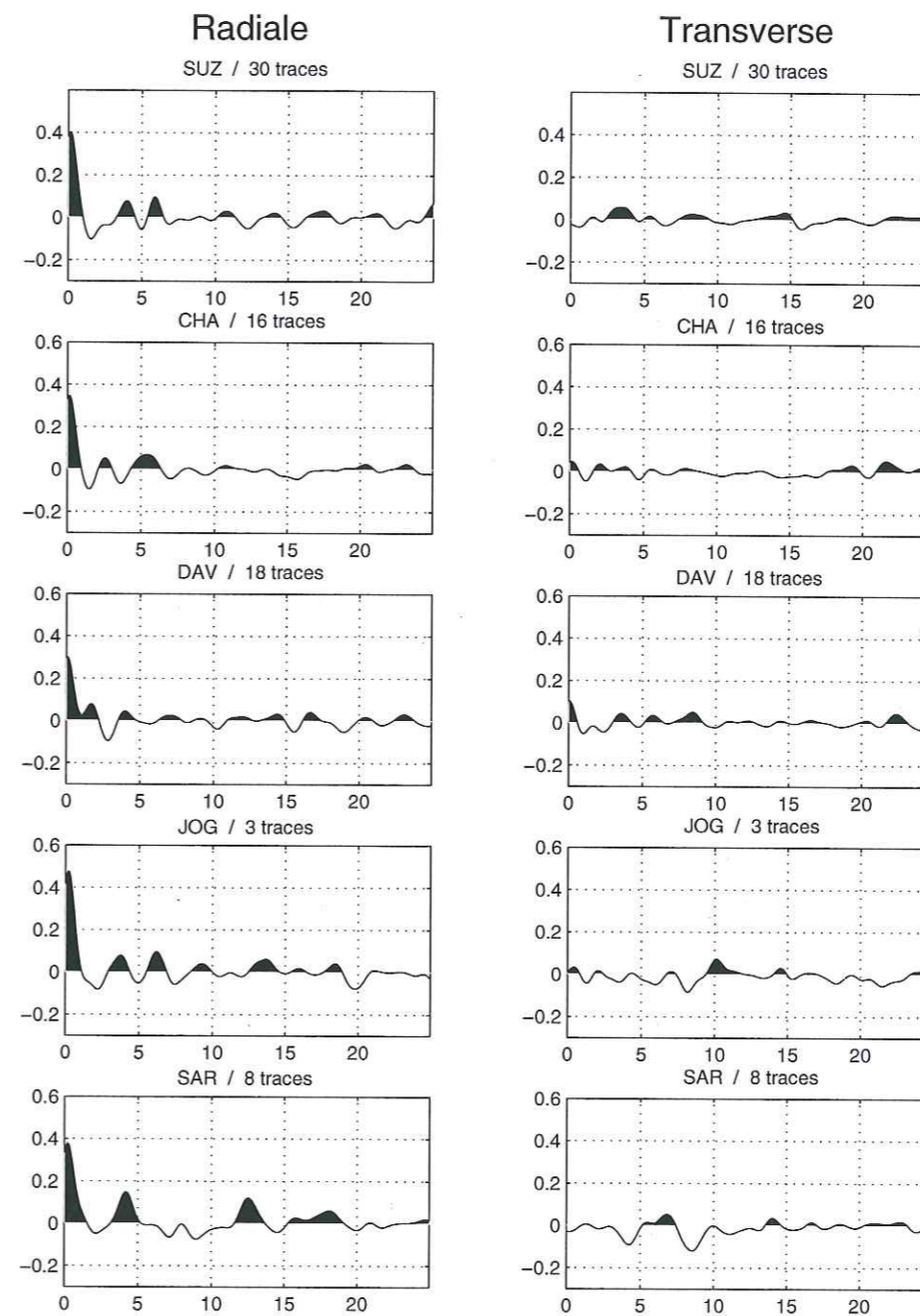


FIG. 4.18 – Fonctions récepteurs moyennes pour les stations situées dans le Makran occidental. Le nombre de fonctions récepteurs individuelles utilisées dans chaque sommation et le nom de la station sont indiqués en haut de chaque trace.

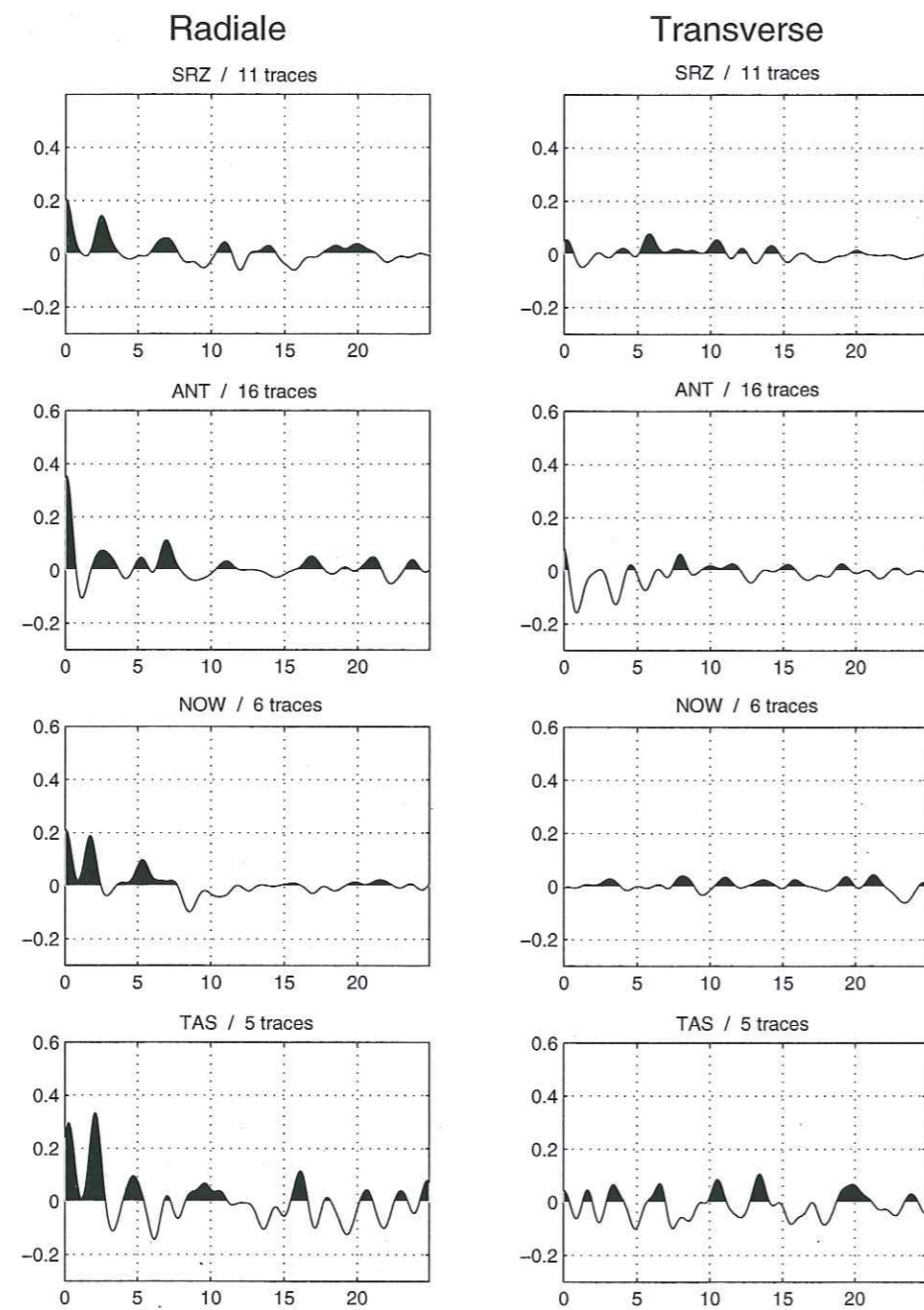


FIG. 4.19 – Fonctions récepteurs moyennes pour les stations situées au voisinage de la faille du Zendan-Minab-Palami. Le nombre de fonctions récepteurs individuelles utilisées dans chaque sommation et le nom de la station sont indiqués en haut de chaque trace.

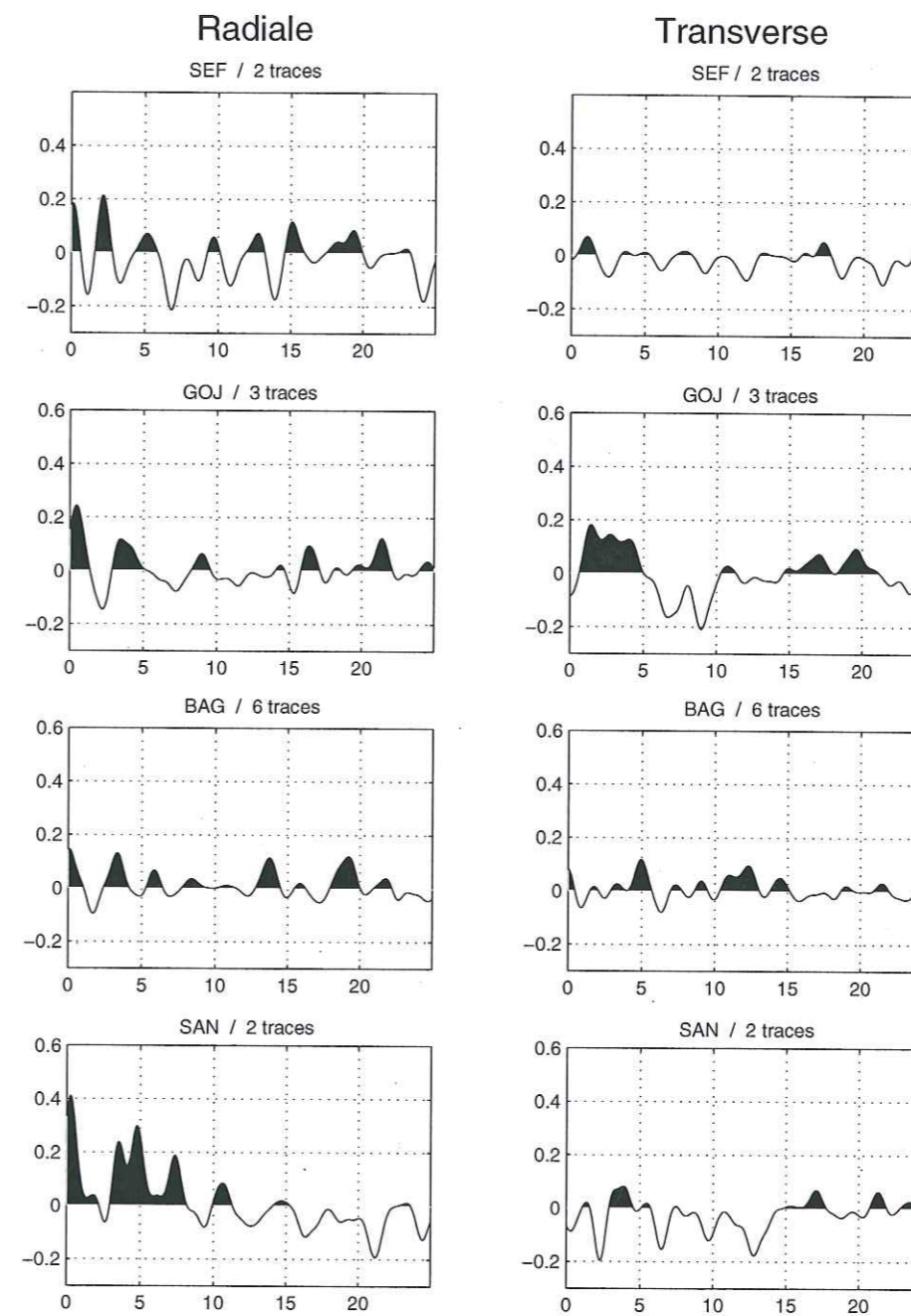


FIG. 4.19 – Suite de la figure 4.19.

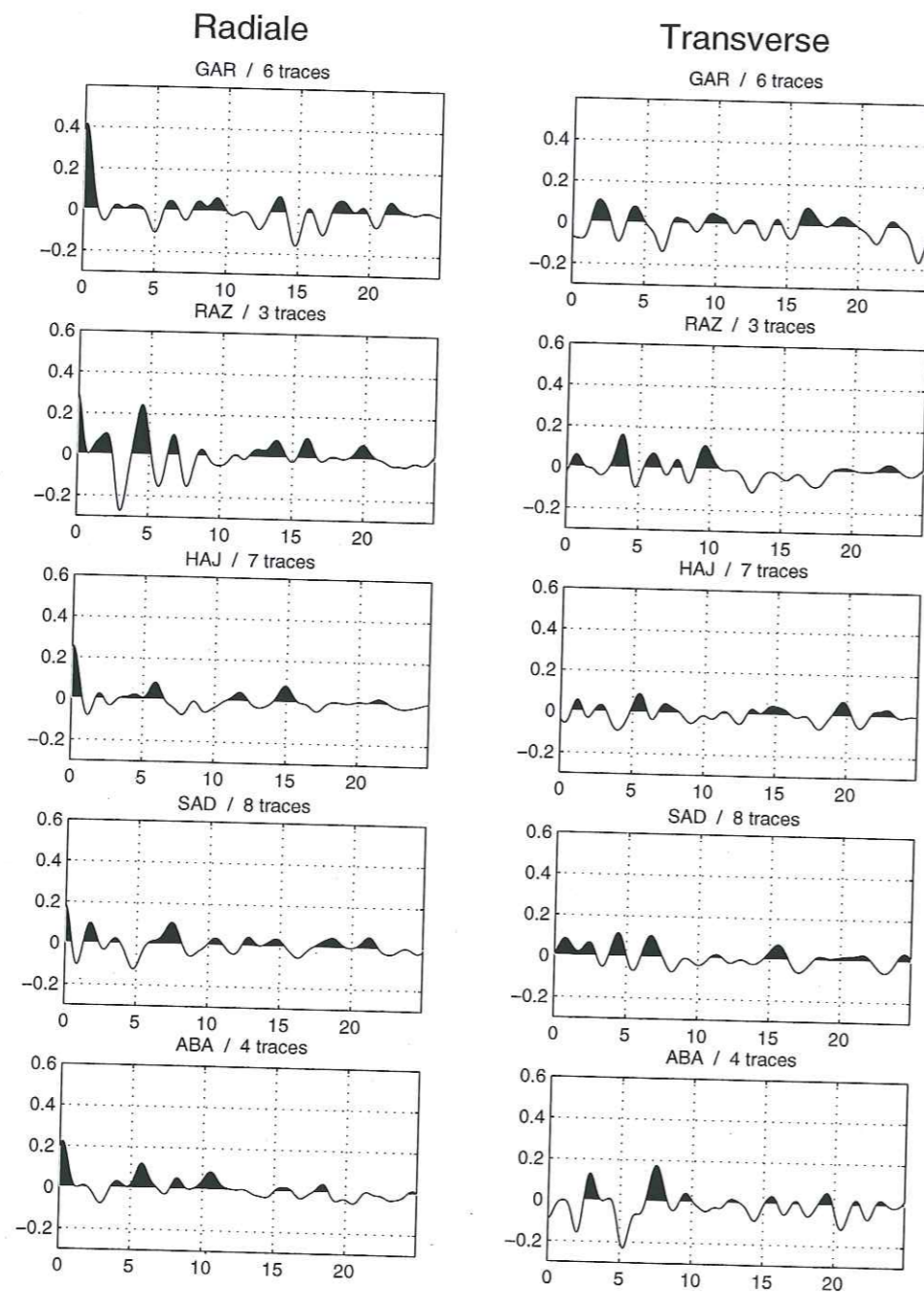


FIG. 4.20 - Fonctions récepteurs moyennes pour les stations situées dans le Zagros oriental. Le nombre de fonctions récepteurs individuelles utilisées dans chaque sommation et le nom de la station sont indiqués en haut de chaque trace.

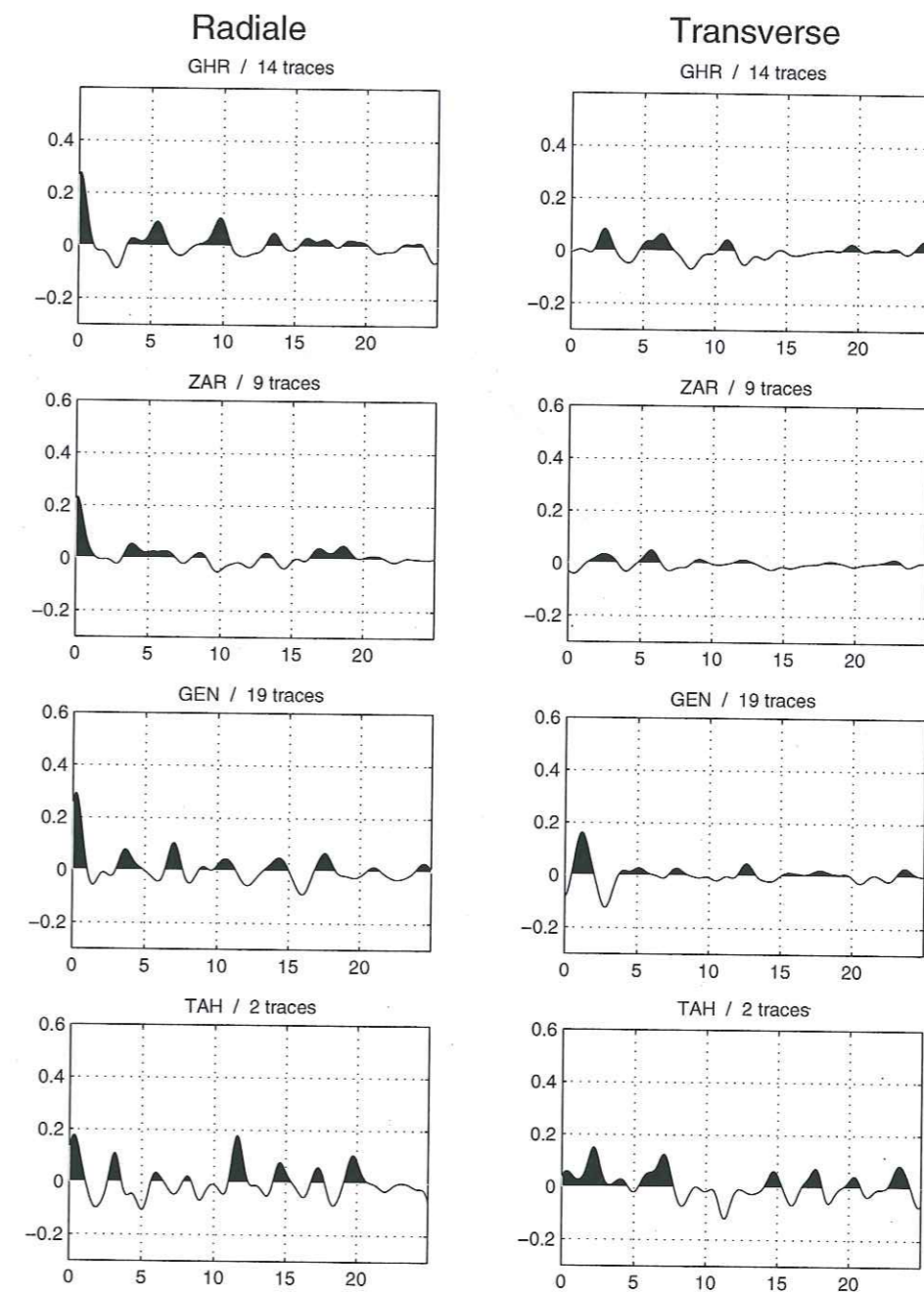


FIG. 4.20 - Suite de la figure 4.20.

4.3.5 L'image crustale à partir de la migration des fonctions récepteur

La migration est l'étape qui permet de trouver la position des interfaces en profondeur engendrant les conversions observées sur une fonction récepteur. La technique utilisée est celle du Common Conversion Point, ou CCP (Zhu, 2000). Le principe consiste à déposer la fonction récepteur le long de son rai rétropropagé dans un modèle de vitesse fixé 'local' ou 'moyen' comme IASP91 (Kennett et Engdahl, 1991). L'amplitude de chaque échantillon de la fonction récepteur contribue à la position correspondante sur le rai. Cette amplitude est fonction du contraste d'impédance au point considéré.

Le volume imagé est découpé en cellules dont les dimensions sont fonction de la longueur d'onde des signaux et de l'échantillonnage spatial des données. Dans notre étude nous avons utilisé une dimension horizontale de 5 km et une dimension verticale de 2 km. On affecte alors à chaque cellule la moyenne des amplitudes lues sur chaque portion de rai qui la traverse. La disposition des stations du profil nous permet de modéliser la structure crustale en 2 dimensions. Nous présenterons une coupe verticale à travers le volume 3D dans l'azimut moyen de réseau. Chaque cellule de la coupe correspond à la moyenne de l'ensemble des cellules disposées perpendiculairement à l'axe du profil.

A partir d'une certaine profondeur, dépendant de la distance inter-stations, les cellules sont traversées par des rais arrivant à différentes stations et dont les incidences et les back-azimuts différents. En moyennant en chaque point de la coupe les amplitudes des fonctions récepteurs individuelles, on s'affranchit donc en partie des effets qui peuvent modifier l'amplitude des conversions sur la trace radiale: diffraction, anisotropie, et pendage des interfaces. La migration permet d'atténuer la signature des multiples (PpS et PsS).

Par la suite, nous avons utilisé un lissage gaussien à 2-D. Pour garder une résolution verticale acceptable, la gaussienne utilisée est étirée suivant l'axe horizontal. Il est préférable de lisser l'image obtenue car l'utilisation de modèles simples pour le tracé de rai induit une incertitude sur la position des points de conversion.

De manière à replacer en profondeur les différentes interfaces qui génèrent les phases PS observées sur les fonctions récepteurs, nous avons migré l'ensemble des fonctions récepteur retenues pour le profil de Minab. Pour la migration des fonctions récepteur, nous avons utilisé le modèle de vitesse IASP91. Le résultat de la migration est présenté sur les figures 4.21 et 4.22.

Dans cette image on remarque que la croûte sous le profil 98 de Minab est très hétérogène. Pour replacer les interfaces à une profondeur précise, il est nécessaire de connaître les variations latérales du rapport V_p/V_s et de la vitesse des ondes P pour lequel nous n'avons aucune information.

L'observation de la coupe migrée confirme quelques unes des observations déjà effectuées à partir de l'étude des fonctions récepteurs individuelles. Deux

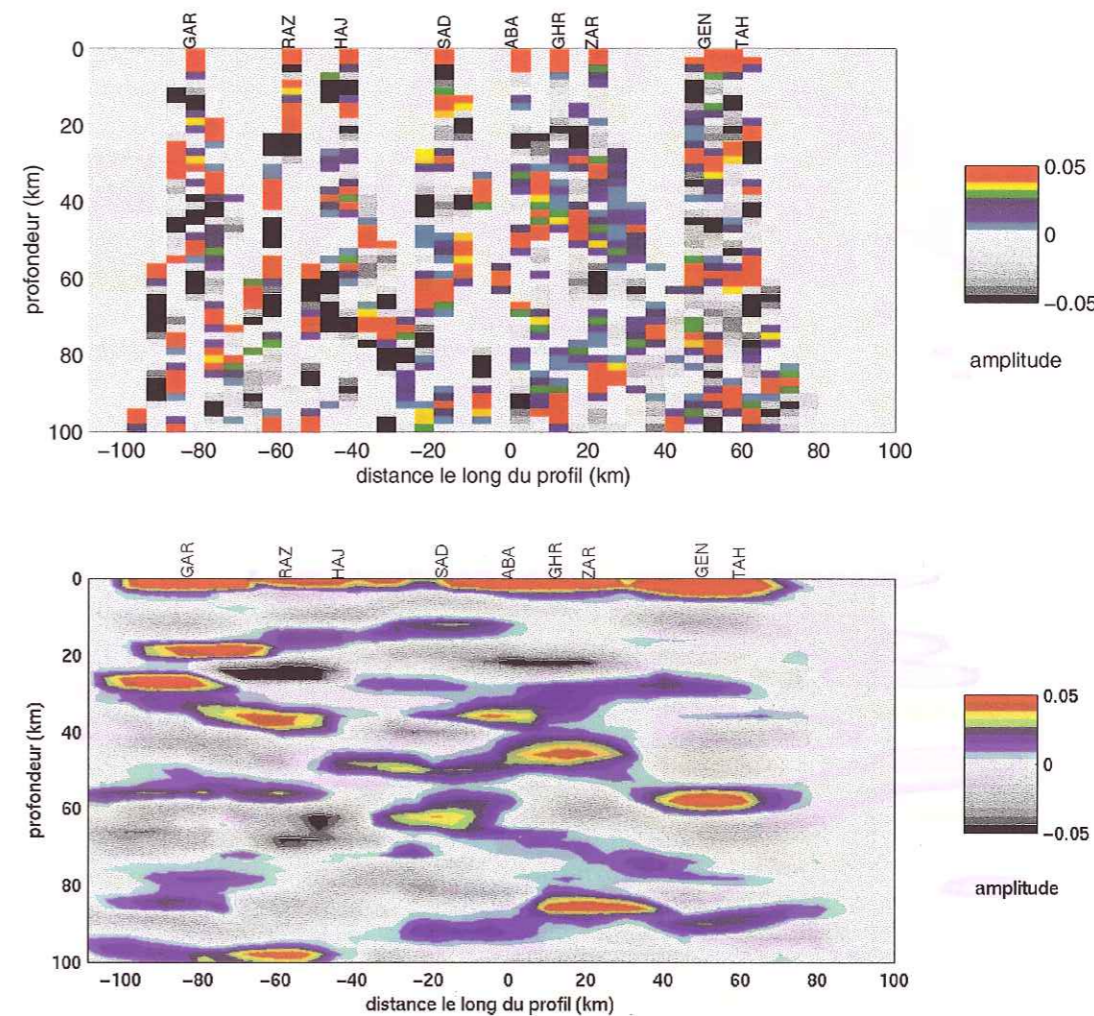


FIG. 4.21 – Coupe verticale de la croûte, le long de profil du Zagros obtenue par migration de fonctions récepteur dans le modèle IASPEI: sans lissage et après lissage. L'échelle de couleur est fonction de l'amplitude moyenne des conversions PS à chaque interface.

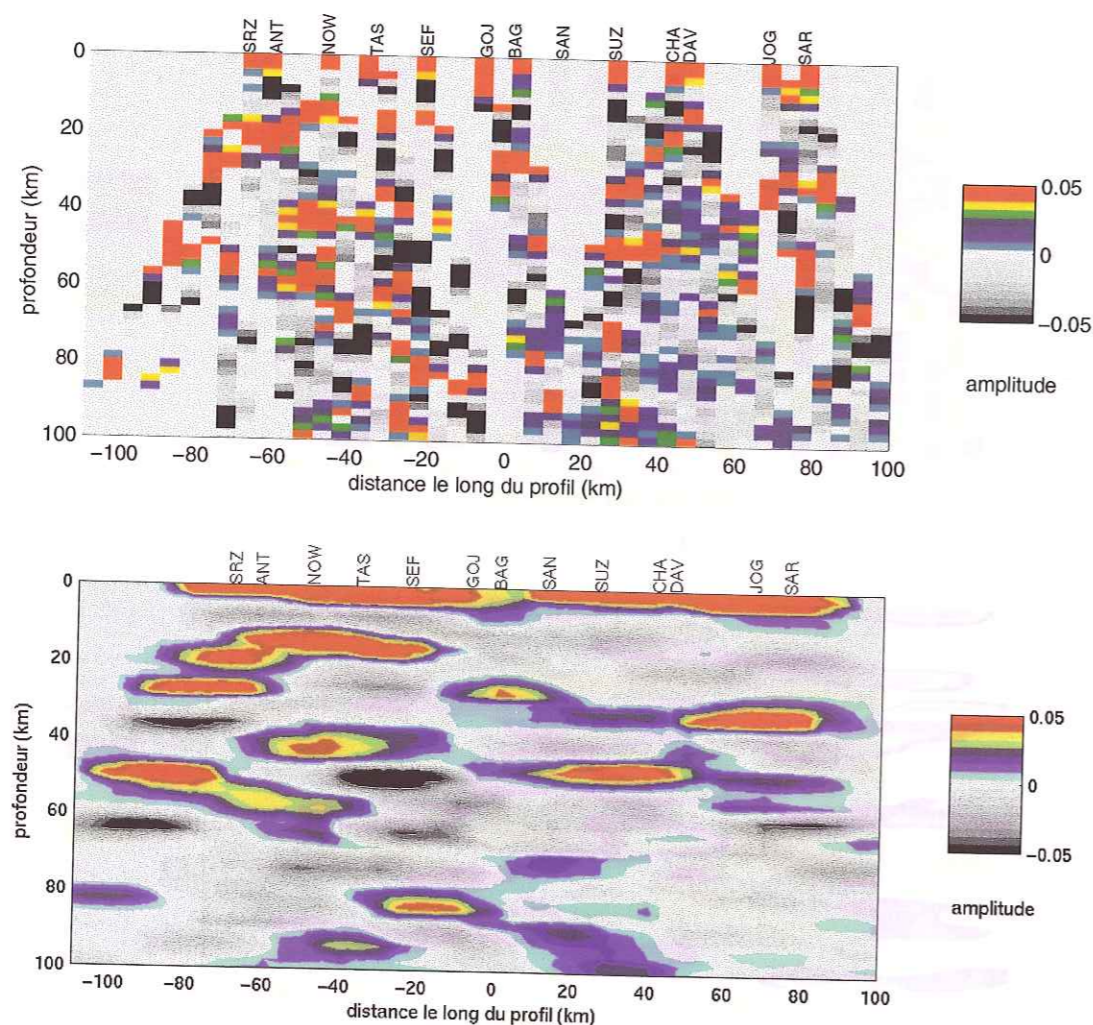


FIG. 4.22 – Coupe verticale de la croûte, le long de profil du Makran obtenue par migration de 222 récepteur dans le modèle IASPEI: sans lissage et après lissage. L'échelle de couleur est fonction de l'amplitude moyenne des conversions PS à chaque interface.

interfaces à des profondeurs ≈ 35 km et ≈ 50 km sont suggérées dans la région du Makran. La structure de la croûte située au niveau de la faille du Zendan-Minab est complexe et très hétérogène et différente de celle du Makran. Les seules conversions claires PS sont dans la croûte supérieure (≈ 15 -20 km).

Pour la partie du Zagros, nous avons une conversion sous la station GEN à ≈ 58 km et une autre conversion d'amplitude inférieure à ≈ 25 km. Vers le nord nous avons une conversion à ≈ 45 km sous les stations de ABA et GHR. Sous la station SAD on observe une conversion à ≈ 62 km. Sous la station RAZ à proximité du MZT, nous voyons une conversion à ≈ 35 km et une autre conversion d'amplitude inférieure à ≈ 55 km. Donc, on ne peut pas reconnaître le Moho pour cette partie du Zagros malgré la bonne direction du profil.

Généralement nous considérons comme le Moho l'interface situé entre 40 et 80 km de profondeur qui engendre les conversion PS les plus énergétiques et les plus continues d'une station à l'autre.

4.4 Tomographie des séismes locaux

La tomographie de séismes locaux utilise les temps de propagation des ondes de séismes proches enregistrés par un réseau dense de faible ouverture (quelques dizaines de kilomètres) et permet de modéliser les variations de vitesse dans la croûte avec une résolution qui dépend de la distance inter-stations, quelques kilomètres en général (Thurber, 1993). Dans ce type de tomographie, les foyers des séismes et les stations sont à l'intérieur du volume modélisé. Il est donc nécessaire de considérer les paramètres hypocentaux (localisation, temps origine) comme une partie des inconnues du problème.

Lors du contrôle du modèle de vitesse avec le programme de VELEST (Section, 3.3.1), nous avons trouvé une variation importante et progressive des résidus positifs à négatifs du SW au NE. Cette variation nous suggère une hétérogénéité dans la croûte et nous amène à utiliser le programme Simulps12 (Evans et al., 1994) pour connaître les variations de vitesse du milieu en 3D. En fait, cette méthode d'inversion et de relocalisation simultanée consiste à déterminer le modèle 3-D de vitesse qui minimise les résidus et à relocaliser les hypocentres à partir des temps d'arrivées des ondes P et S.

Nous avons utilisé les localisations générées par le programme de VELEST pour les 228 séismes sélectionnés ($n \geq 8$, $\text{gap} \leq 270^\circ$, $\text{rms} \leq 0.2$ s), considéré des corrections de stations nulles et choisi le modèle de vitesse obtenu au chapitre précédent par inversion 1D (Table 4.3) comme le modèle de vitesse initial. La dimension des blocs ont été choisie approximativement égale à la distance moyenne intra-stations de ≈ 10 km. Au total nous avons utilisé 3568 temps d'arrivée (2185 P et 1383 S-P). L'origine du modèle a été choisie au milieu du réseau local (27.5° N, 57.5° E). Nous avons choisi un amortissement de 100 pour l'onde P après examen de différentes valeurs (Figure 4.23)

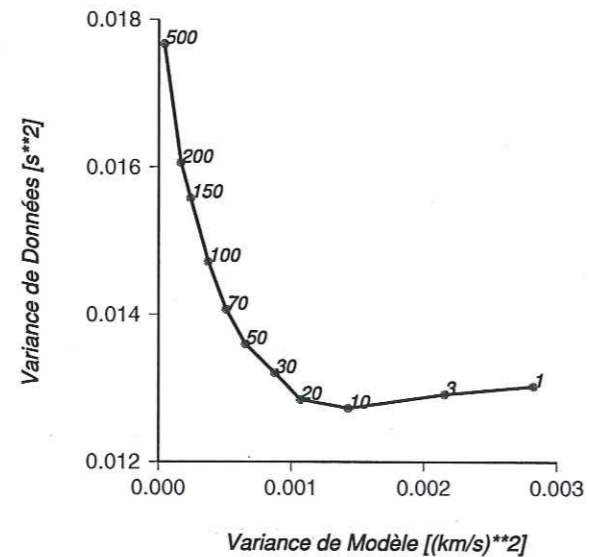


FIG. 4.23 – Influence du coefficient d'amortissement sur le couplage variance des données-variance du modèle. Les valeurs d'amortissement sont indiquées à chaque point.

Les cartes d'anomalies de V_p pour des profondeurs différentes et la coupe orientée N50° E sont montrées sur les figures 4.24 et figure 4.25.

profondeur	V_P (km/s)	V_S (km/s)
-5	5.	2.8
0	5.6	3.2
5	5.8	3.3
10	6.	3.4
15	6.6	3.8
20	6.9	3.9
30	6.9	3.9
45	8.0	4.5

TAB. 4.3 – Modèle de vitesse initial utilisé, obtenu par inversion 1D (VELEST) au chapitre 3 pour l'inversion des résidus des ondes P.

Nous avons essayé différentes valeurs d'amortissement pour V_p/V_s (c'est à dire pour les ondes S) mais nous n'avons pas observé un changement important des résultats. Donc nous avons choisi un amortissement fort (10000) pour V_p/V_s pour ne pas introduire d'instabilités à cause de l'utilisation des ondes S. Nous avons essayé différents nombres d'itérations et nous n'avons pas trouvé une réduction de la variance des résidus importante pour plus de 7 itérations. Donc nous avons choisi le nombre maximum d'itération égal à 7. La réduction de la variance des résidus après 7 itérations est de 54 %.

4.4. TOMOGRAPHIE DES SÉISMES LOCAUX

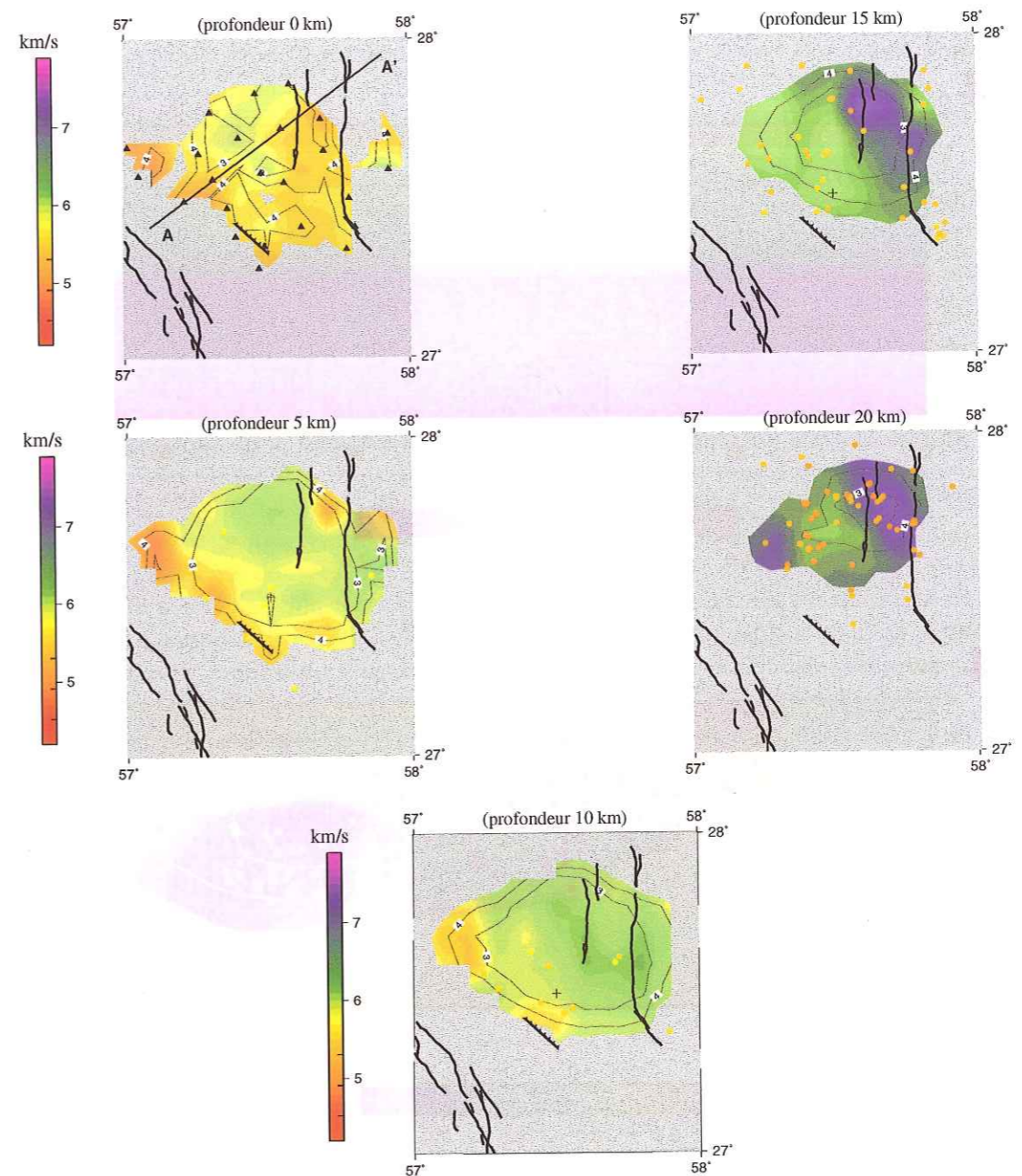


FIG. 4.24 – Cartes du modèle 3-D pour V_p calculées par inversion directe pour les profondeurs de 0, 5, 10, 15 et 20 km, et les isovaleurs de fonction d'étalement de la matrice de résolution. Les régions mal résolues (valeur de la fonction d'étalement ≥ 5) sont éliminées. Les hypocentres localisés dans une tranche épaisse de 5 km centrée sur chaque profondeur sont montrés par des cercles. La localisation des stations est montrée sur la tranche à 0 km profondeur. Les points de maillage sont montrés par des points noirs pour chaque tranche.

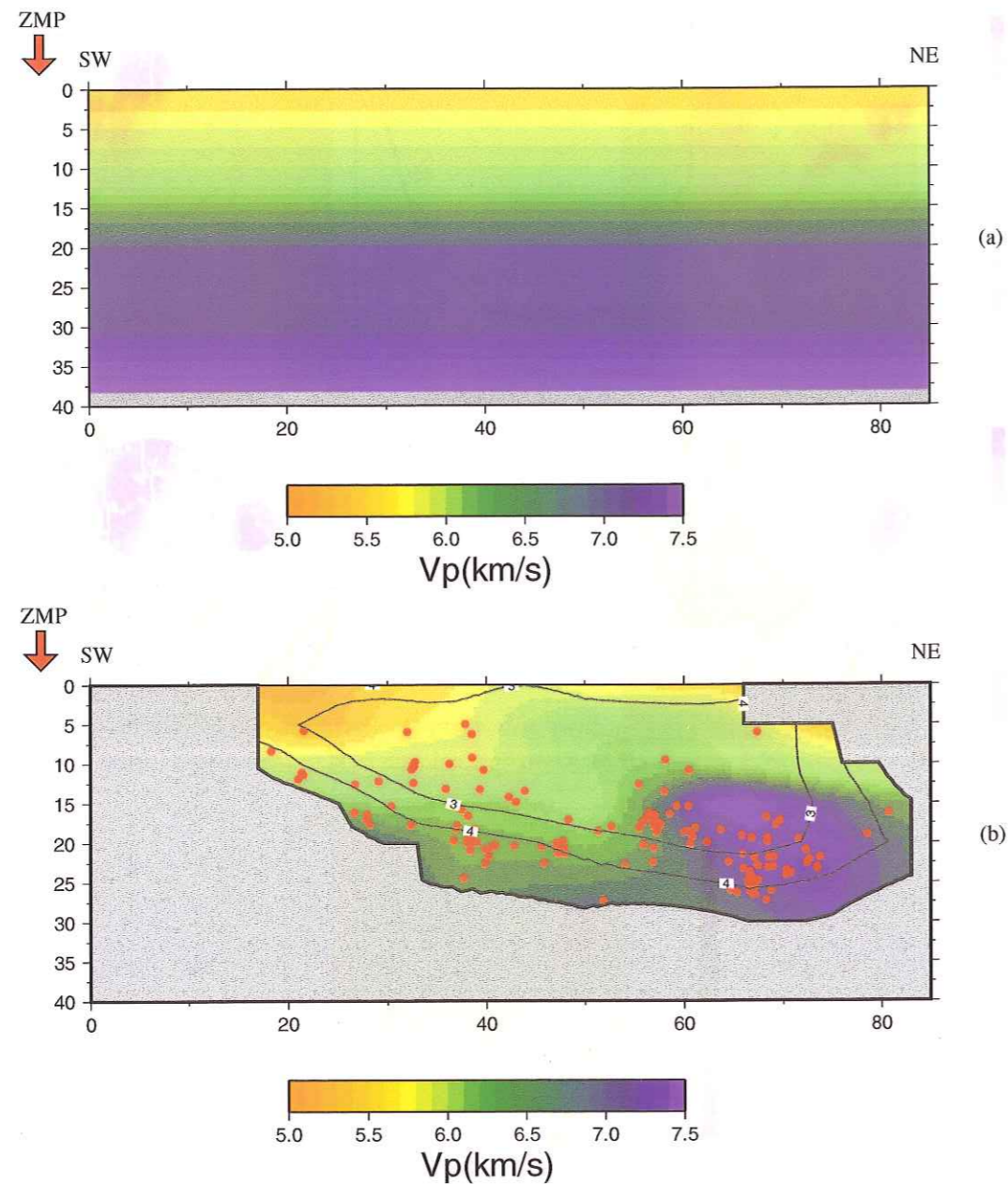


FIG. 4.25 - (a) Coupe du modèle de vitesse initial utilisé pour l'inversion des résidus des ondes P. (b) Coupe effectuée le long de la ligne AA' montrée sur la tranche à 0 km (Figure 4.24), orientée N50° E, et les isovaleurs de fonction d'étalement de la matrice de résolution. Les régions mal résolues (la valeurs de fonction d'étalement ≥ 5) sont éliminées.

On remarque une anomalie positive (zone lente) de vitesse des ondes P à l'ouest du réseau sous le bassin de Gulashkard probablement en relation avec la couche sédimentaire épaisse ou/et non consolidée. En revanche, en ce qui concerne l'anomalie négative (zone rapide), il s'agit probablement d'un milieu plus dense, présent à l'est au voisinage de bloc du Lut. Il semble que la frontière entre la zone rapide et la zone lente soit approximativement parallèle à la faille du Zendan-Minab-Palami.

4.4.1 Evaluation de la résolution du modèle calculé

Nous avons évalué la qualité des résultats en testant des données synthétiques. Nous avons calculé les temps de parcours synthétiques dans un modèle de vitesse 3D synthétique en appliquant la localisation des séismes et des stations comme des données réelles. Un bruit aléatoire a été rajouté aux temps de parcours (± 0.2 s pour P et ± 0.4 s pour S). Ensuite nous avons inversé de temps du parcours en appliquant le programme SIMULPS12 avec les mêmes paramètres que nous utilisons pour les données réelles.

Nous avons fait plusieurs tests avec différentes géométries et contrastes de vitesse. Le modèle présenté ici est le modèle qui donne le meilleur résultat assez semblable au modèle de vitesse calculé par inversion de la données réelles dans la zone bien résolues (la valeur de fonction d'étalement ≥ 5) (Paul et al., 2001) (Figures 4.26, 4.28 4.27). Il s'agit d'un chevauchement de la zone rapide sur la zone lente. Par contre, nous ne trouvons pas le modèle de vitesse calculé par inversion des données réelles avec le modèle synthétique qui sépare verticalement la zone lente et la zone rapide (Figure 4.29).

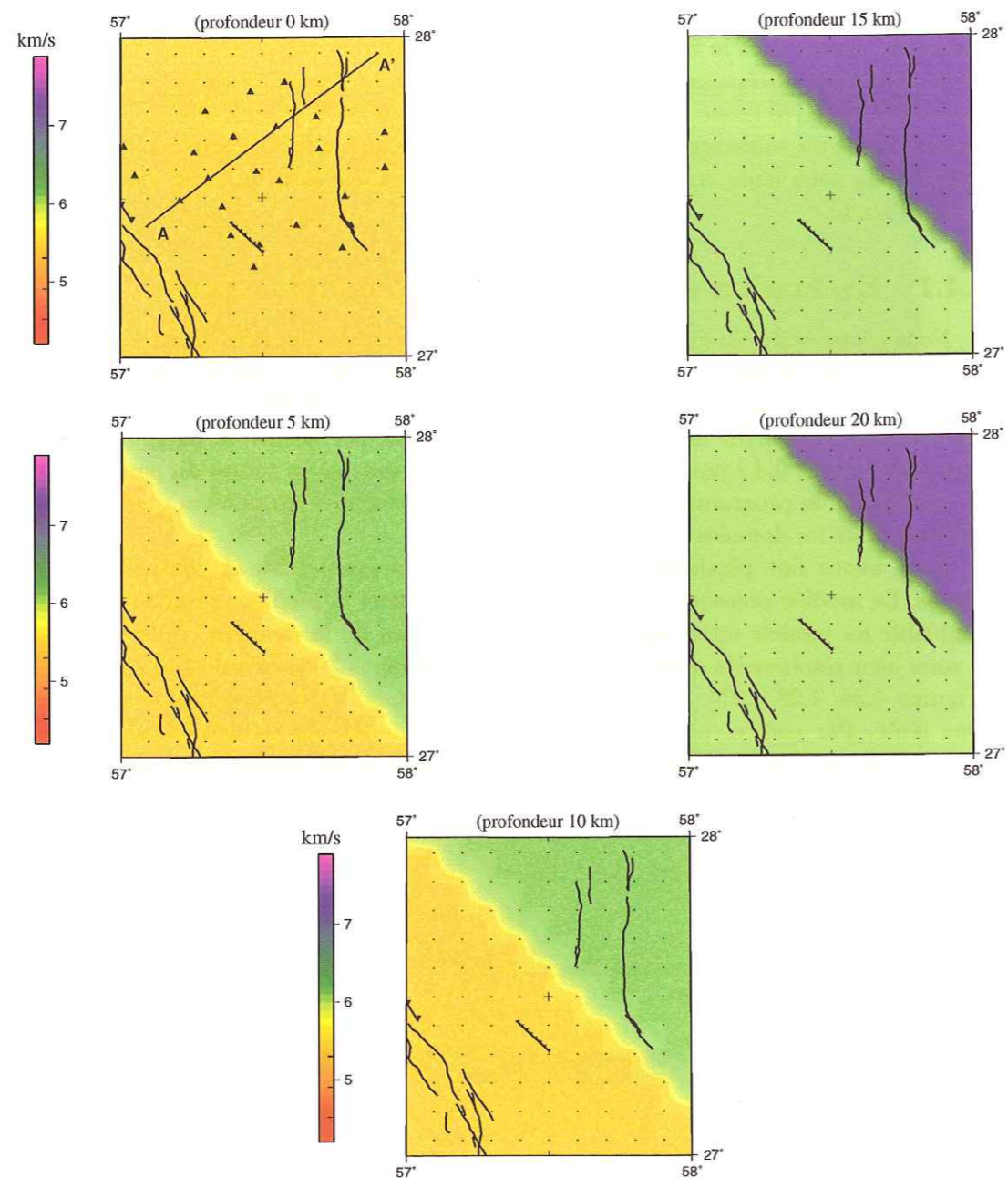


FIG. 4.26 – Tranches du modèle synthétique pour tester la résolution de l'inversion.

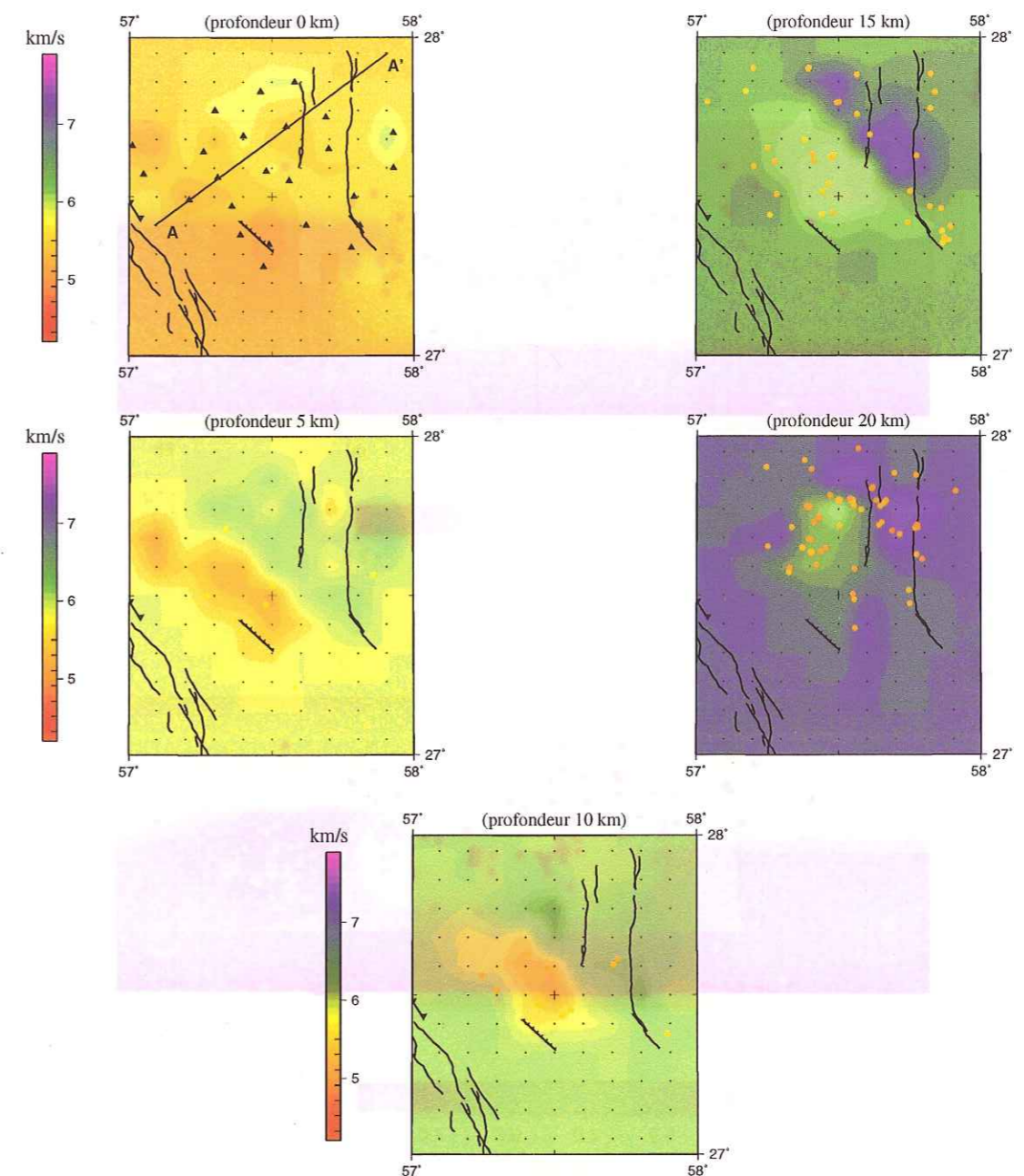


FIG. 4.27 – Résultats d'inversion des temps du parcours calculées dans le modèle synthétique de la figure 4.26.

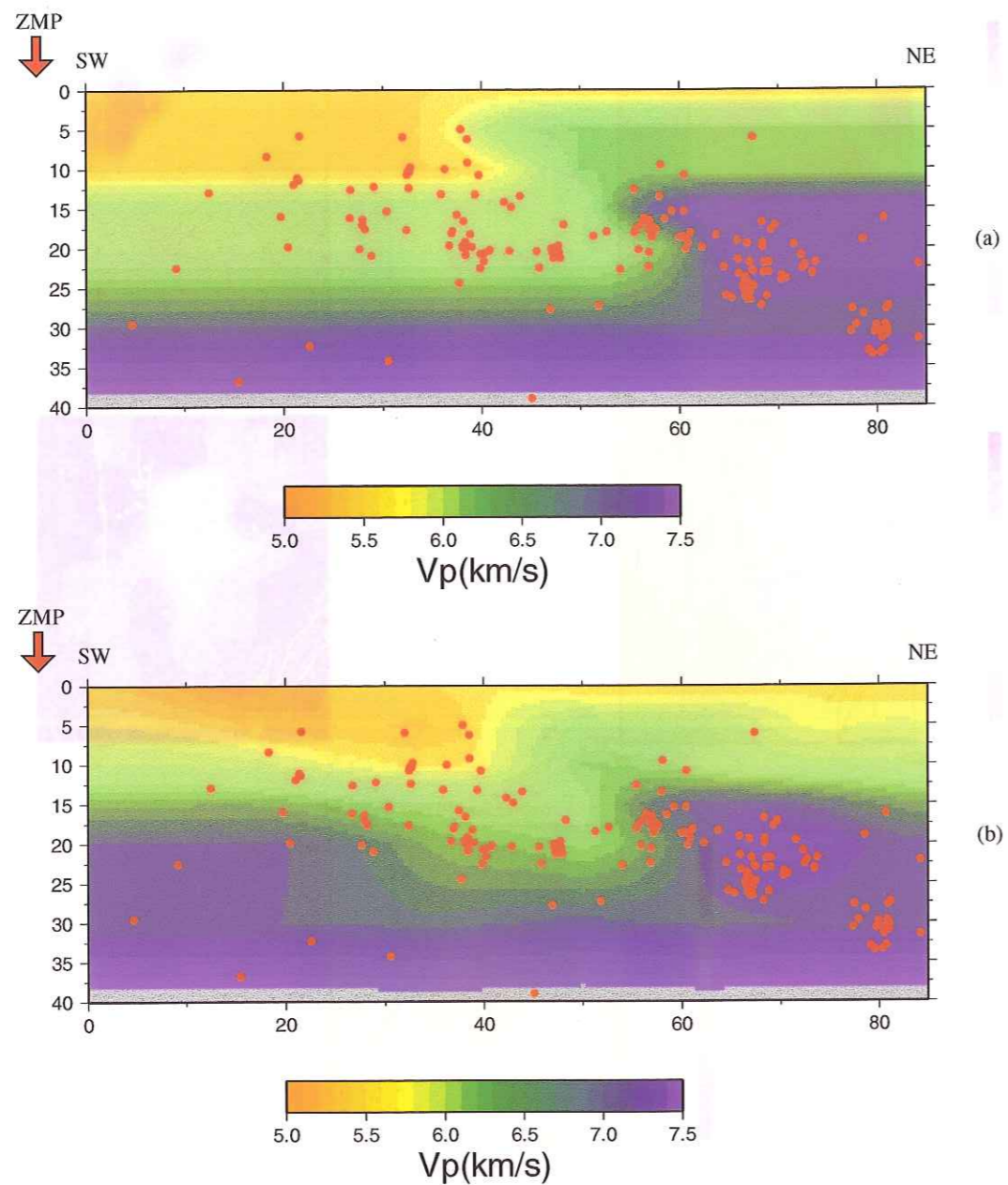


FIG. 4.28 – (a) Coupe du modèle de vitesse 3D synthétique utilisé pour calculer les temps de parcours synthétiques des ondes P (modèle initial). (b) Même coupe dans la figure 4.25 mais avec données synthétiques du modèle 4.26 (modèle final).

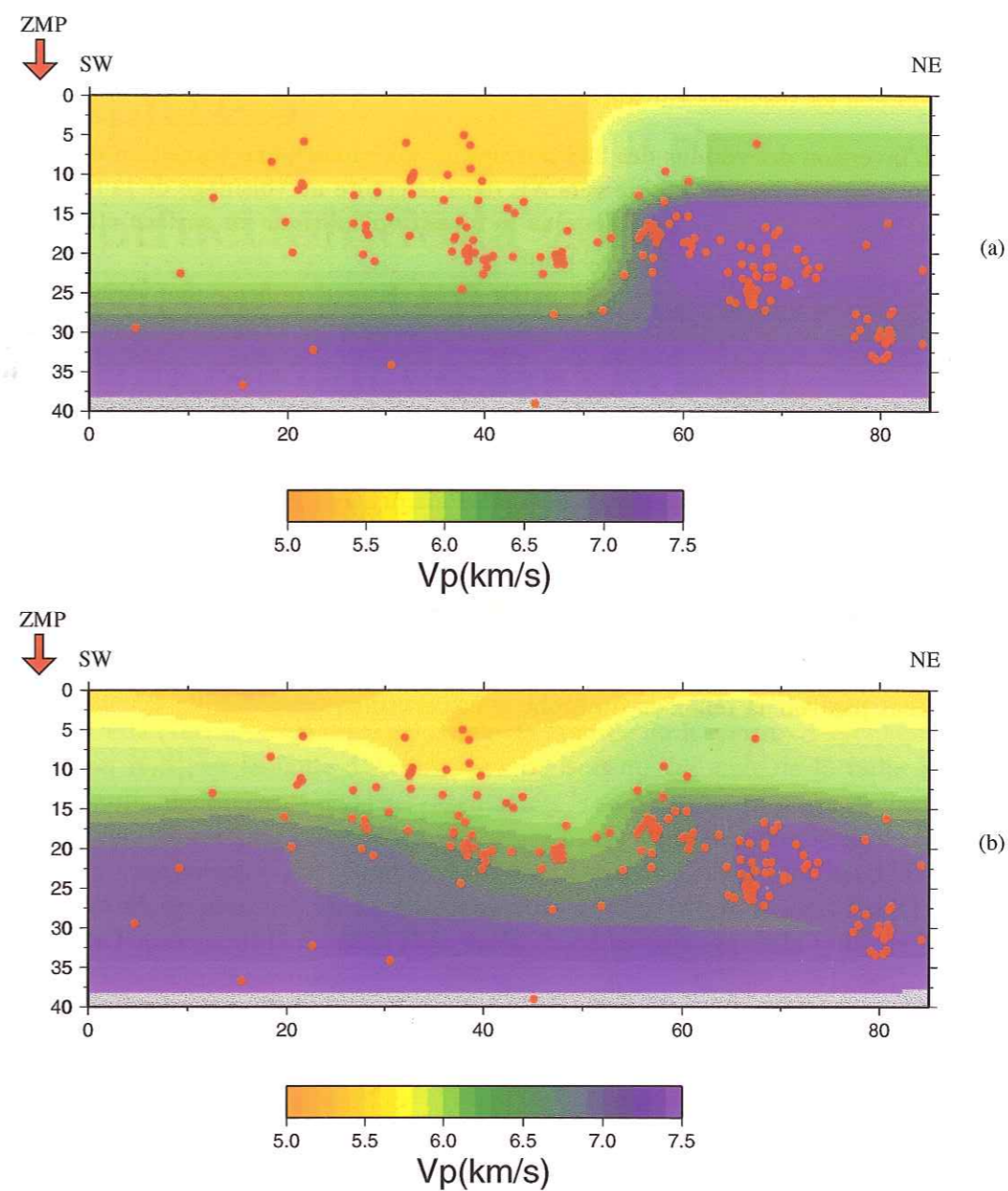


FIG. 4.29 – (a) Coupe du modèle de vitesse 3D synthétique utilisé pour calculer les temps de parcours synthétiques des ondes P (modèle initial). (b) Même coupe dans la figure 4.25 mais avec données synthétiques (modèle final).

4.5 Conclusion

Nous avons étudié la structure de la croûte et du manteau supérieur à partir des études de tomographie télésismique et local et de fonctions récepteurs. Nous avons obtenu les résultats suivants :

- L'inversion des résidus des 228 séismes locaux montre une transition de la zone lente à la zone rapide vers NE dans la croûte au voisinage de la faille de Sabzevaran où nous observons le massif ophiolitique en surface et des séismes profonds de plus de 25 km.
 - La tomographie télésismique à partir de 53 séismes confirme une variation importante de la structure en passage de la faille de Zendan-Minab de la zone rapide du Zagros à la zone lente du Makran qui affecte toute la croûte et le manteau supérieur. Le contraste maximum est situé sous la faille dans la croûte.
 - L'analyse des fonctions récepteurs montre aussi une structure complexe sous la zone de faille de Zendan-Minab-Palami avec des conversions dans la croûte supérieure à 15-20 km profondeur. Les fonctions récepteurs dans le Makran suggèrent une interface à ≈ 35 km profondeur.
- Les fonctions récepteurs dans le Zagros oriental sont complexes et nous n'avons pas trouvé une conversion clairement associée au Moho. On remarque que les fonctions de transfert sont de qualité médiocre et on ne peut pas voir la réflexion du Moho avec certitude.

Chapitre 5

Introduction de la zone transition de Qatar-Kazerun (Chahar-Mahale-Bakhtiari)

La deuxième région que j'ai étudiée, se situe au nord de la zone de Qatar-Kazerun, au voisinage de la faille de Dena qui est associée à un déplacement important du HZF (High Zagros Fault), dans la partie centrale de la ceinture du Zagros où on observe les plus hautes montagnes du Zagros (Chapitre 1). L'objectif était l'étude du mécanisme des failles et leur interaction dans cette région, spécialement à l'intersection entre le MZT (faille inverse-orientation NW-SE), la faille de Dena (terminaison septentrionale de la faille de Kazerun- décrochement-orientation N-S), et la faille d'Ardal (terminaison méridionale de la faille Main Recent Fault- décrochante dextre- orientation NW-SE). Au passage de la faille de Dena vers l'ouest, on observe un changement de style tectonique et de lithologie de la stratigraphie qui suggère que cette partie du Zagros est plus déformée (Haynes et McQuillan, 1974). La relation entre le MRF (Main Recent Fault) avec la faille de Kazerun, et la relation avec la sismicité au passage de la faille de Dena et de MRF sont mal connues.

5.1 Tectonique

La convergence en domaine continental forme souvent des ceintures plissées et des chevauchements comme au Zagros. La majorité des séismes du Zagros sont associés à des mécanismes inverses à fort pendage, avec des plans à parallèles à l'axe des plis en surface, suggérant un raccourcissement perpendiculaire à l'axe des plis et associé à un épaissement de la croûte (Jackson et McKenzie, 1984). Mais les anticlinaux qui sont un trait dominant de la morphologie du Zagros ne sont pas continus et sont parfois traversés par des failles coulissantes dextres comme la faille de Kazerun, la faille de Borazjan, la faille de Karih Bas et la

050 035763 0

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES SCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 13 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

faille de Sarvestan. Elles sont obliques par rapport à la direction générale de raccourcissement NE-SW et provoquent un allongement du Zagros perpendiculaire à l'orientation du raccourcissement (Baker et al., 1993).

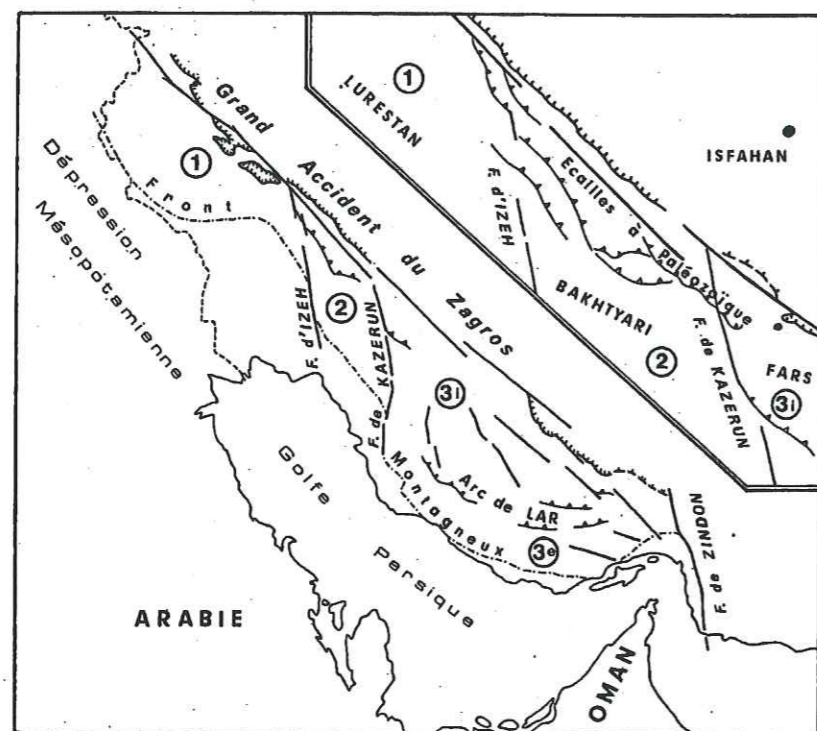


FIG. 5.1 – Schéma d'organisation structurale du Zagros pour l'orogénèse Pliocène. 1, Secteur du Lurestan; 2, secteur du Bakhtyari; 3, secteur du Fars; 3i, Fars interne; 3e, Fars externe (Ricou et al., 1977).

Berberian (1995) a proposé que la convergence oblique entraîne la rotation de failles de coulissage. Baker et al. (1993) conteste l'existence d'une telle rotation de la faille Kazerun à cause de l'existence de failles inverses situées à son voisinage. Il la considère comme une seule faille et non pas comme des failles parallèles. Talebian et Jackson (2003) considèrent la zone Kazerun-Borazjan comme une faille de transition entre le partitionnement (à l'ouest) et le chevauchement pur (à l'est).

Falcon (1969) a proposé que la marge de l'Arabie qui comprend le Zagros est divisée en de nombreux blocs par des failles de socle orientées N-NW qui coupent la couverture sédimentaire plissée. Ricou et al. (1977) propose que la zone des plis du Zagros est divisée en trois secteurs: celui du Lurestan, celui des monts Bakhtyari et celui du Fars par deux accidents transverses: la faille d'Izeh et la faille de Kazerun (Figure 5.1). Les accidents d'Izeh et de Kazerun sont des décrochements dextres sub-méridiens synchrones (au moins pour partie) des plis,

d'expression souple ou cassante en surface, qui prennent naissance au nord dans le voisinage du décrochement du Zagros et se raccordent au sud aux différents tronçons du front de la chaîne. Etant donné leur ampleur, le front montagneux et les accidents d'Izeh et de Kazerun doivent être interprétés comme l'expression en surface d'accidents de socle (Ricou et al. 1977).

5.2 Failles principales de la région de Borujen

Berberian et Navai (1977), utilisant des images Landsat, des photos aériennes et des études géologiques, proposent quatre failles majeures dans cette région: la faille d'Ardal (MRF, Main Recent Fault), la faille de MZT (Main Zagros Thrust), la faille de Dena (DF) et la faille de HZF (Figure 5.2, 5.3). La région étudiée est donc située au voisinage de l'extrémité SE de la faille active coulissante dextre MRF (Main Recent Fault), de l'extrémité N de la faille Kazerun, ainsi que la partie centrale du MZT (Berberian, 1995; Ricou et al., 1977).

La faille d'Ardal (MRF) est une faille inverse orientée NW-SE de longueur 80 Km avec pendage fort vers le NE. Cette faille est couverte par des dépôts quaternaires. Il existe un intrusion de sel de l'Hormuz (Hormuz salt plug) le long de la partie NW de cette faille (Berberian, 1981). Le MZT montre un pendage vers le NE dans la cette région.

La faille de Dena est une faille de coulissage dextre orientée NNW-SSE (Berberian et Navai, 1977; Ricou et al., 1977). Elle constitue la limite nord du bassin de sel de l'Hormuz au Précambrien tardif et forme la frontière sud de la partie centrale de la chaîne du Zagros Haut au Crétacé tardif pendant les mouvements orogéniques. Cette faille forme finalement la limite NE des évaporites de Gachsaran pendant le Miocène (Berberian, 1981). Il y a aussi une intrusion de sel de l'Hormuz le long de cette faille dans le village du Sarpir.

5.3 Sismicité et mécanismes au foyer

L'activité sismique dans la partie nord-ouest de la chaîne du Zagros est franchement décalée vers le sud au passage de l'accident de Kazerun et suit alors a peu près l'arc de Lar (Figure 5.3).

Le séisme du 6 avril, 1977 de Naghan ($M_s=6.0$) est le plus grand séisme instrumental destructif (348 victimes) de la région de Chahar-Mahale-Bakhtiari dans cette partie du Zagros et il a eu lieu au voisinage de la faille d'Ardal (Figures 5.2, 5.4). Il n'y a en aucune rupture de surface associée a ce séisme et c'est encore un autre exemple de séisme affectant le socle dans le Zagros Haut sans déformation tectonique en surface du fait de l'existence de la couche ductile de sel de l'Hormuz (Berberian et Navai, 1977). Le mécanisme au foyer déterminé pour ce séisme par Jackson et Mckenzie (1984) montre une faille inverse à pendage fort

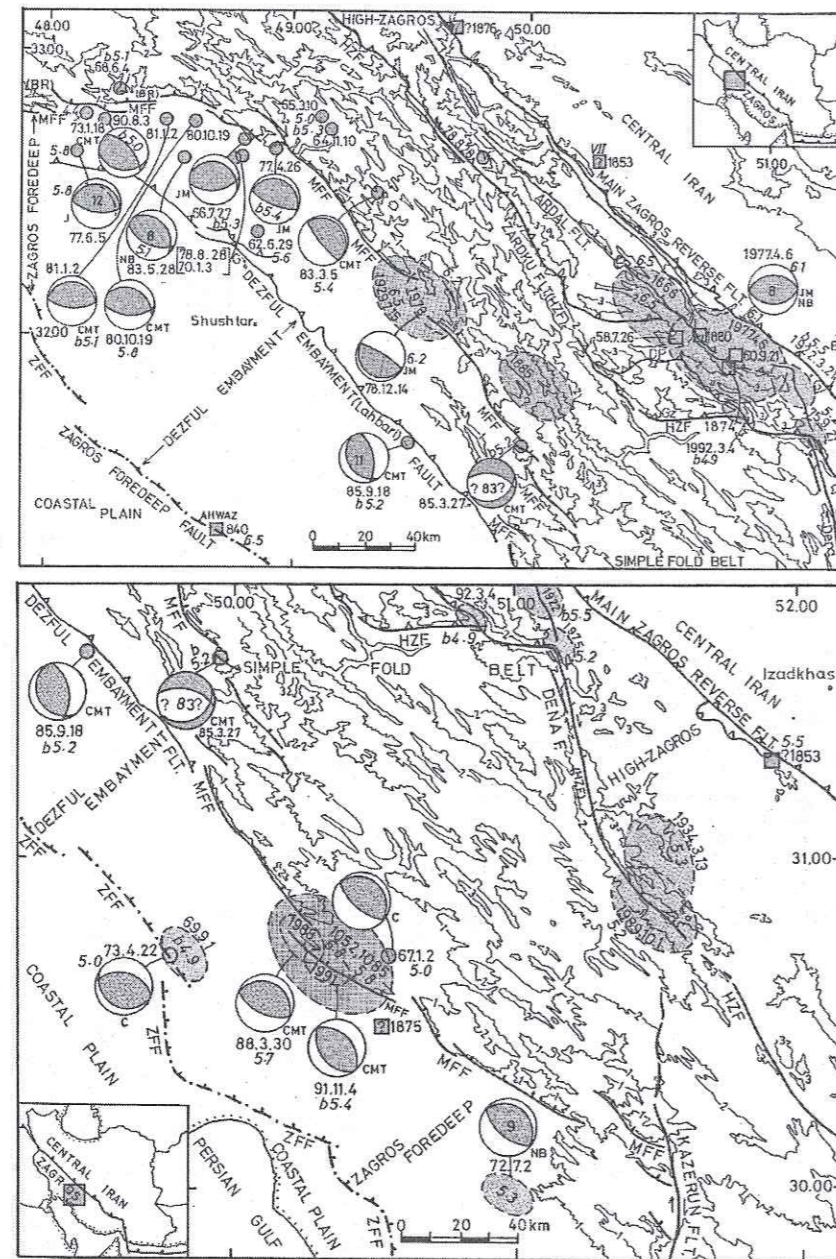


FIG. 5.2 – Caractéristiques de la néotectonique régionale: de la région Kuzestan-Bakhtiari (en haut); de la région Behbahan-Dena (en bas). B, Borujen; DP, Dopolan; G, Gandoman; Gz, Gazulak (Berberian, 1995).

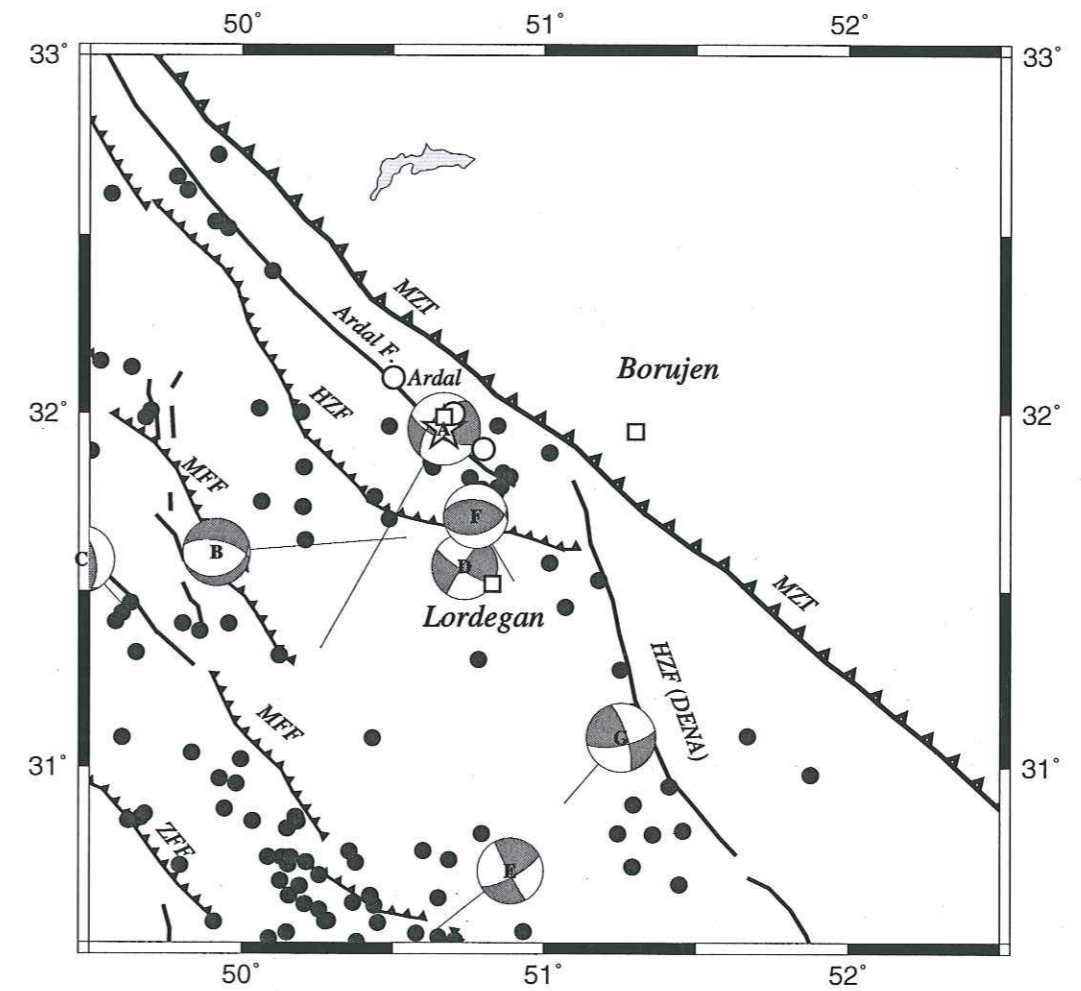


FIG. 5.3 – Distribution de la sismicité historique (1666, 1874, et 1884) (cercle blanc) et la sismicité instrumentale $M \geq 3.5$ (cercle gris) pour la période de 1967-1998 (catalogue Engdahl et al., 1998) et CMT (1976-2002) dans la région étudiée du Chahar-Mahale-Bakhtiari et son voisinage. Les lignes montrent le déplacement des séismes après relocalisation par Engdahl et al. (1998). Les mécanismes se situent sur les épicentres relocalisés. Le séisme de Naghan (1977) est l'étoile blanche.

date	lon. (° E)	lat. (° N)	prof. (km)	mag. (mb)	azimut (°)	plunge (°)	rake (°)	ref.
770406	50.26	31.34	10	5.5	220	58	28	CMT
850327	50.54	31.65	84	5.1	72	31	-115	CMT
850918	49.62	31.45	11	5.1	147	36	74	CMT
920304	50.71	31.64	33	5.0	122	79	173	CMT
930326	50.65	30.54	33	5.0	61	74	-3	CMT
980615	50.90	31.53	31	4.9	75	45	74	CMT
980921	51.07	30.90	33	5.2	78	71	12	CMT

TAB. 5.1 - Paramètres de mécanismes au foyer pour la région de Borujen.

vers le nord, mais la solution CMT par Harvard montre aussi une faible composante de coulissage dextre (Figures 5.2 et 5.3). La profondeur déterminée pour ce séisme par Engdahl et al. (1998) et le CMT sont à 10 km mais la localisation de l'épicentre calculé par Engdahl et al. (1998) est en accord avec la zone d'intensité maximum associée au séisme. Ce séisme et les séismes historiques le long de la faille d'Ardal (en 1666, 1874, 1880), suggèrent une activité importante le long de celle-ci (Ambraseys et Melville, 1982).

La zone de dégâts des trois séismes (1934, 1975a,b et 1989) sont situées le long de la faille de Dena mais on ne connaît pas les mécanismes au foyer de ces séismes (Figure 5.2). Le séisme du 21 septembre 1975 (mb=5.2) a détruit le village de Sarpir, près de l'intersection de la faille de Dena et la faille du HZF (High Zagros Fault), et a causé la mort des deux personnes. Il y a un seul séisme instrumental, le 21 septembre 1998 (G), de magnitude mb=5.2, à 30 km profondeur (Engdahl et al., 1998) au voisinage de la faille de Dena qui montre un mouvement de coulissage (Figure 5.3).

Le séisme du 4 mars 1992 (D), de magnitude mb=4.9 à 50 km profondeur (Engdahl), a détruit la région située à Dashte Armande au nord de la ville de Lordegan au voisinage de la faille HZF (Figure 5.3) (Nateghi et al., 1993). La solution CMT pour ce séisme montre un mécanisme en coulissage orienté NW-SE. Il y a autre séisme au voisinage de cette faille (1998/6/15=F) de magnitude mb=4.9 qui montre un mécanisme inverse à fort pendage orienté EW. La profondeur calculée pour ce séisme par Engdahl est de 51 km et par CMT est de 31 km. L'autre séisme intéressant est le séisme du 27 mars 1985 (B), de magnitude mb=5.1, qui montre un mécanisme normal. Le CMT de ce séisme est localisé au voisinage de la faille du HZF à 84 km profondeur mais il est localisé par Engdahl et al. (1998) au voisinage de la faille du MFF à 53 km profondeur.

La sismicité historique et la sismicité instrumentale montrent une activité notable au voisinage de l'extrémité SE de la faille d'Ardal. Par ailleurs la sismicité instrumentale montre un alignement le long de la faille de Dena. Il semble qu'il y ait un changement d'orientation de la sismicité à l'intersection de la faille de Dena avec les autres failles orientées vers le N-NW. Les mécanismes au foyer

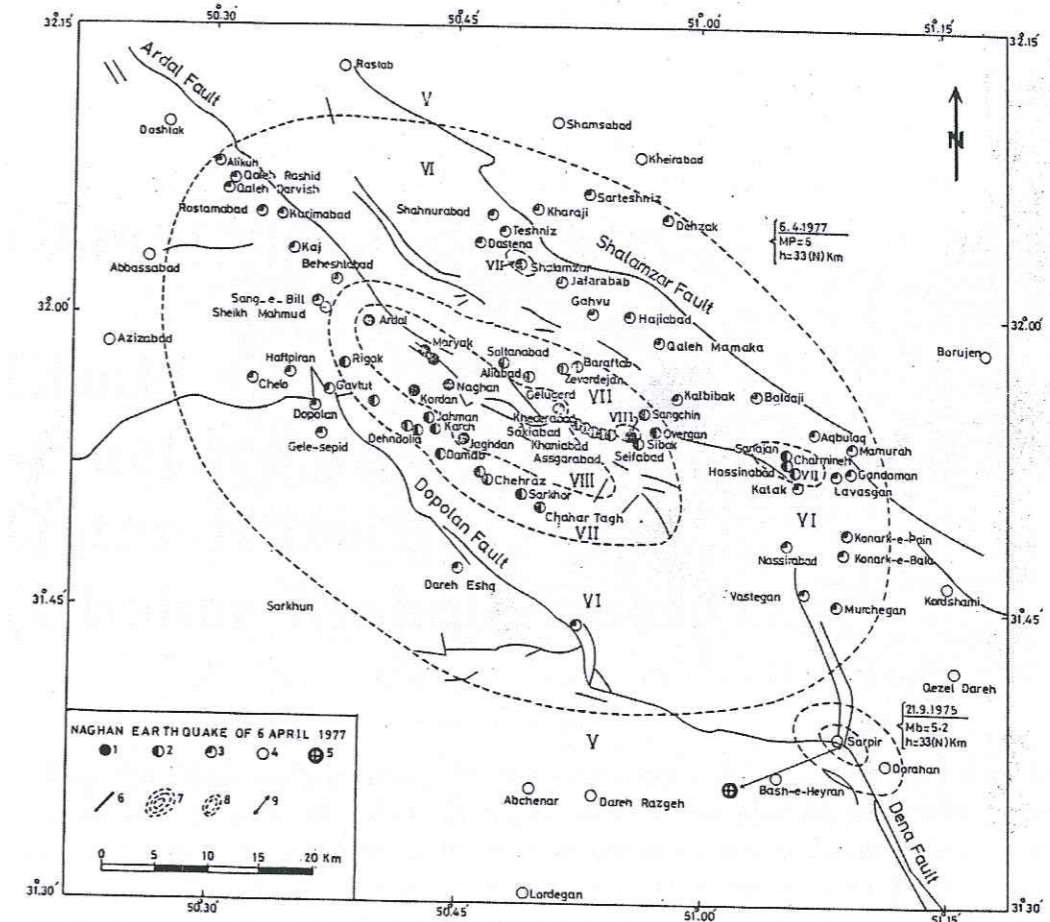


FIG. 5.4 - Carte des isoséistes du séisme 6 avril 1977 de Naghan au sud de la ville de Shahre Kord et séisme du 21 septembre 1975 de Sarpir avec les failles importantes de la région (Berberian et Navai, 1977).

dans cette région, le long du MRF à l'ouest, et le long de la faille Kazerun au sud, vérifient un mouvement de coulissage dextre (Baker et al., 1993; Talebian et Jackson, 2002). Par contre il n'y a aucune activité au nord du MZT.

Chapitre 6

Etude sismotectonique et structure de la zone transition de Qatar-Kazerun (Chahar-Mahale-Bakhtiari)

Une campagne de microsismicité de deux mois a été organisée, pendant les mois du mai et juin 2002 dans la région de Chahar-Mahale-Bakhtiari, située dans le Zagros Haut au nord de la zone de Qatar-Kazerun. Notre objectif était de caractériser la microsismicité et la structure de la cette région et le type de mécanisme qui accomode le transfert entre les failles de Kazerun et le Main Recent Fault.

6.1 La campagne de Borujen (2002): Réseau d'acquisition et matériel

Nous avons installé 29 stations sismologiques dans la région de Borujen (Annexe A.4). Parmi les 29 stations qui ont été utilisées pour l'étude de la microsismicité et de la structure, 25 était des stations TAD à une composante, reliées à un sismomètre 2Hz Mark-product L22. En addition aux stations TAD, 4 stations REFTEK à trois composantes à enregistrement continu ont été installées avec des capteurs large-bande CMG40 (Figure 6.1). La période d'échantillonnage est de 10 millisecondes. Le contrôle de la dérive de l'horloge interne de toutes les stations se fait à l'aide de l'enregistrement des signaux horaires d'un récepteur GPS.

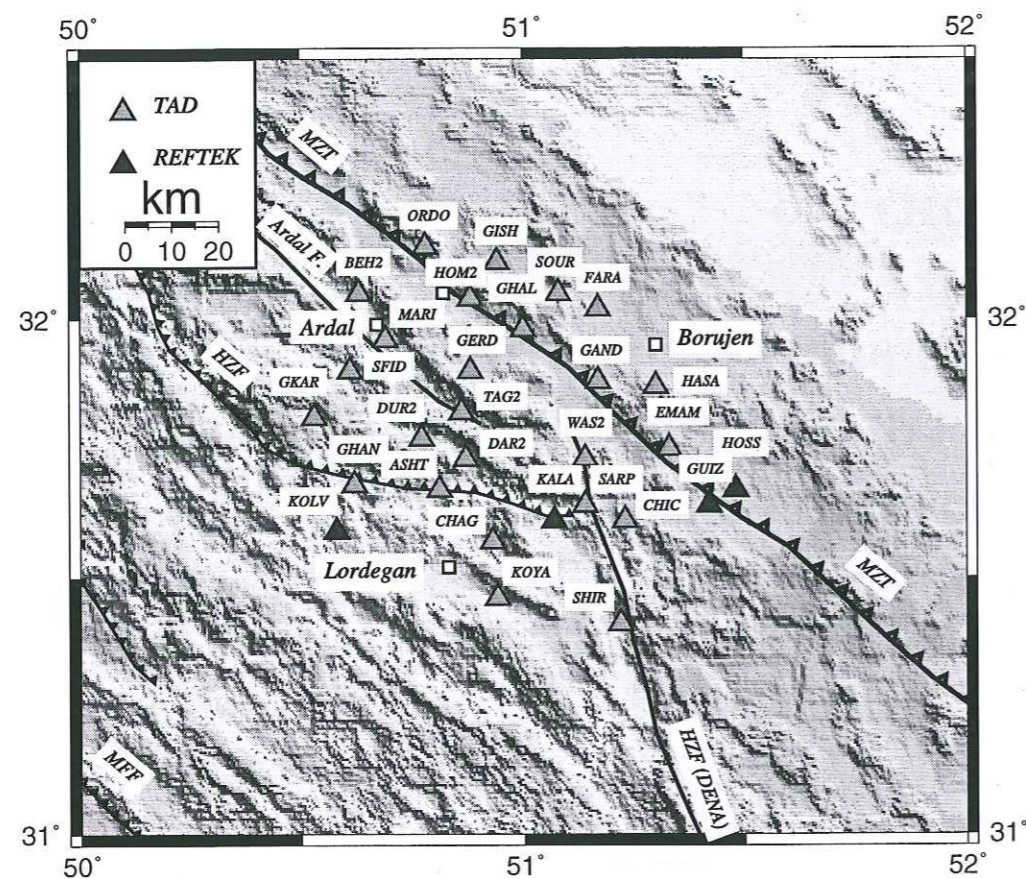


FIG. 6.1 – Réseau d'acquisition du 17 avril au 11 juin 2002 dans la région de Borujen.

6.2 Localisation des séismes

6.2.1 Modèle de vitesse

Pour effectuer une première localisation, nous avons d'abord utilisé le modèle proposé par Tatar (2001) et le rapport V_p/V_s initial 1.77 (Tableau 3.1). Pour effectuer les tests sur le modèle de vitesse et le rapport V_p/V_s , nous avons sélectionné un groupe de séismes bien localisés sur la base des critères suivants: nombre minimum de phases ≥ 6 ; $RMS \leq 0.1$ sec; ERH et $ERZ \leq 1.0$ km; $GAP \leq 180^\circ$.

En appliquant cette sélection on est arrivé à un total de 88 événements qui correspondent aux critères demandés.

Nous avons utilisé ce groupe de données tout d'abord pour déterminer le

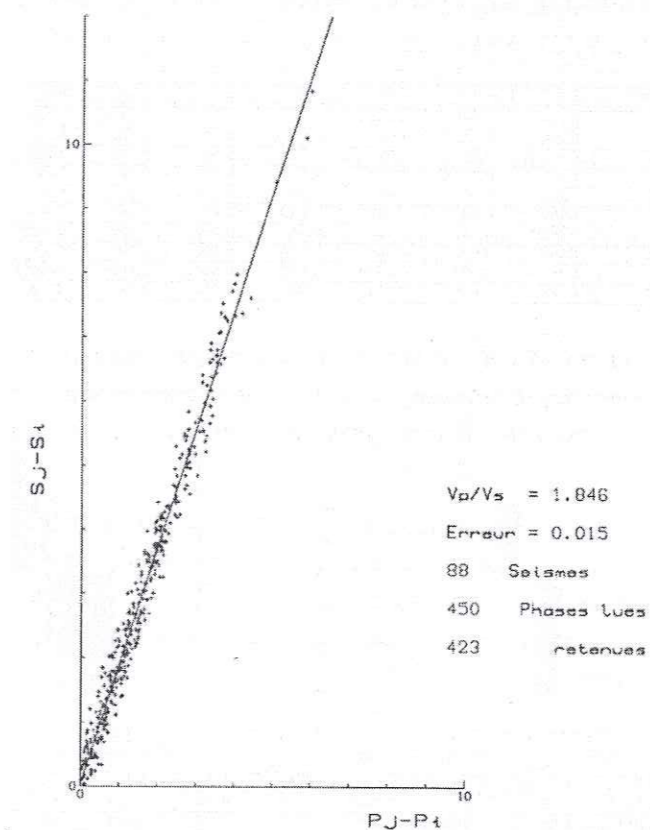


FIG. 6.2 – Rapport V_p/V_s déterminé par la méthode Châtelain (1978) pour la région du Borujen.

rapport V_p/V_s par la méthode Châtelain (1978). Ce rapport calculé à partir de nos 88 événements sélectionnés est égal 1.846 ± 0.015 (Figure 6.2).

Nous avons amélioré le modèle de vitesse par la méthode de minimisation du RMS (chapitre 3) à partir de nos 88 microséismes sélectionnés. Tout d'abord nous avons localisé nos données avec un demi-espace dont la vitesse variait entre 4.8 et 6.6 km/s d'intervalle 0.1 km/s. On obtient le minimum de RMS pour une vitesse 5.4 km/s (Tableau 6.1).

V_p (km/s)	4.8	5.0	5.2	5.4	5.6	5.8	6.0	6.2	6.4	6.6
RMS (s)	0.1752	0.1401	0.1073	0.0938	0.0988	0.1146	0.1367	0.1633	0.1889	0.2160

TAB. 6.1 – Variation du RMS par rapport à la vitesse des ondes P pour un demi-espace.

Ensuite on considère une structure constituée d'une couche superficielle de vitesse 5.4 km/s dont l'épaisseur varie de 2 à 20 km et d'un demi-espace dont la

vitesse varie entre 5.5 et 6.8 km/s. Le minimum de RMS dans ce cas correspond à un demi-espace de 5.8 km/s de vitesse situé à 8 km profondeur (Tableau 6.2).

$h_1 \setminus V_{p2}$	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3
2	0.0947	0.0966	0.1010	0.1041	0.1114	0.1194	0.1307	0.1372	0.1598
4	0.0935	0.0932	0.0958	0.0990	0.1006	0.1033	0.1118	0.1167	0.1243
6	0.0913	0.0921	0.0913	0.0928	0.0918	0.0964	0.0990	0.1023	0.1047
8	0.0916	0.0918	0.0921	0.0911	0.0913	0.0925	0.0948	0.0961	0.1009
10	0.0946	0.0952	0.0963	0.0938	0.0953	0.0932	0.0934	0.0950	0.1032
12	0.0939	0.0935	0.0930	0.0927	0.0930	0.0933	0.0932	0.0931	0.0927
14	0.0925	0.0928	0.0933	0.0934	0.0931	0.0925	0.0936	0.0933	0.0942
16	0.0938	0.0936	0.0936	0.0939	0.0936	0.0936	0.0936	0.0936	0.0946
18	0.0938	0.0938	0.0938	0.0938	0.0938	0.0936	0.0936	0.0936	0.0936
20	0.0938	0.0938	0.0938	0.0938	0.0938	0.938	0.0938	0.0938	0.0938

TAB. 6.2 – Variation du RMS moyen pour un modèle constitué d'une couche superficielle, de 5.4 km/s de vitesse, et d'épaisseur qui variant de 2 à 20 km, située sur un demi-espace dont la vitesse varie de 5.5 et 6.8 km/s.

Ensuite, on a fait varier V_{p1} de 4.8 à 5.7 km/s et h_1 de 2 à 20 km et trouvé que la vitesse et l'épaisseur de la couche superficielle n'est pas modifiée. Pour obtenir la vitesse de la troisième couche, V_{p3} , on garde V_{p1} , V_{p2} et h_1 fixes et on ajoute une deuxième couche dont l'épaisseur varie de 2 à 14 km, sur un demi-espace dont la vitesse varie entre 5.9 et 6.9 km/s. Dans ce cas, le minimum du RMS moyen correspond à un demi espace de 6.1 km/s de vitesse situé à 14 km de profondeur (Tableau 6.3).

$h_2 \setminus V_{p3}$	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9
10	0.0944	0.0923	0.1086	0.1039	0.1059	0.1060	0.1080	0.0993	0.1014	0.1099	0.1034
12	0.0914	0.0927	0.0958	0.1008	0.0977	0.1016	0.0947	0.0988	0.1022	0.1052	0.1002
14	0.0908	0.0910	0.0894	0.0896	0.0900	0.0900	0.0917	0.0931	0.0935	0.0943	0.1030
16	0.0910	0.0910	0.0910	0.0908	0.0911	0.0909	0.0906	0.0905	0.0913	0.0916	0.0922
18	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0910
20	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911
22	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911	0.0911

TAB. 6.3 – Variation du RMS moyen pour un modèle à 3 couches avec une couche superficielle de vitesse 5.4 km/s et d'épaisseur 8 km et une deuxième couche de vitesse 5.8 km/s.

Puis, pour vérifier la vitesse des deux premières couches et la profondeur de leur interfaces, nous avons changé la vitesse et l'épaisseur des premières couches et le résultat n'a pas changé. Nous avons poursuivi cette méthode pour la détermination d'une quatrième couche en gardant V_{p1} , V_{p2} , V_{p3} , h_1 et h_2 fixes et en ajoutant une troisième couche dont l'épaisseur varie de 1 à 10 km, sur un demi-espace dont la vitesse varie entre 6.2 et 7.2 km/s. Dans ce cas, le minimum du RMS moyen correspond à un demi espace de 6.6 km/s de vitesse situé à 16 km de profondeur et un demi espace de 7.1 km/s de vitesse situé à 17 km de profondeur (Tableau 6.4). Ceci est probablement dû à la faible profondeur de nos hypocentres qui ne nous permet pas d'avoir un contrôle de la structure de vitesse au dessous de 15 km.

En considérant le modèle obtenu comme modèle initial (Tableau 6.5) nous avons déterminé le modèle de vitesse par la méthode d'inversion 1-D (Kissling,

$h_3 \setminus V_{p4}$	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9	7.0	7.1	7.2
15	0.0918	0.0908	0.1044	0.1065	0.1275	0.1241	0.1317	0.1436	0.1353	0.1387	0.1459
16	0.0894	0.0893	0.0896	0.0892	0.0886	0.0893	0.0892	0.0888	0.0902	0.0893	0.0910
17	0.0894	0.0894	0.0890	0.0892	0.0898	0.0893	0.0893	0.0894	0.0889	0.0886	0.0890
18	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0890	0.0891	0.0891	0.0891	0.0893	0.0891
19	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0890	0.0890	0.0890	0.0890
20	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.894	0.0894	0.0894
21	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894
22	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894
23	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894	0.0894

TAB. 6.4 – Variation du RMS moyen pour un modèle 4 couches avec d'une couche superficielle de vitesse 5.4 km/s et l'épaisseur de 8 km, une deuxième couche de vitesse 5.8 km/s et l'épaisseur de 6 km, et troisième couche de vitesse 6.1 km/s.

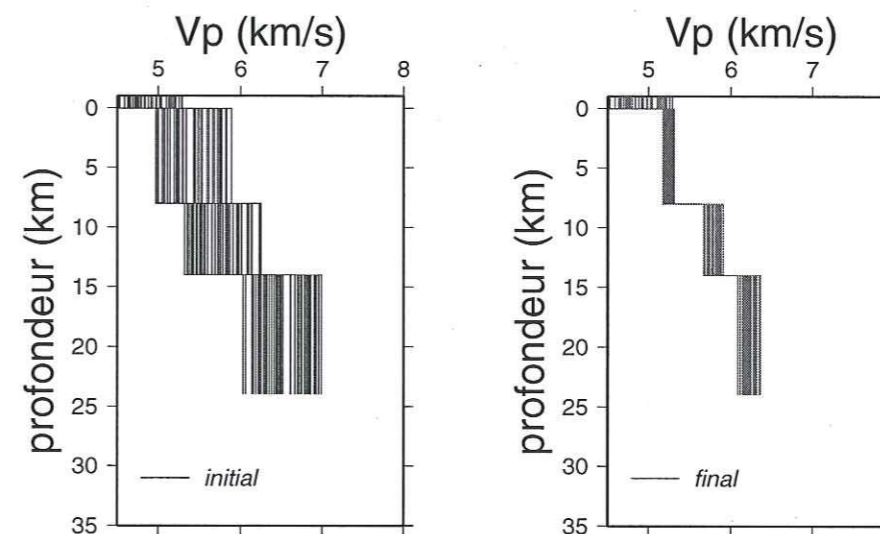


FIG. 6.3 – 50 modèles initiaux aléatoires pour V_p et les modèles finaux obtenus par inversion 1D montrant une convergence acceptable vers notre modèle obtenu par la minimisation du RMS moyen.

1988). Le modèle obtenu converge assez bien avec le modèle calculé par la minimisation du RMS moyen (modèle initial)(Figure 6.3).

Le modèle final, que nous avons utilisé pour la localisation des séismes dans la région de Borujen, est présenté dans le tableau 6.5. Le RMS moyen obtenu avec ce modèle pour la totalité des 325 événements est de 0.274 secondes au lieu de 0.285 secondes pour le modèle initial.

6.2.2 Précision des localisations et résidus aux stations

A partir des 325 événements localisés (Annexe A.5), nous avons construit des histogrammes (Figure 6.4) afin d'en connaître les principales caractéristiques. On peut voir que le RMS est essentiellement concentré entre 0.02 et 0.2 secondes.

Vitesse (km/s)	Profondeur (km)	$V_P \setminus V_S$
5.4	0	1.85
5.8	8	1.85
6.1	14	1.85
6.6	16	1.85

TAB. 6.5 – Modèle final de vitesse obtenu par la minimisation du RMS dans la région de Borujen.

Les erreurs horizontales et verticales se situent entre 0.5 et 2.5 km. On peut donc dire que les erreurs de localisation sont généralement inférieures à 2 km. En examinant l'histogramme dessiné pour la magnitude des séismes on constate que la magnitude varie entre 0.5 et 4.0. Le seuil de détection de notre réseau se situe à la magnitude 1.2.

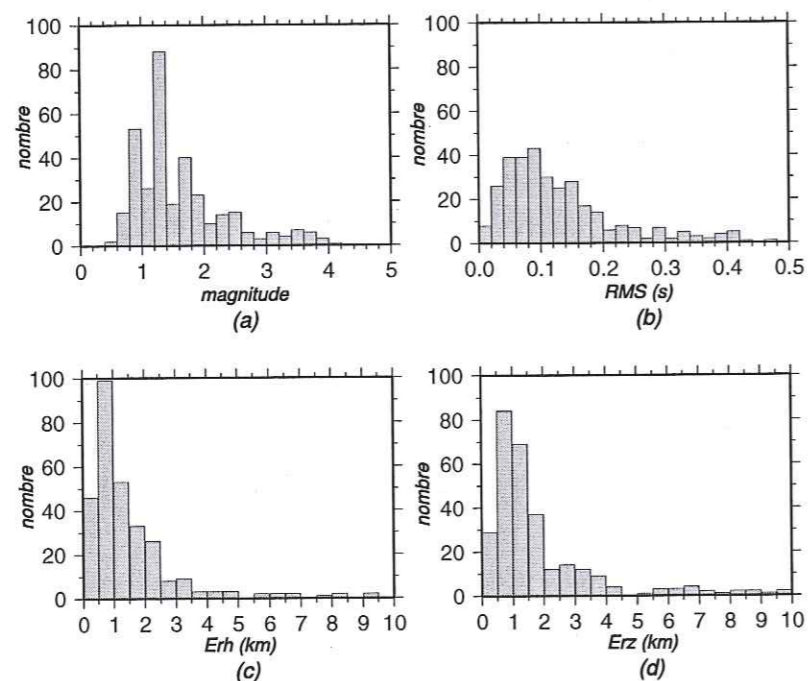


FIG. 6.4 – Histogrammes des séismes localisés en fonction de: a) magnitude, b) le RMS, c) le ERH et d) le ERZ.

6.3 Distribution de la microsismicité

6.3.1 Distribution épacentrale des séismes

L'ensemble des évènements localisés est représenté sur la figure (6.5). La distribution de la sismicité est diffuse et il est difficile de définir clairement les alignements orientés parallèles aux axes des plis ou aux failles connues.

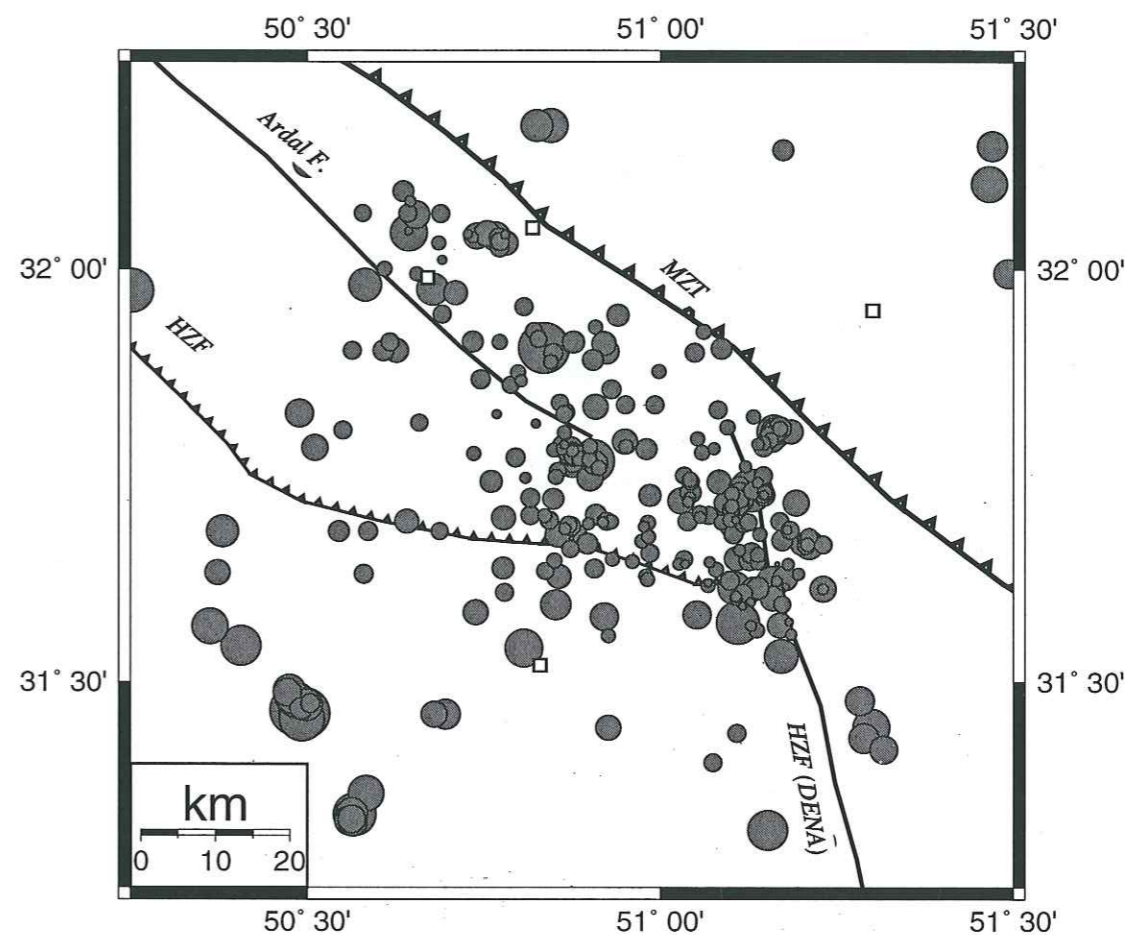


FIG. 6.5 – Distribution de tous les 325 séismes localisés pendant les mois de mai et de juin 2002 dans la région de Borujen.

Il y a une absence d'activité sismique le long et au nord du MZI. Nous voyons une activité sismique au SW du Lordegan à l'extérieur de notre réseau. Nous avons effectué une sélection en ne gardant que les données qui sont localisées avec une incertitude inférieure à 2 km horizontalement et en profondeur, avec un $RMS \leq 0.2$ s, et un $Gap \leq 270^\circ$, et comprenant au moins 6 phases. Les 162

séismes qui correspondent aux critères imposés sont représentés sur la figure 6.6. En examinant la carte de sismicité des séismes sélectionnés nous observons que la sismicité est encore diffuse et elle semble être associée à plusieurs structures tectoniques.

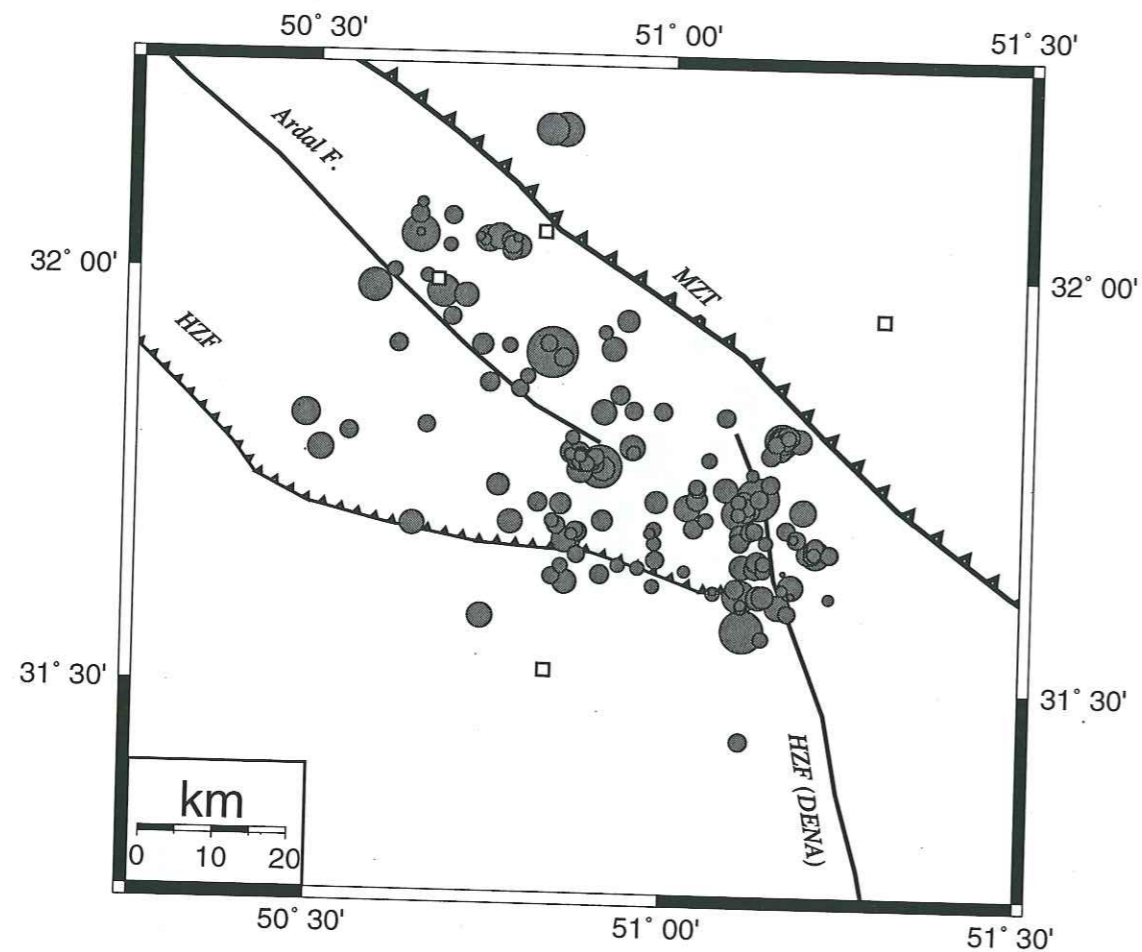


FIG. 6.6 - Distribution des 162 séismes localisés sélectionnés avec $Erz \leq 2$ km, $Erh \leq 2$ km, $RMS \leq 0.2$ s, nombre de phases ≥ 6 et $Gap \leq 270^\circ$.

Pour vérifier la distribution épacentrale des séismes, nous avons les relocalisé par la méthode double-différence (Waldhauser et Ellsworth, 2000). Si la séparation hypocentrale entre deux séismes est petite comparée à la distance événement-station et à la longueur de l'hétérogénéité de vitesse, les parcours de rais entre la région de source et une station sont approximativement semblables. Dans ce cas, la différence en temps de parcours pour deux événements enregistrés à une station peut être attribuée à la séparation entre les événements. Avec cette méthode, l'erreur liée à la différence entre le modèle simple utilisé pour localisation

et le modèle réel de la terre diminue efficacement. La relocalisation des séismes sélectionnés avec cette méthode vérifie les résultats obtenus par le programme HYPO71 (Figure 6.6) et ne montre pas les alignements étroits. Cependant, on observe que la majorité de séismes sont localisés au voisinage des failles d'Ardal, de Dena et de HZF (Figure 6.7).

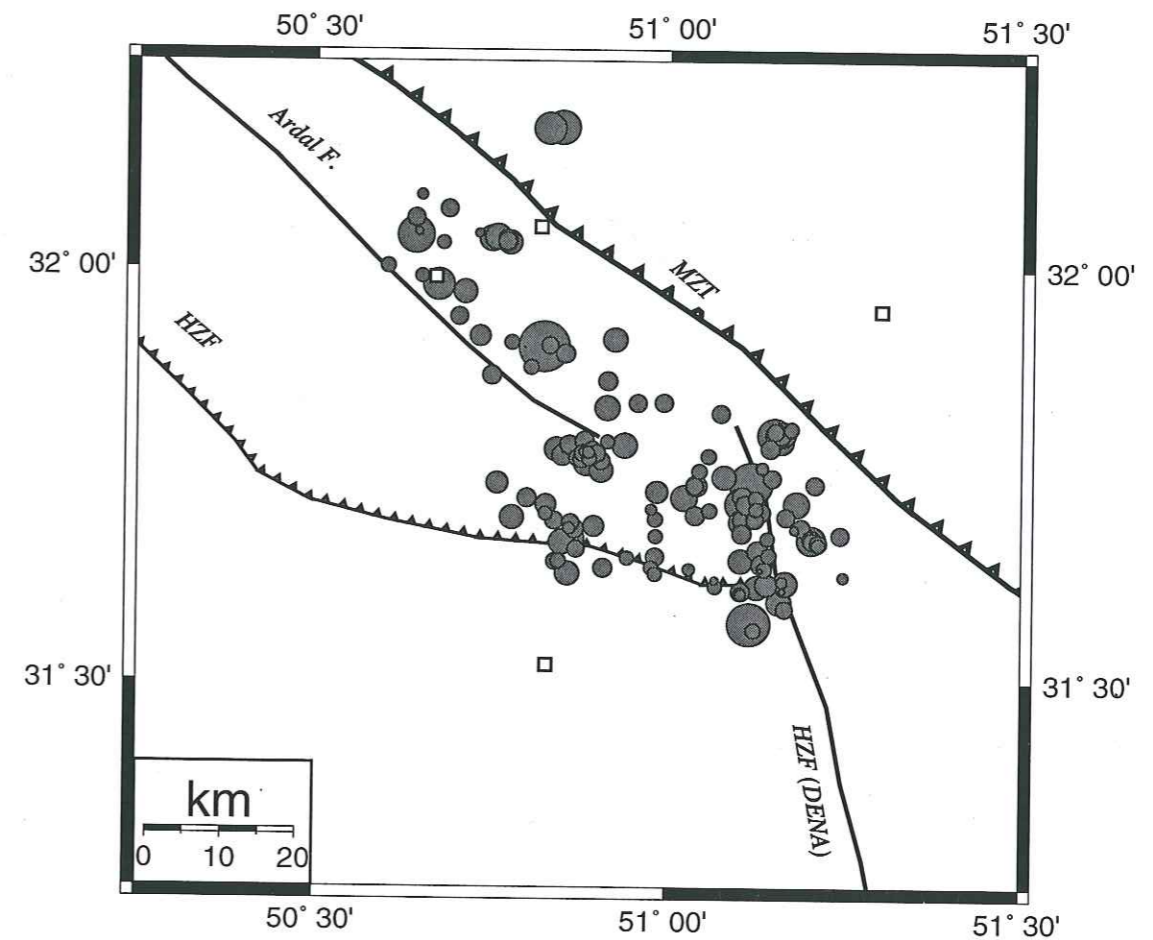


FIG. 6.7 - Relocalisation des séismes par la méthode de double-différence (Waldhauser et Ellsworth, 2000) pour les 144 séismes sélectionnés.

6.3.2 Distribution des séismes en profondeur

L'histogramme dessiné pour la profondeur des séismes dans la région d'étude, montre que la majorité de nos données sont localisées entre 2 et 16 km de profondeur (Figure 6.8). Il n'y a donc pas sismicité à des profondeurs supérieures à 20 km ce qui avait été observé pour les microséismes du Zagros Central (Tatar,

2001). A la différence du Zagros Central, on observe une sismicité dans la partie superficielle de la croûte, entre 0 et 10 km.

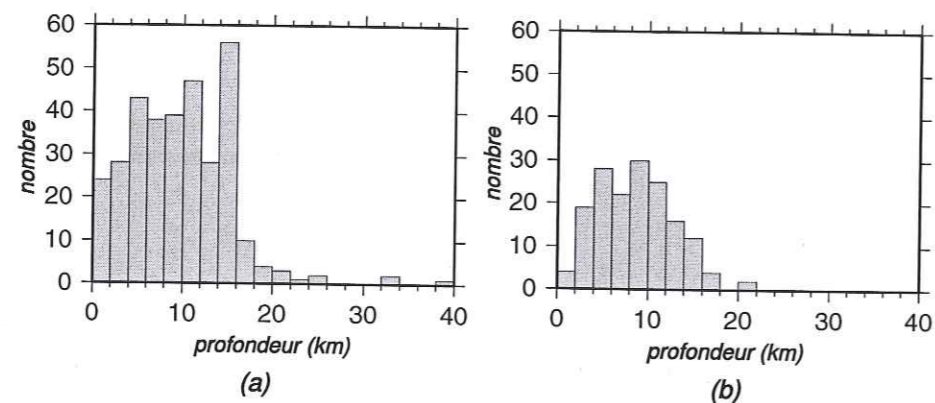


FIG. 6.8 – Histogramme de la profondeur de nos données: (a) de tous 325 séismes; (b) 162 séismes sélectionnés ($GAP \leq 270^\circ$, $RMS \leq 0.2$ sec, ERH et $ERZ \leq 2$ km, et nombre de phases ≥ 6).

Nous avons effectué plusieurs coupes de 50 km de largeur approximativement perpendiculaires à la distribution de la microsismicité et des structures importantes (Figure 6.9, 6.10 et 6.11), dans chaque segment. Sur la coupe SW-NE effectuée perpendiculairement à la faille d'Ardal et du MZT (Figure 6.9), nous ne voyons pas un alignement bien défini.

La coupe tracée perpendiculairement à la faille du HZF (Figure 6.10) suggère un alignement de la microsismicité plongeant vers le NE. La trace de la faille du HZF sur cette coupe suggère que cet alignement de microsismicité est associé à un segment de cette faille. Nous observons un autre alignement à peu près vertical au voisinage de la faille d'Ardal.

La distribution de la sismicité sur la coupe perpendiculairement à la faille de Dena (Figure 6.11) est diffuse, cependant elle montre une activité importante alignée à peu près verticalement au voisinage de cette faille.

6.4 Mécanismes au foyer

Une sélection des événements pour calculer les mécanismes au foyer a été faite sur la base d'un minimum de six polarités. Après vérification et correction des polarités, on s'est retrouvé avec un total de 22 mécanismes au foyer (Annexe A.6). Ces mécanismes ont été partagés en trois groupes selon leur qualité (chapitre 3).

En examinant les mécanismes au foyer calculés pour la région de Borujen (Figure 6.12), on remarque que nous avons deux types de mécanismes: 1) en

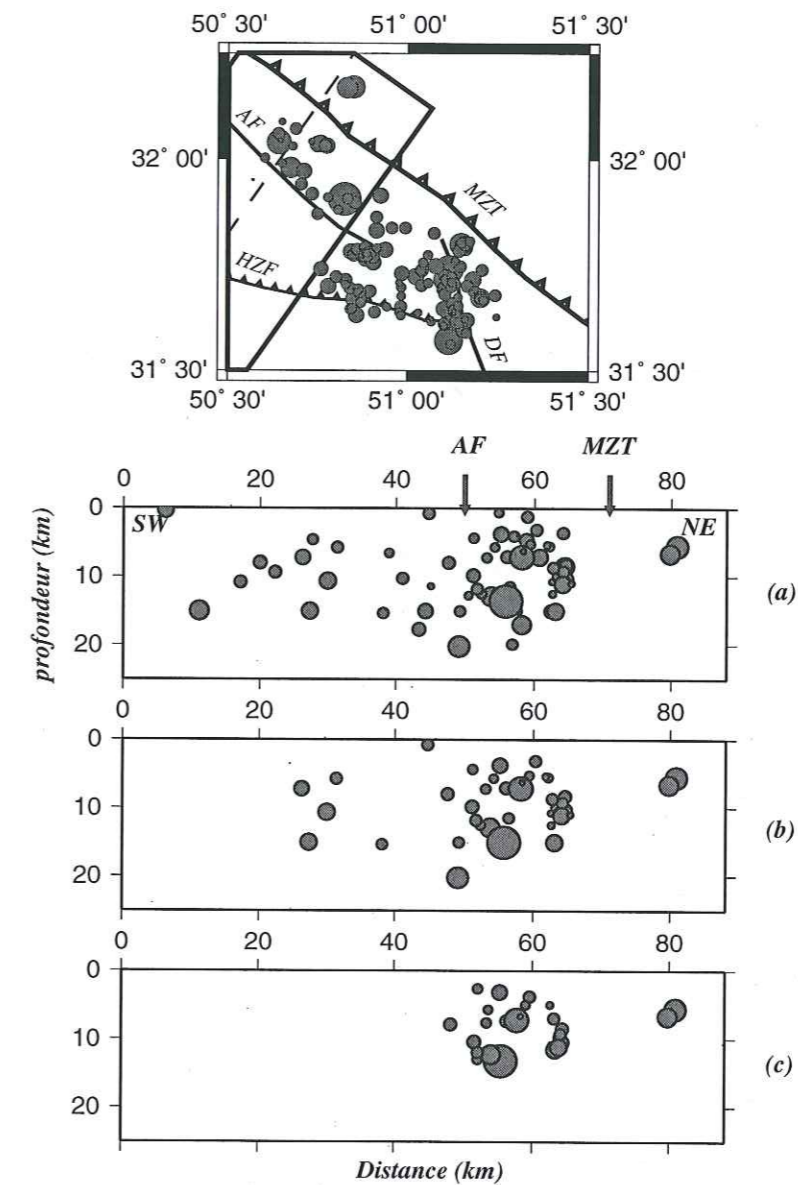


FIG. 6.9 – Coupe SW-NE effectuée perpendiculairement à la faille d'Ardal et à la faille du MZT dans la région de Borujen: (a) pour tous les 325 séismes; (b) pour les 162 séismes sélectionnés (Erz et $Erh \leq 2$ km, $RMS \leq 0.2$ s) localisés par HYPO71; (c) pour les séismes sélectionnés localisés par HYPODD. La trace des failles en surface est aussi représentée.

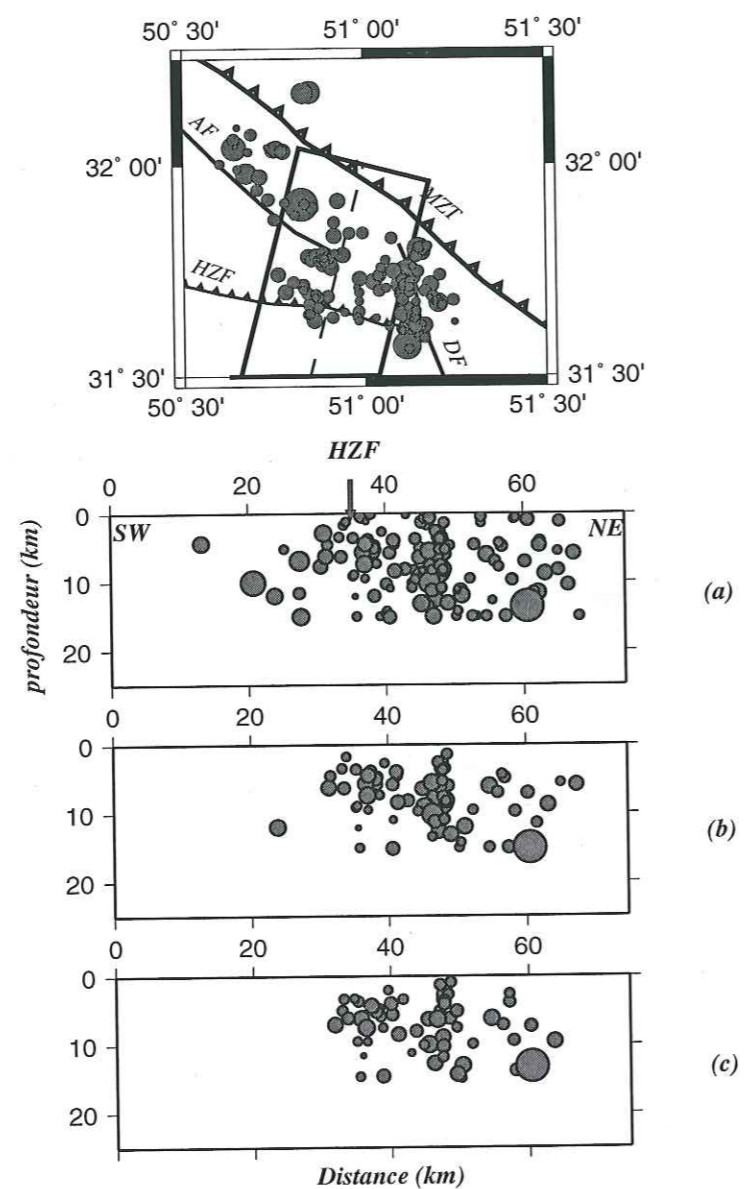


FIG. 6.10 – Coupe SW-NE effectuée perpendiculairement à la faille du HZF dans la région de Borujen: (a) pour tous les 325 séismes; (b) pour les 162 séismes sélectionnés (Erz et $Erh \leq 2$ km, $RMS \leq 0.2$ s) localisés par HYPOT11; (c) pour les séismes sélectionnés localisés par HYPODD. La trace des failles en surface est aussi représentée.

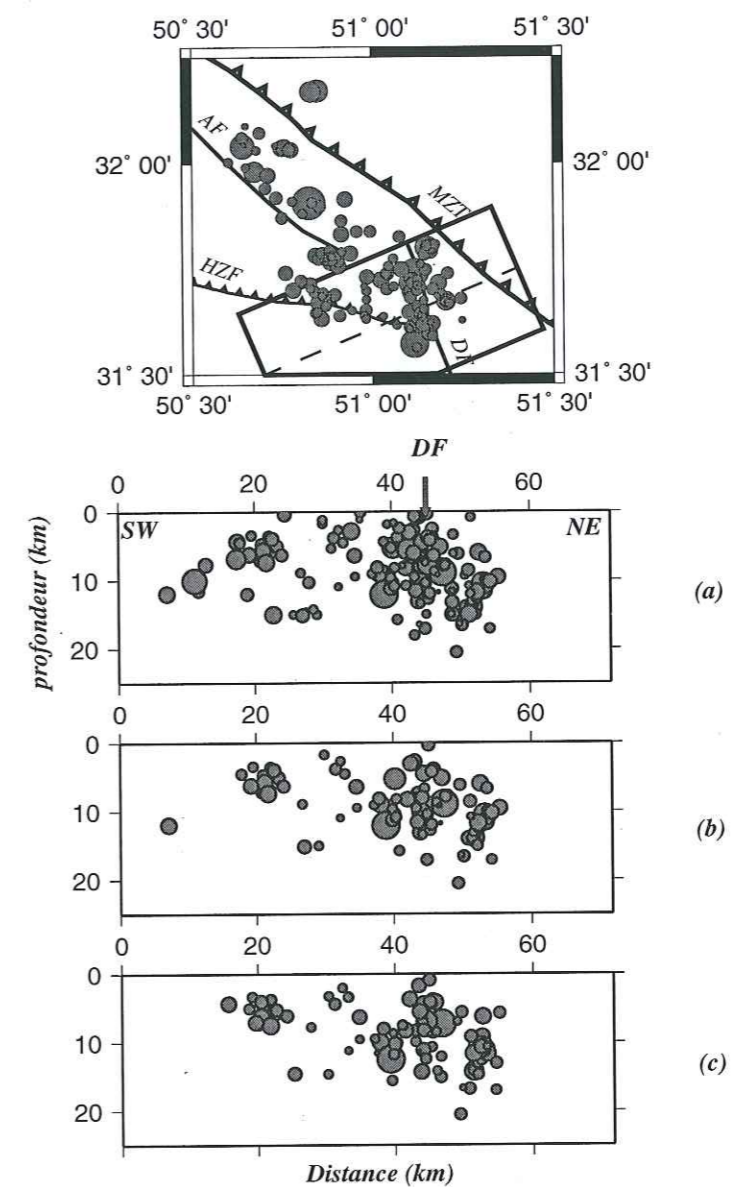


FIG. 6.11 – Coupe SW-NE effectuée perpendiculairement à la faille Dena dans la région de Borujen: (a) pour tous les 325 séismes; (b) pour les 162 séismes sélectionnés (Erz et $Erh \leq 2$ km, $RMS \leq 0.2$ s) localisés par HYPOT11; (c) pour les séismes sélectionnés localisés par HYPODD. La trace de la faille en surface est aussi représentée.

décrochement; 2) en failles inverses orientées approximativement E-W.

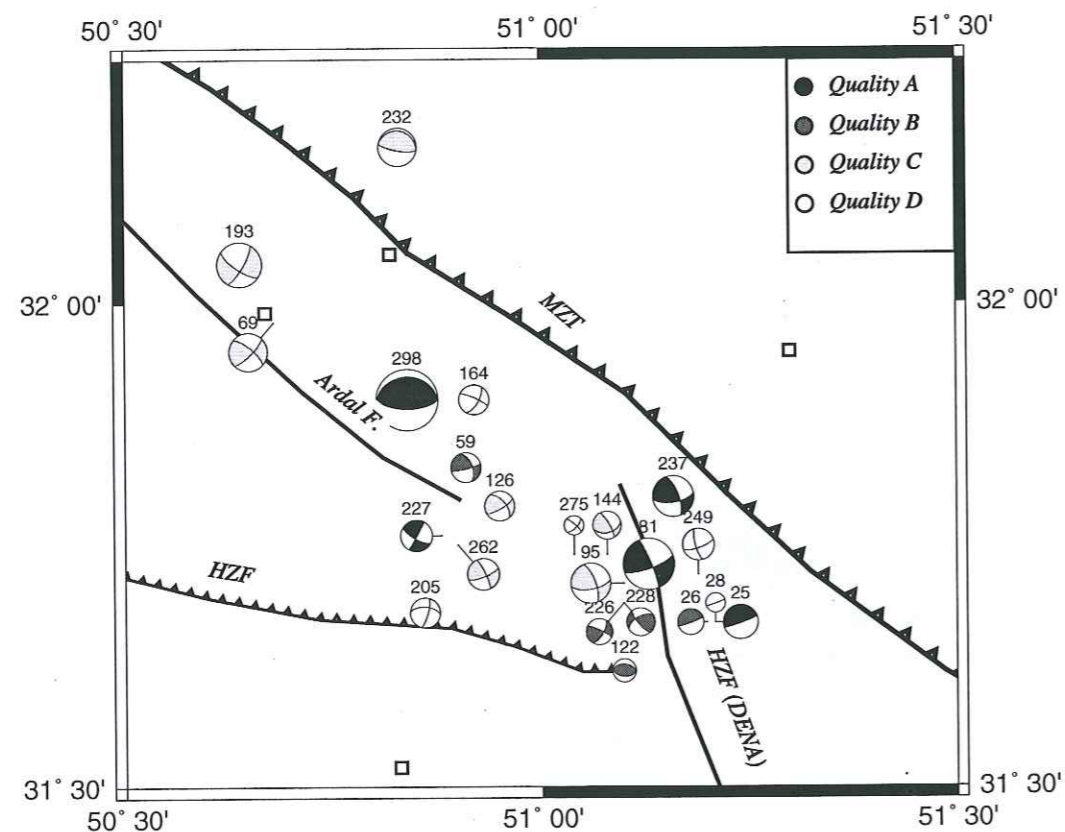


FIG. 6.12 - 22 mécanismes au foyer qui nous avons calculés pour la région de Borujen, et distribution d'axes P calculée à partir de nos mécanismes. Les mécanismes de qualité D sont les mécanismes calculés avec 6 polarités mais avec un gap de $\leq 180^\circ$.

Les mécanismes en décrochement au voisinage de la faille d'Ardal (n° 59, 69, 126 et 193) suggèrent un mouvement dextre qui peut être associé à cette faille. En revanche, nous voyons un autre type de mécanisme en décrochement au voisinage de la faille de Dena. Les mécanismes de coulissage au voisinage de la faille Dena (n° 81, 95, 144, 237 et 249) suggèrent qu'ils sont associés à un mouvement dextre de cette faille.

A l'est de la faille de Dena, les mécanismes (n° 25, 26 et 28) sont inverses orientés \approx E-W et de pendage faible. Le mécanisme inverse n° 122 orienté \approx E-W se situe au voisinage de faille du HZF. Les autres mécanismes inverses de pendage faible (n° 232 et 298) sont localisés au nord de la faille d'Ardal. Le séisme n° 298

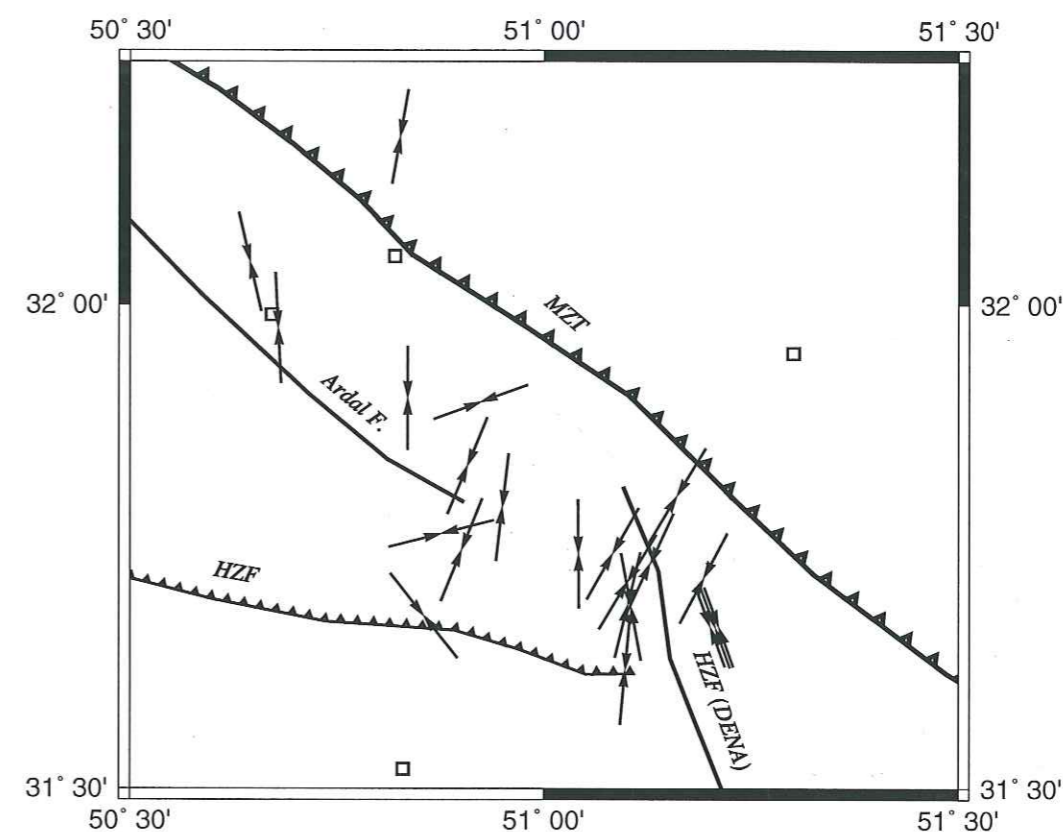


FIG. 6.12 - Suite de la figure 6.12.

de magnitude 3.7 à 14 km profondeur est le plus fort séisme enregistré dans notre réseau proche de la faille d'Ardal. Il a été ressenti par la majorité de la population de cette région. Ce séisme est localisé dans la région du maximum d'intensité du séisme du 21 septembre, 1975 à Naghan ($M_s = 6.0$) (Figure 5.4).

On remarque que parmi les mécanismes calculés, les mécanismes inverses (n° 25, 26, 28 et 298) correspondent aux séismes les plus profonds (14 km).

En examinant l'orientation des axes de compression P de nos mécanismes, on observe une orientation moyenne $N8^\circ E$ pour les mécanismes de qualité A, B et C. Cette moyenne pour les mécanismes localisés au voisinage de la faille d'Ardal est $N6^\circ E$, et tourne dans la direction $N10^\circ E$ au voisinage de la faille de Dena.

6.5 La structure crustale

Nous avons étudié les fonctions récepteurs afin de connaître la variation possible de la profondeur du Moho dans cette partie du Zagros. On a utilisé les données enregistrées par les stations large-bande de HOSS, GUIZ, KALA et KOLV (Figure 6.1).

Pendant notre campagne nous avons enregistré 29 télé-séismes de magnitude supérieure à 5.4 avec une distance épacentrale comprise entre 25 et 95 degrés (cf. annexe B.3) dont 22 ont permis le calcul d'au moins une fonction récepteur. On a traité et sélectionné les données de la même façon que dans le chapitre 4 et calculé les fonctions récepteurs par déconvolution itérative en domaine temporel (Ligorria et Ammon, 1999). Le nombre total de fonctions récepteurs obtenu est de 28 (cf. annexe B.4): avec 11, 13, 1 et 3 respectivement pour les stations de HOSS, GUIZ, KALA et KOLV. On voit déjà sur toutes les fonctions un pulse à ≈ 7 secondes identique de part et d'autre de la faille de Dena. Ce pulse est également visible sur la fonction récepteur moyenne calculé pour chaque station (Figure 6.13).

La figure 6.14 présente une sélection des 28 fonctions récepteurs retenues en fonction de la position du point d'impact théorique au Moho des rais associés. Les résultats sont représentés sous la forme d'une coupe où les données sont projetées le long d'un axe orienté W-E et centré sur le point de coordonnées ($31^\circ -36.57'N$, $51^\circ -04.48'E$). Chaque trace est placée sur la position théorique du point de conversion à un Moho de profondeur 50 km dans un modèle simple de croûte. Cette première image montre clairement une conversion PS à $\approx 7s$ sous toutes les stations qui peut être associé au Moho.

Afin de trouver la position des interfaces en profondeur engendrant les conversions observées pour une fonction récepteur, nous avons utilisé la technique du Common Conversion Point (CCP) (Zhu, 2000) (cf. 4.3.5).

L'image crustale à partir de la migration des fonctions récepteurs (Figure 6.16) dans le modèle IASP91 confirme les observations déjà effectuées à partir de l'étude des fonctions récepteurs individuelles et nous voyons une conversion importante sous les quatre stations à ≈ 60 km. Nous n'observons donc aucune variation importante de profondeur du Moho au passage de la faille de Dena.

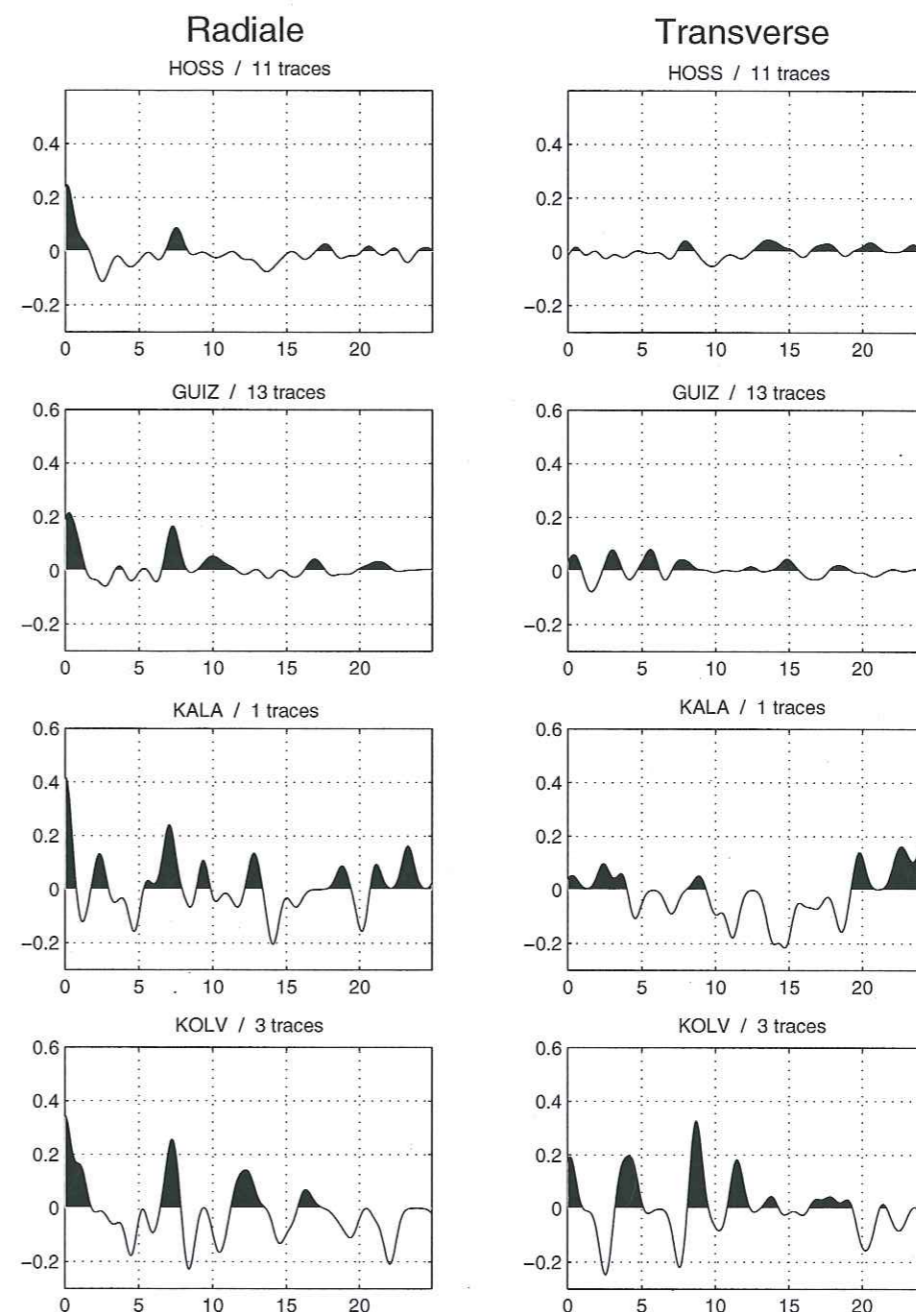


FIG. 6.13 – Fonctions récepteurs moyennes pour les stations situées dans le Zagros (la région de Borujen). Le nombre de fonctions récepteurs individuelles utilisées dans chaque sommation et le nom de la station sont indiqués en haut de chaque trace.

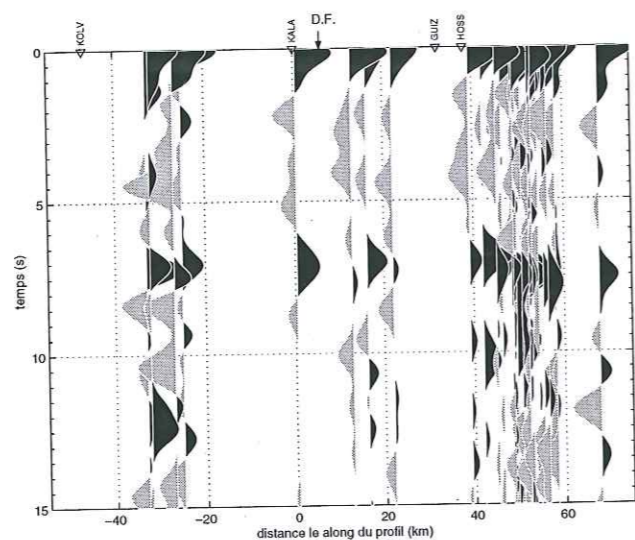


FIG. 6.14 – 28 fonctions récepteur radiales représentées le long d'une ligne orientée W-E en fonction de la distance de leur point d'impact au Moho par rapport au centre du réseau (station KALA). DF, Dena Fault.

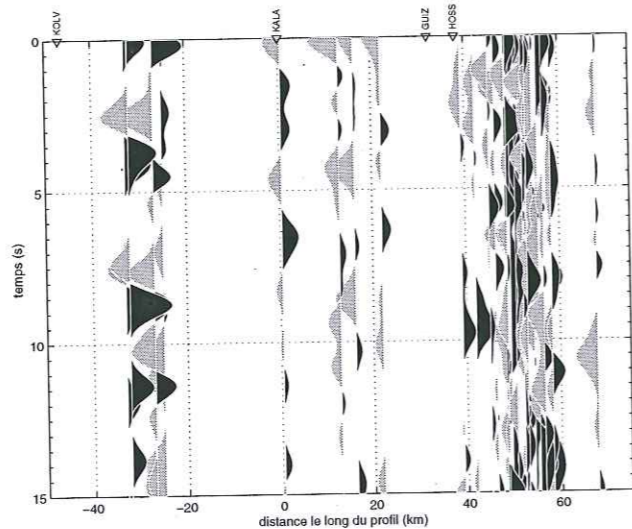


FIG. 6.15 – 28 fonctions récepteur transverses représentées le long d'une ligne orientée W-E en fonction de la distance de leur point d'impact au Moho par rapport au centre du réseau (station KALA). DF, Dena Fault.

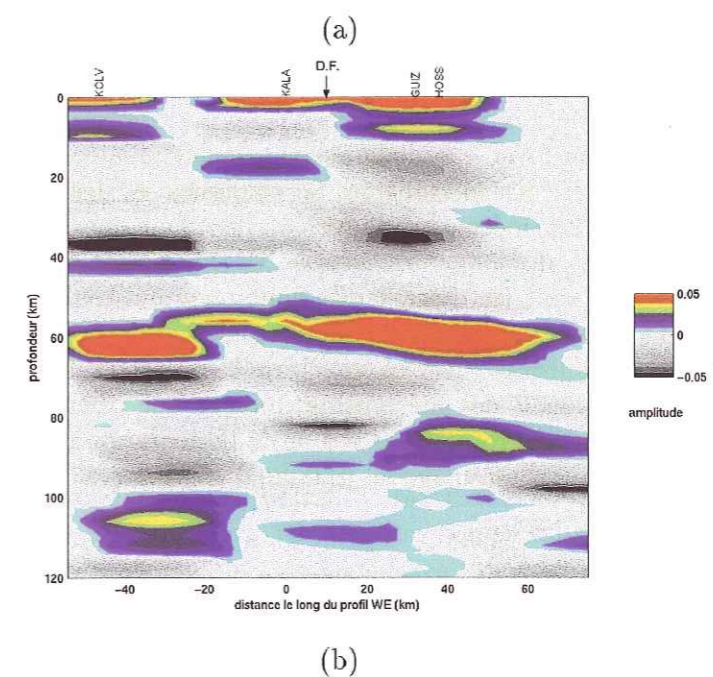
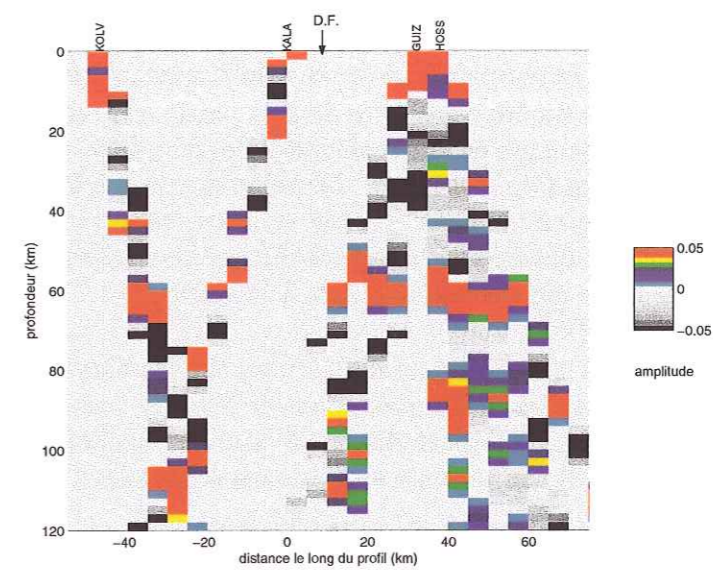


FIG. 6.16 – Coupe verticale de la croûte, le long de profil orienté WE obtenu par migration de 28 fonctions récepteurs dans le modèle IASP91 : a) sans lissage; b) lissée. L'échelle de couleur est fonction de l'amplitude moyenne des conversions PS à chaque interface.

6.6 Conclusion

L'étude des données microsismiques et téléseismiques recueillies dans le Zagros nord (région de Borujen) a permis de mettre en évidence les informations suivantes:

- La structure de la croûte supérieure dans la partie centrale du Zagros (région de Borujen) consiste en une couche sédimentaire de 8 km, et une couche cristalline de 6 km (V_p , 5.4 km/s). Le Moho est situé à 60 km de profondeur. Nos données ne montrent aucune variation importante de la profondeur du Moho au passage de la faille de Dena. Le rapport V_p/V_s de 1.85 calculé pour cette région est supérieure à la valeur de 1.77 pour le Zagros Central de 1.77 (Tatar, 2001).
- La distribution de la sismicité est diffuse mais elle semble suivre la direction de plusieurs structures tectoniques orientées NW-SE, parallèles à l'axe des plis. Nous constatons l'absence d'activité sismique sur la faille MZT et en revanche une activité importante au voisinage de la faille d'Ardal et la faille de Dena.
- La distribution de la sismicité sur la coupe montre que la majorité de nos données sont localisées entre 2 et 16 km de profondeur et qu'il n'y a aucune sismicité à une profondeur supérieure à 20 km. Cette distribution montre deux alignements approximativement verticaux au voisinage des failles de Dena et d'Ardal.
- Les mécanismes au foyer que nous avons calculés montrent deux caractéristiques différentes: des mécanismes de coulissage et des mécanismes indiquant inverses. Les mécanismes inverses, de même que le pendage de la sismicité suggèrent un plongement vers le NE. Les mécanismes décrochants dans cette région sont les mécanismes dominants qui sont distribués particulièrement au voisinage de la faille d'Ardal et de la faille de Dena. La majorité des mécanismes inverses sont les plus profonds. L'orientation des axes de compression P des mécanismes montre une orientation moyenne $N8^\circ E$. On observe une rotation $\approx N4^\circ E$ de l'orientation des axes de compression, de $N6^\circ E$ au voisinage de la faille d'Ardal à $N10^\circ E$ au voisinage de la faille de Dena.

Chapitre 7

Discussion - Conclusions

Nous avons étudié deux zones de transition dans le Zagros, au sud de l'Iran, qui semblent séparer différents styles de la déformation: la zone de Qatar-Kazerun et la zone de Minab, qui traversent le Zagros suivant une direction $\approx NS$, oblique par rapport à la chaîne. Nous rappelons les principaux résultats de notre travail, obtenus par les méthodes sismologiques. Nous essayons de proposer localement un mécanisme de déformation dans chaque région. Nous discutons son rôle pour la tectonique régionale et pour l'accommodation de la convergence entre la plaque Arabie et la plaque Eurasie. De plus, nous comparons les caractéristiques tectoniques et sismologiques observées avec d'autres zones de transition situées à Taiwan, en Grèce et en Nouvelle-Zélande.

7.1 La zone transition du Zagros-Makran (Iran)

7.1.1 La structure de la zone transition

a) Notre étude de la structure dans la région de Minab suggère une variation importante de la structure de la croûte et de la lithosphère au passage de la zone de faille du Zendan-Minab-Palami (ZMP). Les variations importantes de résidus téléseismiques et l'inversion 3D des temps de propagation montrent que la faille du Zendan-Minab-Palami (ZMP) sépare deux régions de structure différente. Il y a différentes raisons pour avoir des délais de propagation: (a) une croûte épaisse, (b) l'existence d'une zone de fractures importantes au voisinage des failles, (c) l'existence d'une couche de sédiments non consolidés et (d) une augmentation de la température. Au voisinage du ZMP les trois situations (a), (b) et (c) sont possibles pour expliquer l'anomalie lente observée dans la croûte, par ailleurs la situation (d) peut expliquer l'anomalie lente dans le manteau à cause de subduction du Makran.

b) L'étude des fonctions récepteurs pour les stations au voisinage de la faille du Zendan-Minab-Palami montre une conversion importante PS dans la croûte

supérieure ($\approx 15-20$ km) qui peuvent être associées à une zone de flysch située entre la faille de Zendan et la faille de Palami (McCall, 1985). Dans le Makran occidental on voit une conversion significative à ≈ 35 km. Nous n'avons pas trouvé une conversion claire pour les stations situées dans le Zagros oriental. De manière générale, les fonctions récepteurs obtenues dans la zone de transition sont complexes.

7.1.2 Microsismicité et tomographie locale

a) Nous trouvons trois évidences qui suggèrent la possibilité d'un pendage vers le NE de la faille du Zendan-Minab-Palami:

- L'existence de mécanismes inverses de pendage faible vers le N et le NE compatibles avec les mécanismes calculés pour les télé-séismes (Talebian et Jackson, 2002) et avec les CMT.
- Une augmentation de la profondeur des séismes vers le N-NE atteignant 35 km de profondeur ce qui est bien supérieur au Zagros central. La localisation d'un petit nombre de mécanismes au voisinage de la zone de Minab et du Makran occidental qui bien modélisés suggère aussi l'existence d'une activité sismique plus profonde que dans le Zagros (Maggi et al., 2000).
- L'inversion des résidus des séismes locaux qui montre une anomalie de vitesse plongeant vers le N et suggère une zone de décollement et un chevauchement de la croûte inférieure (Figure 7.1b).

b) Nos données montrent deux mécanismes dominants dans la région de Minab: du coulisage à faible profondeur (6-22 km) et du chevauchement de pendage faible à plus grande profondeur (12-34 km). La sismicité est diffuse et on ne peut pas l'associer à une faille unique. Nous n'observons pas d'activité sismique importante sur le ZMP sauf dans la partie nord à l'intersection avec le MZT.

Nous proposons un modèle partitionnant la déformation en profondeur (Figure 7.1):

- Du raccourcissement affectant la croûte inférieure dans une direction NNE (18°) et se produisant dans la zone de décollement. Ce raccourcissement (vecteur MI, figure 7.1c) à la même direction ($N10^\circ$) que la convergence Arabie-Iran Central (vecteur GPS, figure 7.1c) déduite des mesures GPS (Bayer et al., 2003).

- Du coulisage, dextre suivant des failles NS, dans la partie superficielle de la croûte, entre la faille de ZMP et la faille de Jiroft-Sabzevaran. Ce raccourcissement (vecteur MC, figure 7.1c) est orienté NE-SW ($N45^\circ$) à la même direction contrainte tectonique (vecteur Tect, figure 7.1c). Ce mouvement de coulisage dextre observé sur la faille de Jiroft et de Sabzevaran est similaire à celui de la faille de Gowk.

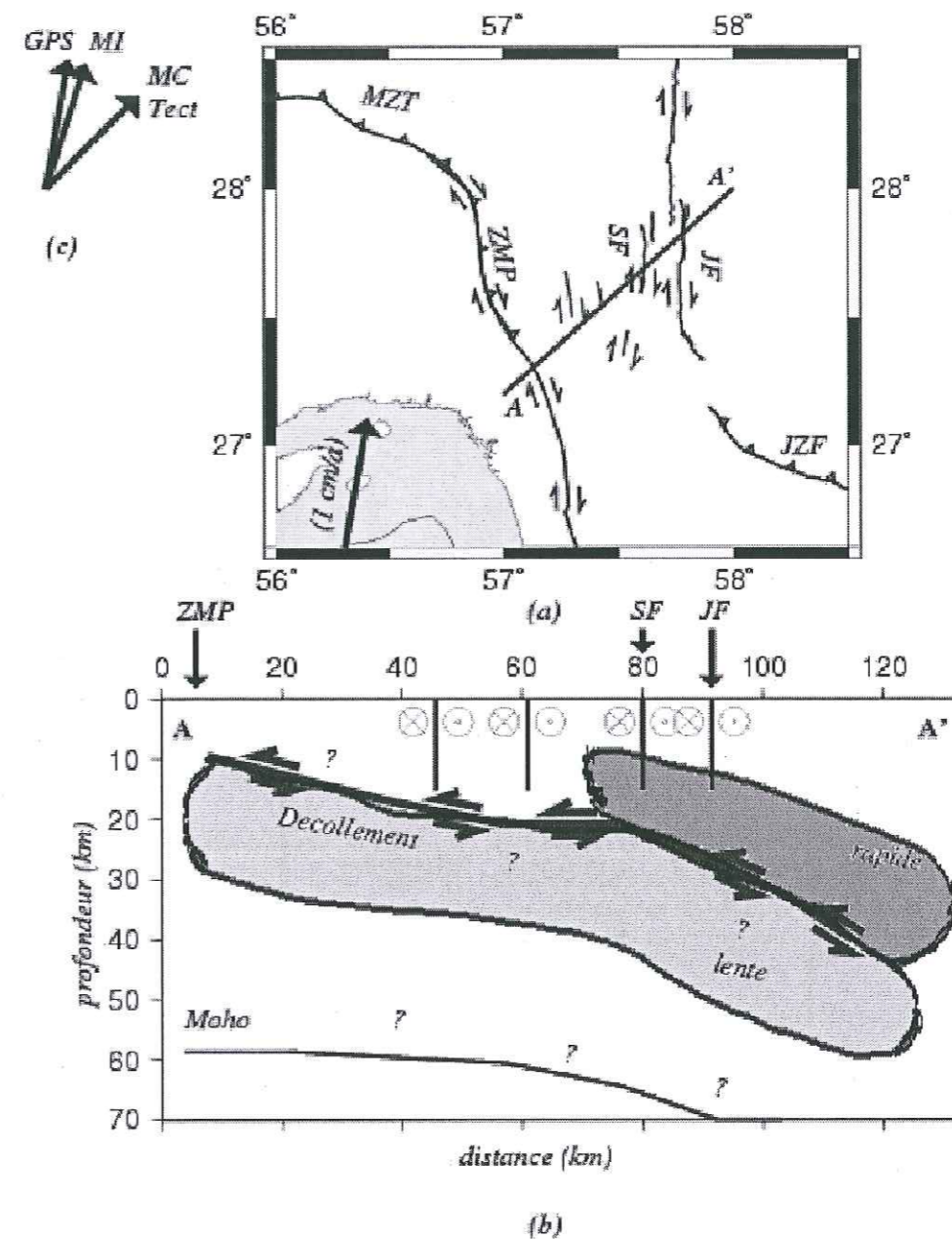


FIG. 7.1 - Déformation distribuée entre les failles de coulisage et les failles inverses de faible pendage, dans la zone de transition. (a) Les failles de coulisage sont distribuées entre les failles de Zendan-Minab-Palami et Jiroft. Le vecteur montre la direction calculée pour la convergence entre la plaque Arabie par rapport à l'Iran Central (Bayer et al., 2003). (b) Distribution des failles inverses et coulisages en profondeur et plongement de la zone de décollement. MZT, Main Zagros Thrust; ZMP, la faille de Zendan-Minab-Palami; JF, Jiroft Fault; JZF, Jaz-Murian Fault; SF, Sabzevaran Fault. (c) Les vecteurs sont: Tect, la direction contrainte moyenne tectonique (Regard, 2003); GPS, la direction Oman-Jaz Murian convergence (Bayer et al., 2003); MI, la direction moyenne des axes P des mécanismes inverses; MC, la direction moyenne des axes P des mécanismes en coulisage.

7.2 Comparaison avec d'autres transitions collision-subduction

7.2.1 La zone de transition entre l'arc de Luzon et Taiwan

Deux zones de subduction obliques, les fossés de Ryukyu et Manila sont situées au NE et sud de la zone de collision de Taiwan (Figure 7.2).

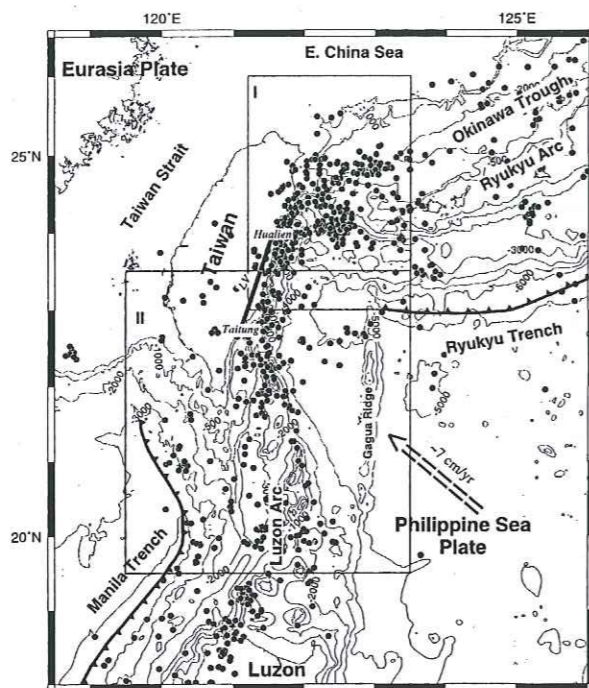


FIG. 7.2 - Bathymétrie et sismicité ($m_b \geq 5.0$, 1964-1995) dans la région du Ryukyu-Taiwan-Luzon. La plaque Philippine se déplace vers le NW à la vitesse ≈ 7 cm/a par rapport à la plaque Eurasie et aboutit à la zone de collision de Taiwan. Le trait noir (LV, Longitudinal Valley), entre Hualien et Taitung, est la suture. Le fossé du Ryukyu disparaît à l'ouest de 123° , où il est intercepté par la ride du Gagua. Vers le sud de Taiwan, le fossé du Manila disparaît au nord de $\approx 21.5^\circ$. Les carrés I et II encadrent les zones de transition des subductions obliques à la zone collision de Taiwan (Kao et al., 2000).

Au sud de 21.5° , la sismicité et la bathymétrie montrent une zone de subduction. Le slab subducté s'étend à une profondeur de 200 km qui diminue brusquement là où il s'approche de Taiwan (Figure 7.3). La répartition des séismes en profondeur montre que la majorité des séismes superficiels est associée à la

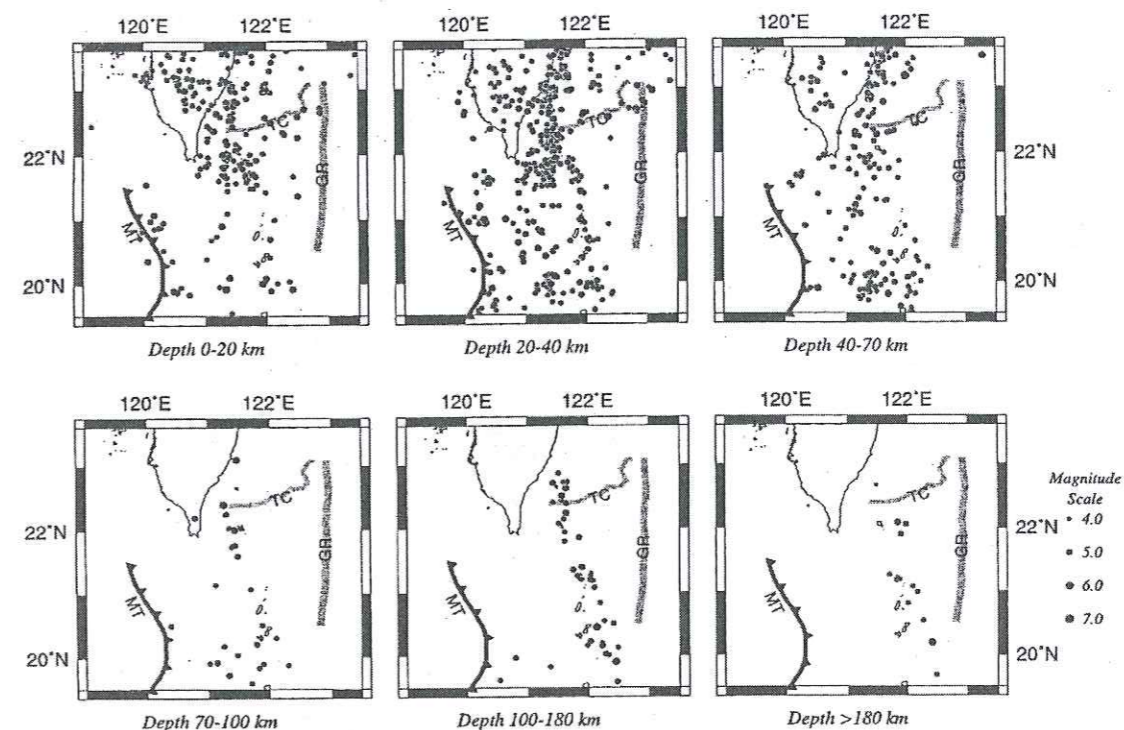


FIG. 7.3 - Sismicité ($m_b \geq 4.5$) de 1964 à 1986 (Catalogue ISC); de 1987 à 1997 (Catalogue PDE) de la zone de transition du Luzon-Arc de Taiwan (Kao et al., 2000). La répartition des séismes de profondeur faible est différente dans les régions au Sud et au Nord de Taitung Canyon (TC). GR, Gagua Ridge; MT, Manila Trench.

zone de collision et à l'interface de la plaque, alors que la sismicité intermédiaire montre clairement la géométrie de la plaque subductée de l'Eurasie.

On observe un régime en extension (des mécanismes en faille normale) près de l'axe du fossé, associée probablement à la courbure du slab; de la compression (des mécanismes inverses à faible pendage) sur l'interface de la plaque; de l'extension dans la zone de Wadati-Benioff qui change en compression à ≈ 150 km profondeur (Figure 7.4). Au nord de 23° N, la collision est clairement le processus dominant caractérisé par de la déformation qui s'étend des deux côtés de la suture.

La transition entre la zone de subduction du Luzon et la zone de collision de Taiwan est accommodée par une zone de failles inverses au front du prisme d'accrétion, par la fermeture du bassin avant-arc, et par la zone de failles décrochantes dextres du Taitung orientée NE-SW. Ces structures accommodent le mouvement différentiel entre la zone de subduction de Manila et la zone de collision et changent de position du fait de la propagation de la collision vers le

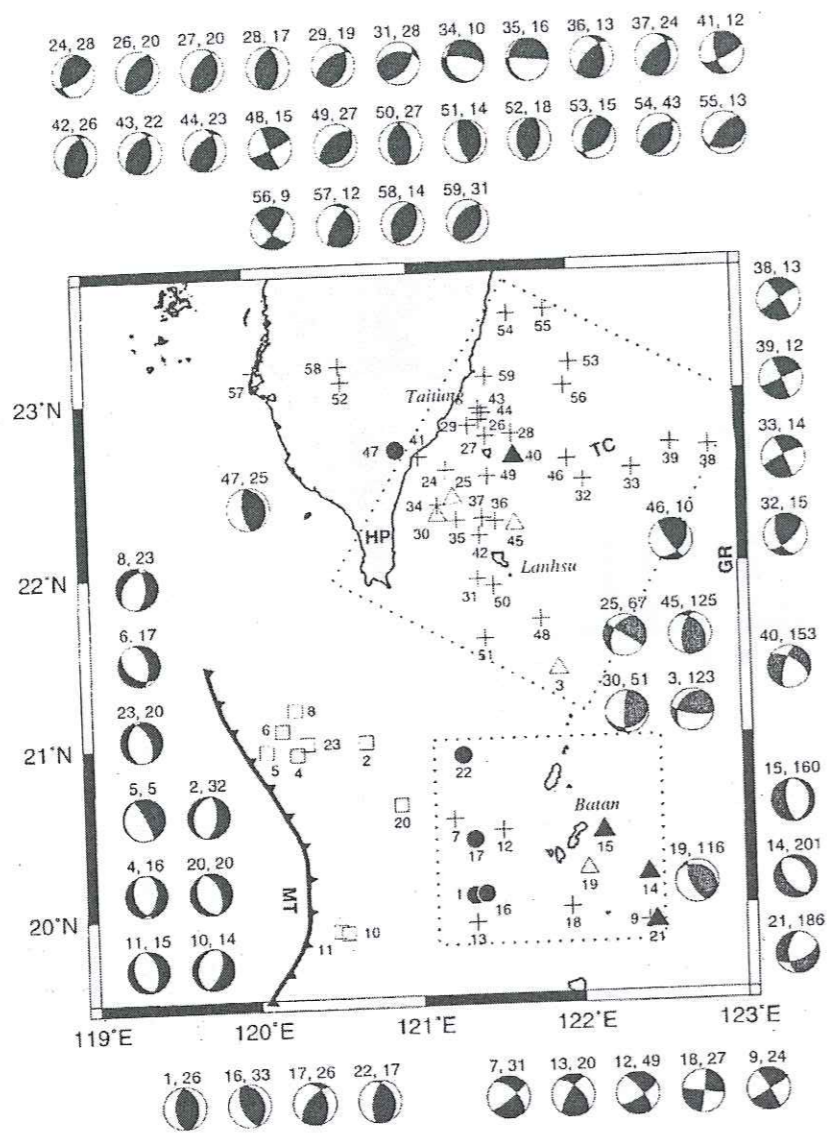


FIG. 7.4 - Mécanismes au foyer dans la zone de transition du Luzon-Arc-Taiwan (Kao et al., 2000). On peut distinguer cinq zones majeures: mécanismes normaux (carré blanc); événements de l'interface (cercle noir); événements intermédiaires (extension, triangle blanc; compression, triangle noir); événements de la zone collision (croix). TC, Taitung Canyon; HCP, Hengchun Peninsula; GR, Gagua Ridge; MT, Manila Trench. Le deuxième nombre au-dessus de la mécanique est la profondeur du séisme.

SW.

Le changement de la sismicité et les mécanismes en coulissage (n° 33, 38, 39) au voisinage de Taitung Canyon suggèrent l'existence d'une zone de failles en coulissage dans la zone de transition qui accomode le mouvement différentiel entre la zone de subduction et la zone de collision.

7.2.2 La transition le long de l'arc égéen externe (Grèce)

La faille de Kephalaria, de mouvement dextre ≈ 25 mm/a, est reconnue comme une faille transformante importante entre le bloc de la mer Adriatique et l'arc Hellénique occidental (Kahle et al., 1993, 1995, et 1996; Louvari et al., 1999) (Figure 7.5).

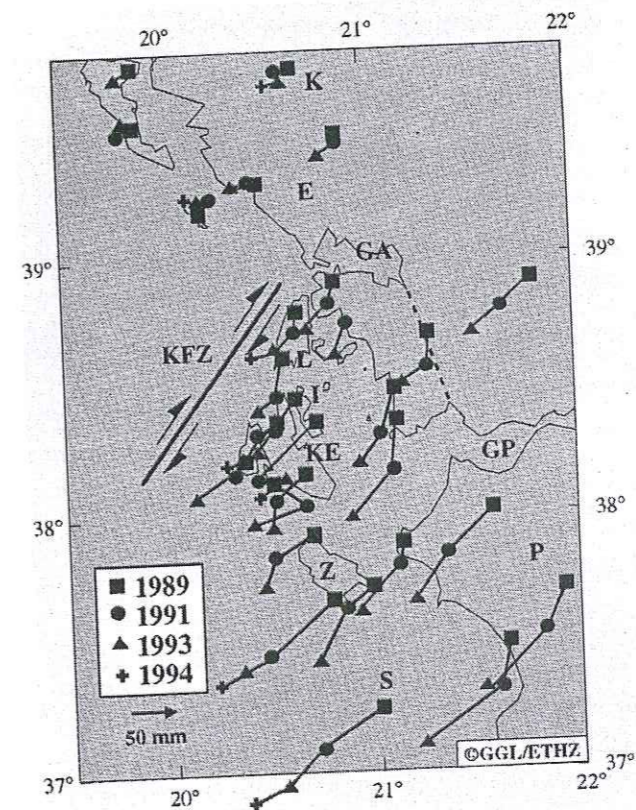


FIG. 7.5 - Mouvement crustal par rapport au SE de l'Italie (Kahle et al., 1996). Les vecteurs GPS montrent clairement que la faille de Kephalaria (KFZ) interrompt le mouvement rapide, orienté SW, du bloc égéen. K, Karitsa; E, Epiros; L, Lefkada; GA, Gulf of Amvrakia; I, Ithak; KE, Kephalaria; GP, Gulf of Patras; S, Strofades; P, Peloponnesus.

Anderson et Jackson (1987) proposent que la zone de subduction Hellénique

se termine par cette faille dextre majeure à l'ouest, là où la zone en compression produite par la collision entre la plaque Apulie et la plaque Eurasie commence. La variation d'activité sismique à l'ouest de Kephallonia montre l'importance de la zone de faille de Kephallonia comme une faille tectonique majeure.

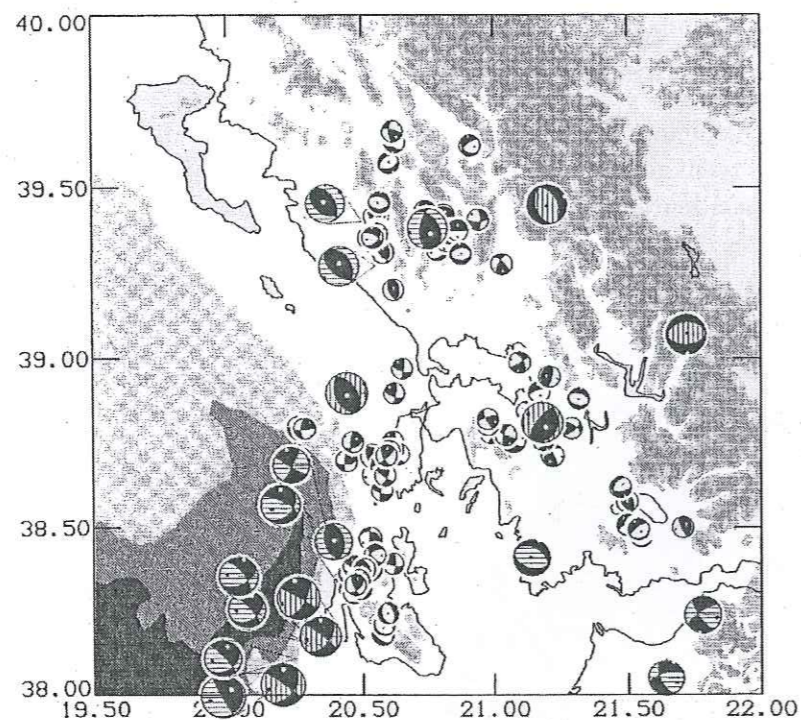


FIG. 7.6 – Mécanismes au foyer des séismes et microséismes dans le NW de la Grèce (Hatzfeld et al., 1995).

Une étude de microsismicité par Hatzfeld et al. (1995) vérifie le mouvement dextre sur la faille de Kephallonia (Figure 7.6). Les mécanismes au foyer montrent un raccourcissement orienté ENE-WSW le long de côte. Vers l'Est les mécanismes montrent l'extension NNW-SSE au nord et au sud de la faille de Kephallonia comme dans le Peloponnese (au sud) et dans le Pindus (au nord).

7.2.3 La zone transition de North Canterbury

Le prisme d'accrétion se termine au sud du Cap Palliser et la transition entre la croûte océanique subductée et la croûte continentale subductée commence au passage de la marge transpressive de Marlborough (Figure 7.7).

Cette zone est dominée par les structures transpressives qui se terminent sur la faille de Southern Alps. Il semble que cette zone accomode le mouvement différentiel de la plaque Pacifique entre la subduction oblique de marge de Hikurangi

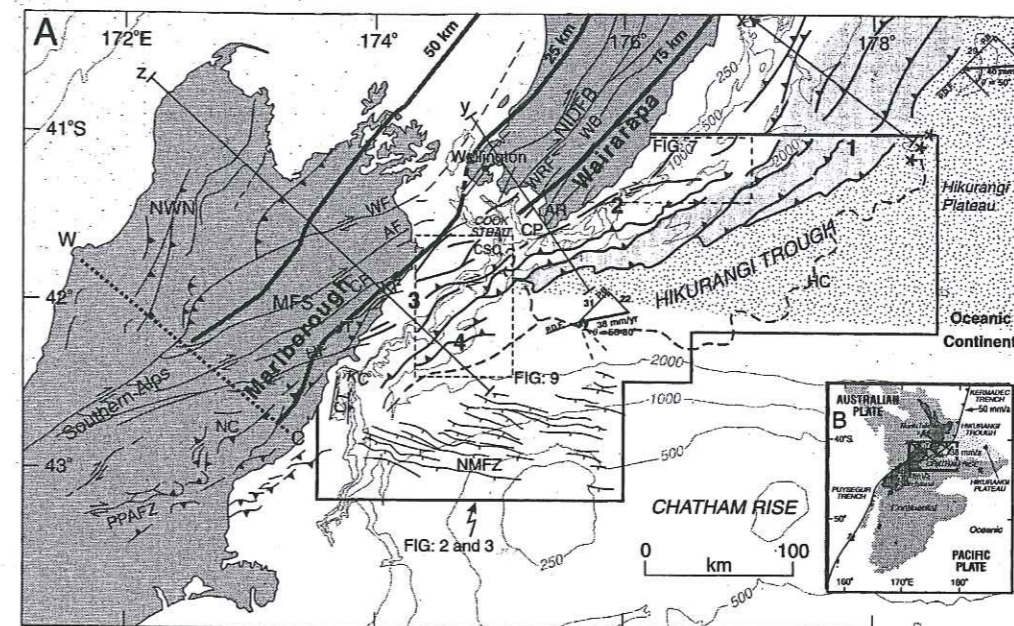


FIG. 7.7 – Cadre structural de la zone de bordure entre la plaque Australie et la plaque Pacifique en Nouvelle Zélande Centrale (Barnes et al., 1998). CP, Cape Palliser; HF, Hope Fault; NMFZ, North Mernoo Fault Zone. La région: 1, le prisme d'accrétion (la région ombrée d'égerment); 2, la marge transpressive de Wairau; 3, La marge transpressive de Marlborough; 4, la partie extensionnelle faible du Marlborough.

et la convergence continentale de Northern South Island. Les failles normales dans la marge continentale, NW de Chatham Rise, est interprétée comme de l'extension produite par la flexure de la plaque Pacifique là où la zone subduction se termine (la zone de faille du North Merno).

Reyners et al. (1993) a étudié cette zone de transition entre la subduction oblique de la plaque Pacifique et la collision continentale de South Island d'un point de vue sismologique. La répartition des microséismes montre qu'au SW de 43°S, la sismicité dans la croûte inférieure est subhorizontale. En revanche, vers le NE, elle plonge avec un pendage d'environ 10°. La partie au milieu de la croûte dans les deux régions semble relativement asismique.

Les mécanismes au foyer en coulissage (Anderson et al., 1993) sont dominants dans la zone de transition (Figure 7.8). On observe une transition progressive entre la subduction et la convergence de la croûte continentale sur les coupes (Figure 7.9).

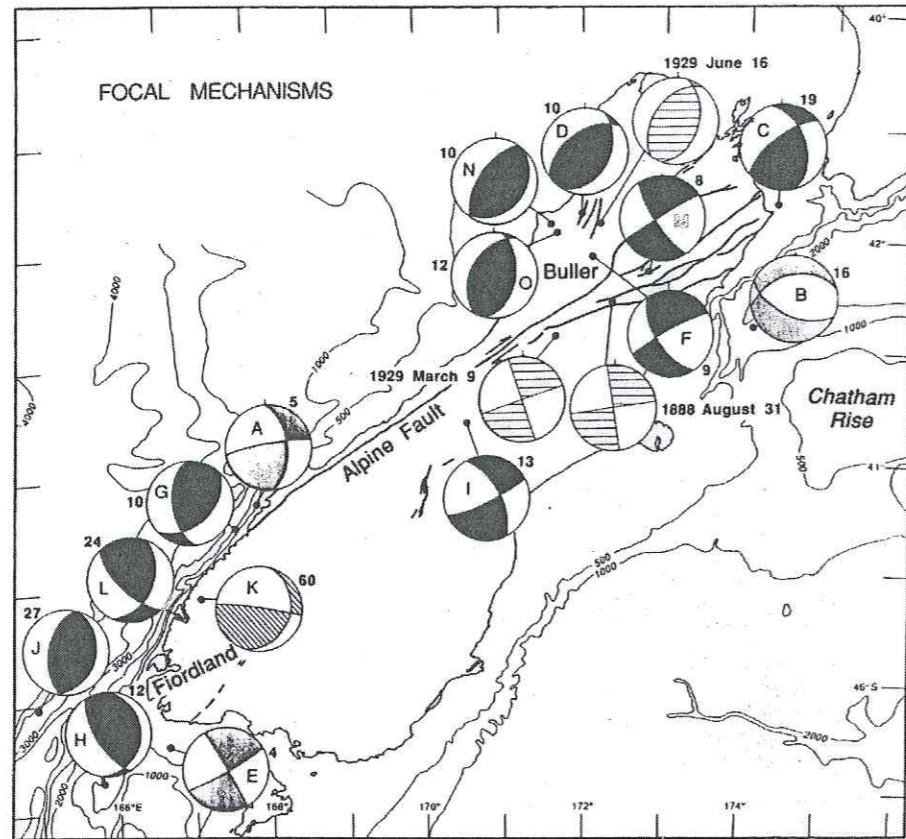


FIG. 7.8 – Mécanismes au foyer des séismes dans la zone transition de South Island (Anderson et al., 1993). Le nombre sur chaque sphère focale est la profondeur du séisme.

7.2.4 Comparaison avec la zone transition du Zagros-Makran (Iran)

L'existence d'une zone de failles en coulissage dans la zone de transition entre l'arc de Luzon et Taiwan, qui accomode le mouvement différentiel entre la zone de subduction et la zone de collision, est similaire à ce que nous observons pour la zone de Minab. On remarque que la zone de collision de Taiwan se situe entre deux zones de subduction et la vitesse de convergence entre la plaque Eurasie et la plaque Philipine (7 cm/a) est 3 fois plus que dans le Makran. Nous voyons une activité sismique importante dans la zone subduction qui montre la géométrie du slab jusqu'à 200 km profondeur et qui est donc différente de la subduction de pendage faible du Makran. Les mécanismes inverses de pendage fort dans la zone de collision de Taiwan et dans le Zagros sont semblables.

Il semble que la transition progressive du Zagros-Makran soit différente de la

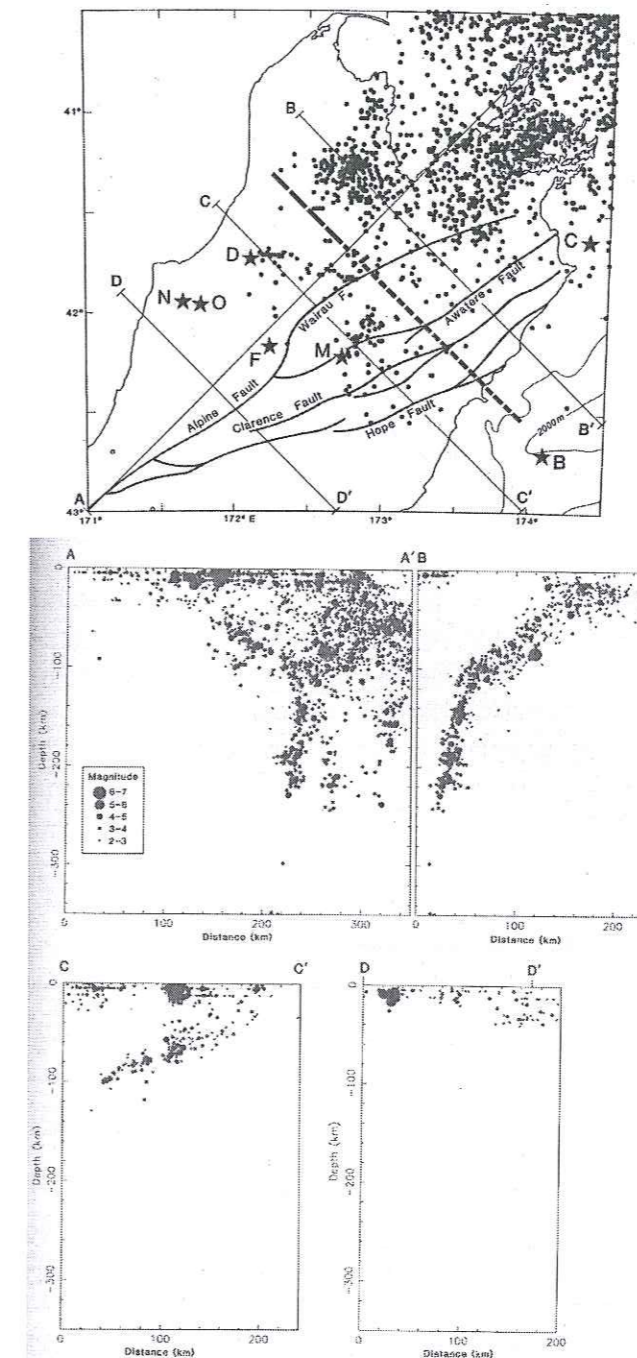


FIG. 7.9 – Sismicité (profondeur ≥ 50 km) au nord de South Island, 1990-1992. Les coupes montrent un changement progressif de la sismicité au passage de la zone de transition (Anderson et al., 1993).

transition en Grèce. Nous voyons une activité sismique importante au voisinage du fossé d'Hellénique et la faille transformante de Kephalaria est une faille sismiquement active. En revanche, le mouvement dextre observé sur les deux systèmes est semblable. Par ailleurs, des mécanismes normaux peu nombreux situés au nord de la faille de Zendan-Minab-Palami montrent une extension perpendiculaire à direction de convergence comme cela est observé en Grèce. Par contre, les mécanismes inverses dans la zone de collision sont de pendage faible, différents des mécanismes inverses de pendage fort du Zagros. On remarque que la direction de convergence dans les deux zones de subduction est semblable (approximativement perpendiculaire au fossé) mais la vitesse de subduction d'Hellénique (3.5 cm/a) est plus importante que celle de la subduction de Makran (2.3 cm/a).

On remarque des différences de sismicité entre la zone de subduction et la collision entre l'Iran et Nouvelle-Zélande. La subduction de la plaque Pacifique est très active. La faille Alpine décrochante est importante dans la zone de collision. La déformation dans cette région est accommodée par un partitionnement qui est le résultat d'une convergence oblique ($\approx 50^\circ$). Au contraire, la zone subduction du Makran montre une activité sismique faible et moins profonde (≈ 100 km) et un plongement de pendage faible. La zone de collision étendue du Zagros est plus active. Les différences de vitesse de convergence (Iran, 23 mm/a; Nouvelle Zélande, 40 mm/a) et la direction de convergence (Iran, 10° ; Nouvelle Zélande, 50°) sont importantes. En revanche, la transition progressive et l'existence de la zone de failles en coulissage sont semblables mais la zone de Minab montre une activité sismique faible.

7.3 Conclusion sur le Zagros Makran

Nous résumons les éléments les plus importants associés à la transition collision subduction Zagros-Makran.

7.3.1 Discontinuité importante de la structure

La tomographie télésismique confirme l'existence d'une discontinuité importante associée au ZMP. À l'est du ZMP on observe un retard des temps d'arrivées par rapport à l'ouest. Du fait de la faible couverture azimutale des téléseismes, il est difficile de cartographier, précisément en profondeur, cette discontinuité. Mais l'ampleur des délais (≈ 1 sec) suggère que la croûte et la lithosphère participent à ce contraste. Les délais obtenus peuvent aussi être attribués partiellement à la subduction de la croûte océanique à l'est du ZMP qui introduit un épaissement de la croûte.

Les fonctions de transfert sont de qualité médiocre. Cette relative mauvaise qualité n'est pas imputable seulement à la qualité des enregistrements. Il semble

plus logique de l'attribuer à une structure complexe associée au ZMP, en particulier au fait que nous ne sommes pas au présence de couches planes tabulaires.

Sous le Zagros, on ne peut pas reconnaître une conversion PS associée au Moho. Sous le Makran nous observons une réflexion à environ 35 km. Entre les deux, la région du ZMP est associée à des réflecteurs situés à ≈ 15 km.

7.3.2 Distribution de la déformation en profondeur

Les mesures effectuées en surface, soit à partir d'observations tectoniques (Regard et al., 2003), soit à partir de nos mécanismes au foyer superficiels, montrent une convergence orientée $\approx N45^\circ$ dans la région de ZMP. Cette orientation est différente des mesures plus générales concernant la convergence Arabie-Iran Central, par les mécanismes au foyer plus profonds représentatifs de la croûte inférieure ou par les mesures GPS qui sont sensiblement orientés $\approx N10^\circ$.

Cette différence, entre les mesures de surface et les mesures profondes, implique un découplage de la déformation en profondeur. Pour dire les choses autrement, la convergence Arabie-Iran Central, n'est pas accommodée en surface de manière intégrale. La couverture superficielle se déforme de manière indépendante.

7.3.3 ZMP une faille superficielle

L'absence de sismicité associée à la faille de coulissage de ZMP, qui est pourtant parfaitement visible en surface, confirme que la faille de ZMP, comme les failles de Jiroft et Sabzevaran, ne sont que l'expression en surface de la déformation superficielle. Il est peu probable que la faille de ZMP soit une faille lithosphérique profonde accommodant en profondeur le différentiel de convergence entre le Zagros et le Makran.

7.3.4 Transition progressive

Ce faisceau d'observations, ainsi que celles déduites des observations tectoniques (Regard et al., 2003) et de la modélisation analogique (Regard et al., 2003), suggère donc une transition progressive de la collision vers la subduction. Cette transition est différente de celle observée à Taiwan, à Kephalaria ou à North Canterbury car, si elle est associée un changement de structure, il n'y a aucune évidence de transfert de mouvement le long d'un accident lithosphérique majeur. Le mouvement observé en surface, différent de celui déduit du GPS, suggère que la partie supérieure de la croûte est désolidarisée de la lithosphère dans cette région. Ce passage progressif se manifeste, comme le suggère Regard (2003) probablement par une variation progressive de la pente de la subduction en profondeur sous la région de ZMP.

7.4 La zone transition du Qatar-Kazerun

L'étude de la région de Qatar-Kazerun vérifie l'existence d'un mouvement de coulissage dextre au voisinage de la faille de Dena. A l'ouest de cette faille, dans une région comprise entre la faille de Dena, la faille d'Ardal et le MZT, les mécanismes au foyer et les alignements de microséismes confirment une déformation distribuée entre des failles en décrochement et des failles inverses. Au voisinage de la faille d'Ardal, on observe une composante importante de coulissage. L'orientation des axes de compression P des mécanismes calculés dans cette région montre une moyenne $N8^\circ E$. La figure (7.10) montre un modèle tectonique possible à partir de nos données.

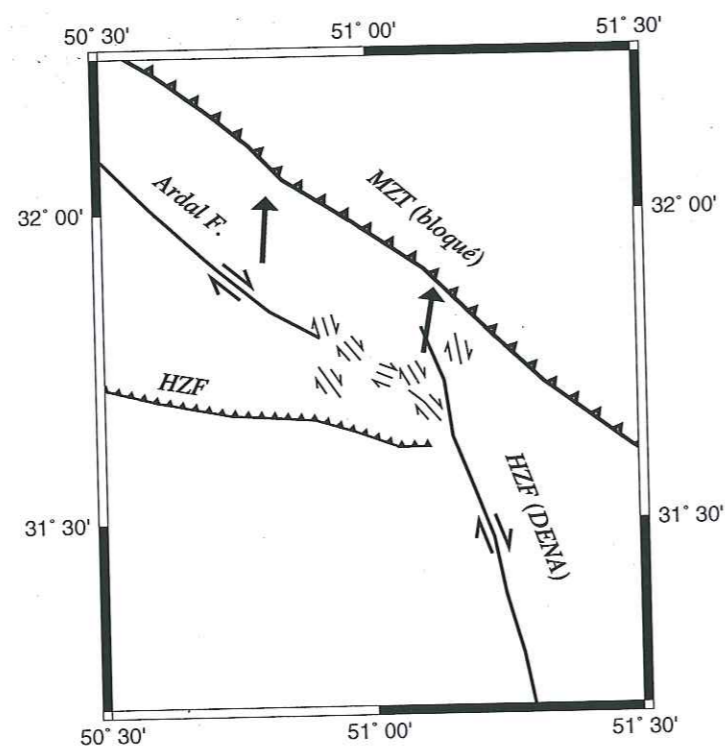


FIG. 7.10 – Modèle de la déformation sismique distribuée pour la région de Borujen. La convergence oblique entre la plaque Arabie par rapport à l'Iran central est accommodée par des failles inverses et des failles en coulissage. On remarque la zone de cisaillement à la terminaison de la faille d'Ardal et la faille de Dena. Les vecteurs montrent l'orientation moyenne des axes de compression P pour les mécanismes localisés au voisinage de la faille d'Ardal ($N6^\circ E$) et au voisinage de la faille de Dena ($N10^\circ E$).

Nous n'observons aucune activité importante au voisinage du MZT mais en revanche nous avons une activité importante au voisinage de la faille d'Ardal et du HZF. De plus, nous voyons quelques alignements à pendage faible vers le Nord au voisinage de ces failles.

La comparaison des microséismes entre la région de Borujen dans le Zagros Haut et le Zagros Central (Tatar, 2001) montre que la profondeur maximum observée est comparable (≈ 20 km). Nous observons des séismes plus superficiels ce qui vérifie l'existence d'une structure plus cassante dans la croûte supérieure du Zagros nord. La vitesse de 5.4 km/s pour la première couche dans notre étude et de 5 km/s par Tatar (2001) pour le Zagros Central, confirme aussi cette hypothèse.

La profondeur du Moho calculée dans cette région (≈ 60 km) est approximativement la même que celle obtenue par Paul et al. (2003) au voisinage du MZT, et plus que les 48 km obtenus par Tatar (2001) dans le Zagros Central. En revanche la valeur V_p/V_s de 1.85 calculée pour cette région est différente de la valeur calculée pour le Zagros central ($V_p/V_s=1.77$) (Tatar, 2001) et pour Minab ($V_p/V_s=1.78$).

Enfin, on remarque que dans la zone de transition du Qatar-Kazerun, nous n'observons pas un plongement clair vers l'est des séismes à des profondeurs supérieure à 20 km comme pour la zone transition du Zagros-Makran. L'étude des fonctions récepteurs ne montre aucune variation importante de la structure au passage de la faille Dena.

Il semble donc que le système Kazerun-Borazjan soit une faille de coulissage dextre pur, accommodant un raccourcissement différent du Zagros. Le passage de la faille de Kazerun vers la faille d'Ardal (MRF) d'orientation très différente, se fait avec une déformation distribuée.

Bibliographie générale

Aki, K., A. Christoffersson and E. S. Husebye (1976). Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana LASA, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 501-524.

Aki, K., A. Christoffersson and E. S. Husebye (1977). Determination of the three-dimensional seismic structure of lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **82**, 277-296.

Alavi, M. (1994). Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, **229**, 211-238.

Ambraseys, N. N., and C. P. Melville (1982). A history of Persian earthquakes, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, London, 212 pp.

Ammon, C. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 2504-2510.

Anderson, H. and J. Jackson (1987). Active tectonics of the Adriatic region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **91**, 937-983.

Anderson, H., T. Webb and J. Jackson (1993). Focal mechanisms of large earthquakes in the South Island of New Zealand: implications for accommodation of Pacific-Australia plate motion, *Geophys. J. Int.*, **115-1**, 1032-1054.

Asudeh, I. (1982). Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **71**, 715-730.

Baker, C. (1993). The active seismicity and tectonics of Iran, PhD thesis, University of Cambridge, Cambridge.

Baker, C., J. Jackson and K. Priestley (1993). Earthquakes on the Kazerun Line in the Zagros Mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold-and-thrust belt, *Geophys. J. Int.*, **115**, 41-61.

Barazangi, M. (1987). Seismotectonics and crustal structure of Himalayan and Zagros continental collision zones: Different stages in mountain building processes, *Encyclopedia of Geophysics*.

Barnes, P. M., B. Mercier de Lépinay, J. Y. Collot, J. Delteil and J. C. Audru (1998). Strain partitioning in the transition area between oblique subduction and continental collision, Hikurangi margin, New Zealand, *Tectonics*, **17**, 534-557.

Bayasgalan, A. and J. Jackson (1999). Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance, *Tectonics*, **18**(3), 394-411.

Bayer, R., E. Shabaniyan, V. Regard, P. Vernant, F. Nilforoushan, M. Abbasi, J. Cheri, M. Tatar, E. Doerflinger, M. Peyret, M. Daignières, O. Bellier, D. Hatzfeld, M. Mokhtari (2003), proceedings, SEE4 Conference, 12-14 May 2003, Tehran, I. R. Iran.

Berberian, M. (1976). Contributions to the seismotectonics of Iran (Part 2), *Rep. Geol. Surv. Iran*, No. 39.

Berberian, M. (1981). Active faulting and tectonics of Iran, In *Zagros-Hindu-Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*, Gupta, H. K., and Delany, F. M. (eds), *Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, **3**, 33-69.

Berberian, M. (1995). Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, **241**, 193-224.

Berberian, M. and I. Navai (1977). Naghan (Chahar Mahal Bakhtiari-High Zagros, Iran) Earthquake of April 1977: A preliminary field report and seismotectonic discussion, *Geol. Surv. of Iran, Report No.* 40.

Berberian, M. and D. Papastamatiou (1978). Khurgu (North Bandar Abbas, Iran) Earthquake of March 21, 1977: A preliminary field report and a seismotectonic discussion, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **2**, 411-428.

Berberian, M. and G. C. P. King (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 210-265.

Berberian, F., I. D. Muir, R. J. Pankhurst and M. Berberian (1982). Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran, *J. Geol. Soc. London*, **139**, 605-614.

Berberian, M. and R. S. Yeats (1999). Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 120-139.

Bess, J., F. Torcq, Y. Gallet, L. E. Ricou, L. Krystyn and A. Saidi (1998). Late Permian to late Triassic paleomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea, *Geophys. J. Int.*, **135**, 77-92.

Brusset, S., P. Souquet, J. Dèramond, J. C. Sibuet, S. K. Hsu, B. Deffontaines, and H. T. Chu (1999). Partition between collision and subduction accretionary prisms along an inherited fault zone: New insights on the Taiwan fold and thrust belt, *Tectonics*, **18**, 546-558.

Byrne, D. E., and L. R. Sykes (1992). Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip Along the Plate Boundary of the Makran Subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **97**, 449-478.

Châtelain, J. L. (1978). Étude fine sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de station portable: La région Hindu-Kush Pamir, thèse de 3ème cycle, Université Jouseph Fourier, Grenoble.

Christensen, N. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, **101** (2), 3139-3156.

Cotton, J. T., and H. A. Koyi (2000). Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **112**, 351-363.

Dehghani, G. A. and J. Makris (1984). The gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jb Geol. Palaont. Agh.*, **168**, 215-229.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein (1994). Effects of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.

Ellsworth, W. L. (1977). Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the Island of Hawaii, Ph.D. thesis, M.I.T., 327 pp.

Engdahl, E. R., R. Van Der Hilst and R. Buland (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 722-743.

Evans, J. R. (1986). Teleseismic Traveltime Residual Analysis System: A

User's Manual., U. S. geol. Surv. , 53P.

Evans, J. R. and U. Achauer (1993). Teleseismic velocity tomography using ACH method: theory and application to continental-scale studies. In: Iyer, H.M. and Hirahara, K. (éds), *Seismic Tomography: Theory and Practice*. Chapman and Hall, Londres.

Evans, J. R., D. Eberhart-Phillips and C. H. Thurber (1994). User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: A derivative of the 'Thurber' Tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions, USGS, Open-file Report, 94-431.

Falcon, N. L. (1969). Problem of relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range. In: P.E. Kent, G.E. Satterthwaite and A.M. Spencer (Editors), *Time and place Orogeny*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **3**, 9-22.

Falcon, N. L. (1974). An outline of geology of the Iranian Makran, *Geogr. J.*, **140**, 284-291.

Falcon, N. L. (1976). The Minab Anticline, in the Geological Evolution of Southern Iran: the report of the Iranian Makran expedition, ed. Shearman, D. J., *Geogr. J.*, **142**, 409-410.

Farhoudi, G. and D.E. Karig (1977). Makran of Iran as an active arc system, *Geology*, **5**, 664-668.

Fréchet, J. And F: Thouvenot (1997). PICKEV 97: Software for seismogram picking and processing earthquake localization and mapping, LGIT-IRIGM, Joseph Fourier University.

Freund, R. (1974). Kinematics of transform and transcurrent faults, *Tectonophysics*, **21**, 93-134.

Giese, P., I. Makris, B. Akasheh, P. Rower, H. Letz and M. Mostanpour (1983). Seismic crustal studies in southern Iran between Central Iran and the Zagros belt, *Geol. Surv. Iran, Rep.*, **51**, 71-84.

Gregory, T., D. R. Gray and J. M. Miller (1998). Tectonics of the Arabian margin associated with the formation and exhumation of high-pressure rocks, Sultanate of Oman, *Tectonics*, **17**(5), 657-670.

Gurrola, H., G. Baker and J. Minster (1995). Simultaneous time domain

deconvolution with application to the computation of receiver function, *Geophys. J. Int.*, **120**, 537-543.

Harms, J. C., H. N. Cappel and D. C. Francis (1984). The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential, in *Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan*, edited by B. U. Haq and J. D. Milliman, 3-26, Van Nostrand Reinhold, Co, New York.

Harrison, J. V., A. H. Taitt and N. L. Falcon (1930). Geological map of the Bakhtiari Country, scale 1/1250,000.

Hatzfeld, D., I. Kassaras, D. Panagiotopoulos, D. Amorese, K. Makropoulos, G. Karakaisis and O. Coutant (1995). Microseismicity and strain pattern in Northwestern Greece, *Tectonics*, **14**, 773-785.

Haynes, S. J. and H. McQuillan (1974). Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran, *Bull. geol. Soc. Am.*, **85**, 739-744.

Hempton, M. R. (1987). Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red sea, *Tectonics*, **6**, 687-705.

Herrin, E. (1968). 1968 seismological tables for P phases, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 1193-1241.

Hessami, K., H. A. Koyi and C. J. Talbot (2001a). The significance of strike slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, *J. Petroleum Geology*, **24**(1), 5-28.

Huber, H. (1977). Geological map of Iran, 1:1,000,000 with explanatory note, National Iranian Oil Company, Exploration and Production Affairs, Tehran.

Hutchison, I., K. E. Loudon, R. S. White, and R. P. Von Herzen (1981). Heat flow and age of the Gulf of Oman, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **56**, 252-262.

Jackson, J. A. (1992). Partitioning of Strike-slip and Convergent Motion Between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **97**, 12471-12479.

Jackson, J. A. and T. Fitch (1981). Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros mountains (Iran), *Geophys. J. R. Astr. Soc. London*, **64**, 561-586.

Jackson, J. A. and D. P. McKenzie (1984). Active tectonics of the Alpine-

- Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **77**, 185-264.
- Jackson, J.**, J. Haines and W. Holt (1995). The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15205-15219.
- Judenharc, S.** (2000). Etude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismologiques: le cas du Massif Armoricaïn, Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg I.
- Kadinsky-Cade, K.** and M. Barazangi (1982). Seismotectonics of Southern Iran: The Oman Line, *Tectonics*, **1**(5), 389-412.
- Kadjar, M. H.**, J. L. Mercier, L. E. Ricou (1976). 4e Renu. Ann. Des Sc. De La Terre, Paris.
- Kahle, H. G.**, M. V. Muller, S. Mueller and G. Veis (1993). The Kephallonia transform fault and the rotation of the Apulian platform: evidence from satellite geodesy, *Geophys. J. Res. Lett.*, **20**(8), 651-654.
- Kahle, H. G.**, M. V. Muller, A. Geiger, G. Danuser, S. Mueller, G. Veis, H. Billiris and D. Paradissis (1995). The strain field in NW Greece and Ionian Islands: results inferred from GPS measurements, *Tectonophysics*.
- Kahle, H. G.** and M. V. Muller (1996). Trajectories of crustal deformation of Western Greece from GPS observations 1989-1994, *Geophys. J. Res. Lett.*, **23**(6), 677-680.
- Kao, H.**, S. S. Jack Shen et K-F Ma (1998). Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc-Taiwan region, *J. Geophys. Res.*, **103**(B4), 7211-7229.
- Kao, H.**, H. Gwo-Ching, and C. S. Liu (2000). Transition from oblique subduction to collision in the northern Luzon arc-Taiwan region: Constraints from bathymetry and seismic observations, *J. Geophys. Res.*, **105**(B2), 3059-3079.
- Kennett, B.** and E. Engdahl (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.
- Kissling, E.** (1988). Geotomography with local earthquake data, *Rev. of Geophys.*, **26**, 659-698.
- Kopp, C.**, J. Fruehn, E. R. Flueh, C. Reichert, N. Kukowski, J. Bialas and

- D. Klaeschen (2000). Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data, *Tectonophysics*, **329**, 171-191.
- Laane, J. L.**, and W.-P. Chen (1989). The Makran earthquake of 1983 April 18: A possible analogue to the Puget Sound earthquake of 1965?, *Geophys. J. Int.*, **98**, 1-9.
- Lallemant, S.**, C. S. Liu, S. Dominguez, P. Schnurle, J. Malavieille, and the ACT Scientific Crew (1999). Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: A case of strain partition caused by oblique convergence, *Tectonics*, **18**, 231-247.
- Langston, C.** (1979). Structure under mont Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.
- Lee, W. H. K.** and J. C. Lahr (1975). HYPO71 (Revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey, Open File Report, 75-311.
- Lee, W. H. K.** and S. W. Stewart (1981). Principles and applications of microearthquake networks, Academic Press.
- Lensch, G.**, K. Schmidt and M. Davoudzadeh (1984). Introduction to the geology of Iran, *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **168**, 155-164, Stuttgart.
- Louvari, E.**, A. A. Kiratzi and B. C. Papazachos (1999). The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, **308**, 223-236.
- Lyberis, N.** et S. Lallemant (1985). La transition subduction-collision le long de l'arc eggeen externe, C. R. Acad. Sc. Paris, t. 300, Série II, 17.
- Ligorria, J.** and C. Ammon (1999). Iterative deconvolution and receiver function estimation, *Bull. seismol. Soc. Am.*, **89**, 1395-1400.
- Maggi, A.**, J. A. Jackson, K. Priestley and C. Baker (2000). A re-assessment of focal depth distribution in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophys. J. Int.*, **143**, 629-661.
- Marques, F. O.** and P. R. Cobbold (2002). Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments, *Tectonophysics*, **348**, 247-268.

Masson, F., F. Nilforoushan, P. Vernant, M. abbasi, D. Hatzfeld, C. Vigny, F. Tavakoli, R. Bayer, J. Chéry, E. Doerflinger and J. Martinod (2003). Tectonic implications of GPS measurements in Iran, proceedings, SEE4 Conference, 12-14 May 2003, Tehran, I. R. Iran.

Mazzotti, S., P. Henry, X. Le Pichon and T. Sagiya (1999). Strain partitioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (Central Japan): implications for an extensional tear within the subducting slab, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **172**, 1-10.

McCall, G. J. H. (1985). Explanatory text of the Minab quadrangle map 1:250,000, Geol. Surv. of Iran, Geological Quadrangle No. J 13.

McCall, G. J. H. and R. G. W. Kidd (1982). The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present. In: J. K. Legget (Editor), Trench Forearc Geology. Geol. Soc. of London Spec. Publ., 387-397.

Morris, P. (1977). Basement structure as suggested by aeromagnetic surveys in S. W. Iran, Internal Report, Oil Serv. Co. of Iran, Tehran, Iran.

Nateghi, F., M. Zare, A. J. Chodani and S. Montazer Alghaem (1992). Lordegan Earthquake of March 4, 1992, Iran. IHEES, Publication No. 71-92-3 (in Persian).

Ni, J. and M. Barazangi (1986). Seismotectonics of the Zagros Continental Collision Zone and a comparison with the Himalayas, *J. Geophys. Res.*, **91**, 8205-8218.

Niazi, M., H. Shimamura and M. Matsu'ura (1980). Microearthquakes and crustal structure off the Makran Coast of Iran, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 297-300.

Page, W. D., J. N. Alt, L. S. Clufand and G. Plafker (1979). Evidence for the recurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan, *Tectonophysics*, **52**, 533-547.

Paul, A., M. Cattaneo, F. Thouvenot, D. Spallarossa, N. Béthoux and J. Fréchet (2001). A three-dimensional velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, **106**, B9, 19367-19389.

Paul, A., A. Kaviani, D. Hatzfeld and M. Mokhtari (1993). Lithospheric Structure of Central Zagros from Seismological Tomography, proceedings, SEE4 Conference, 12-14 May 2003, Tehran, I. R. Iran.

Quittmeyer, R. C., and K. H. Jacob (1979). Historical and modern seismicity of Pakistan, Afghanistan, northwestern India, and southeastern Iran, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **69**, 773-823.

Rangin, C., J. F. Stephan, R. Blanchet, D. Baladad, P. Bouysee, M. P. Chen, P. Chotin, J. V. Collot, J. Daniel, J. M. Drouhot, Y. Marchadier, B. Marsset, B. Pelletier, M. Richard and M. Tardy (1988). Seabeam survey at the southern end of the Manila trench. Transition between subduction and collision processes, offshore Mindoro Island, Philippines, *Tectonophysics*, **146**, 261-278.

Ravaut, P., R. Bayer, R. Hassani, D. Rousset and A. Al Yahya'ey (1997). Structure and evolution of the northern Oman margin: gravity and seismic constraints over the Zagros-Makran-Oman collision Zone, *Tectonophysics*, **279**, 253-280.

Ravaut, P., D. Carbon., J.-F. Ritz, R. Bayer and H. Philip (1998). The Sohar basin, Western Gulf of Oman: description and mechanisms of formation from seismic and gravity data, *Marine and Petroleum Geology*, **15**, 359-377.

Regard, V. (2003). Variation temporelle et spatiale de la transition subduction-collision: Tectonique de la transition Zagros-Makran (Iran) et modélisation analogique, Thèse de doctorate, Université d'Aix-Marseille III.

Regard, V., O. Bellier, J. C. Thomas, M. Abbasi, J. Mercier, E. Shabanian, K. Feghhi, S. Soleymani (2003). The accommodation of Arabia-Asia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: a transition between collision and subduction through a young deforming system, submitted to *Tectonics*.

Reyners, M. and H. Cowan (1993). The transition from subduction to continental collision: crustal structure in the North Canterbury region, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, **115**, 1124-1136.

Ricou, L.E., J. Braud and J.H. Brunn (1977). Le Zagros, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 33-52.

Rudnick (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective, *Reviews of Geophysics*, **33(3)**, 267-309.

Sengör, A. M. C. and W. Kidd (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, **55**, 361-376.

Sengör, A. M. C., D. Altiner, A. Cin, T. Ustaömer, and K. J. Hsü (1988). Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana

Land, in Gondwana and Tethys, edited by M. G. Audley-Charles and A. Hallam, Geol. Soc. London Spec. Publ., 37, 119-181.

Shearman, D. J. (1976). The Geological Evolution of Southern Iran: The Report of The Iranian Makran Expedition, *Geogr. J.*, **142**, 393-410.

Snoke (1984). Program FOCMEC USER'S GUIDE.

Sommerville, P. (1978). The accommodation of plate collision by deformation in the Izu block, Japan, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **53**, 629-648.

Stöcklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran, a review, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **52**, 1229-1258.

Talebian, M., and J. Jackson (2002). Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision Zone, *Geophys. J. Int.*, **150**, 422-439.

Talebian, M., J. Jackson (2002). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, submitted to *Geophys. J. Int.*.

Tatar, M. (2001). Étude Sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros Central et l'Alborz (Iran), thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Thurber, C. H. (1993). Local earthquake tomography: velocities and V_p/V_s , In: Iyer, H.M. and Hirahara, K. (éds), *Seismic Tomography: Theory and Practice*. Chapman and Hall, Londres.

Tirrul, R., I. R. Bell, R. J. Griffis and V.F. Camp (1983). The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 134-150.

Trowell, C. G. (1995). Lithospheric stretching, subsidence and magmatism in Oman and Middle east, Ph.D. thesis, Univ. of Cambridge.

Vergne, J. (2002). Imagerie des structures et dynamique de la lithosphère de la marge nord-est du Tibet, thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg.

Waldhauser, F., and W. L. Ellsworth (2000). A double-difference earthquake location algorithm: application to the northern Hayward Fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.

Walker, R., and J. Jackson (2002). Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system, *Journal of Structural Geology*, **24**, 1677-1698.

White, R. S., and K. Klitgord (1976). Sediment deformation and plate tectonics in the Gulf of Oman, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 199-209.

White, R. S. and D. A. Ross (1979). Tectonics of the Western Gulf of Oman. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3479-3489.

Zhu, L. (2000). Crustal structure across the San Andreas fault, southern California, from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.*, **105(B2)**, 2669-2980.

Annexe A

Sismicité

A.1 Liste des stations: Minab

Site	Latitude	Longitude	Altitude	Station	Sismomètre
BIDA	2738.86N	5715.86E	695	TAD	L22(1c)
POCH	2746.67N	5718.35E	392	TAD	L22(1c)
PIGO	2740.20N	5700.73E	545	TAD	L22(1c)
KHAR	2734.42N	5703.53E	594	TAD	L22(1c)
GORA	2729.93N	5713.05E	474	TAD	L22(1c)
CHRO	2723.40N	5723.62E	998	TAD	L22(1c)
ANRU	2733.50N	5733.84E	491	TAD	L22(1c)
ROBN	2728.20N	5721.80E	610	TAD	L22(1c)
ABGA	2733.74N	5718.68E	265	TAD	L22(1c)
SHAB	2739.22N	5742.53E	709	TAD	L22(1c)
KAHA	2743.23N	5733.42E	762	TAD	L22(1c)
BAKA	2745.25N	5741.54E	662	TAD	L22(1c)
KOTA	2752.03N	5735.18E	695	TAD	L22(1c)
DOCH	2749.93N	5727.63E	550	TAD	L22(1c)
BONM	2741.53N	5724.26E	500	TAD	L22(1c)
PATA	2735.08N	5729.11E	454	TAD	L22(1c)
NEHZ	2725.03N	5737.61E	308	TAD	L22(1c)
MORD	2725.17N	5748.91E	467	TAD	L22(1c)
KHOS	2721.41N	5729.86E	270	TAD	L22(1c)
DAST	2730.45N	5747.84E	621	TAD	L22(1c)
CHAH	2735.47N	5756.24E	295	TAD	L22(1c)
AHOU	2742.49N	5756.37E	444	TAD	L22(1c)
MOGH	2720.90N	5747.32E	542	TAD	L22(1c)
ROOT	2716.83N	5728.58E	327	TAD	L22(1c)
SAR	2627.36N	5753.66E	738	TITAN	CMG40
CHA	2641.00N	5736.33E	360	TITAN	CMG40
GOJ	2655.99N	5714.89E	28	TITAN	CMG40
NOW	2716.25N	5702.28E	97	TITAN	CMG40
ZAR	2742.45N	5611.01E	561	TITAN	CMG40
RAZ	2820.12N	5548.01E	1614	TITAN	CMG40
SRZ	2728.03N	5657.91E	129	TITAN	CMG40
JOG	2626.70N	5745.05E	979	TITAN	LE3D
DAV	2634.51N	5736.17E	440	TITAN	LE3D
SUZ	2646.40N	5733.00E	427	TITAN	LE3D
BAG	2654.44N	5719.36E	172	TITAN	LE3D
SEF	2703.60N	5710.10E	390	TITAN	LE3D
ANT	2726.54N	5702.09E	636	TITAN	LE3D
GEN	2727.34N	5617.13E	109	TITAN	LE3D
FIN	2738.47N	5553.74E	304	TITAN	LE3D
GHR	2743.72N	5602.95E	559	TITAN	LE3D
SAD	2800.72N	5559.91E	888	TITAN	LE3D
HAI	2813.04N	5550.98E	783	TITAN	LE3D
GAR	2835.48N	5546.64E	1528	TITAN	L22(3c)
KHN	2727.48N	5742.68E	353	TITAN	L22(3c)
SAN	2650.03N	5725.22E	266	TITAN	L22(3c)
TAS	2710.06N	5706.04E	80	TITAN	L22(3c)
TAH	2721.62N	5617.83E	128	TITAN	L22(3c)
SZH	2733.89N	5607.56E	427	TITAN	L22(3c)
ABA	2749.99N	5600.37E	843	TITAN	L22(3c)
KAH	2811.27N	5548.35E	673	TITAN	L22(3c)

A.2 Liste des événements de Minab

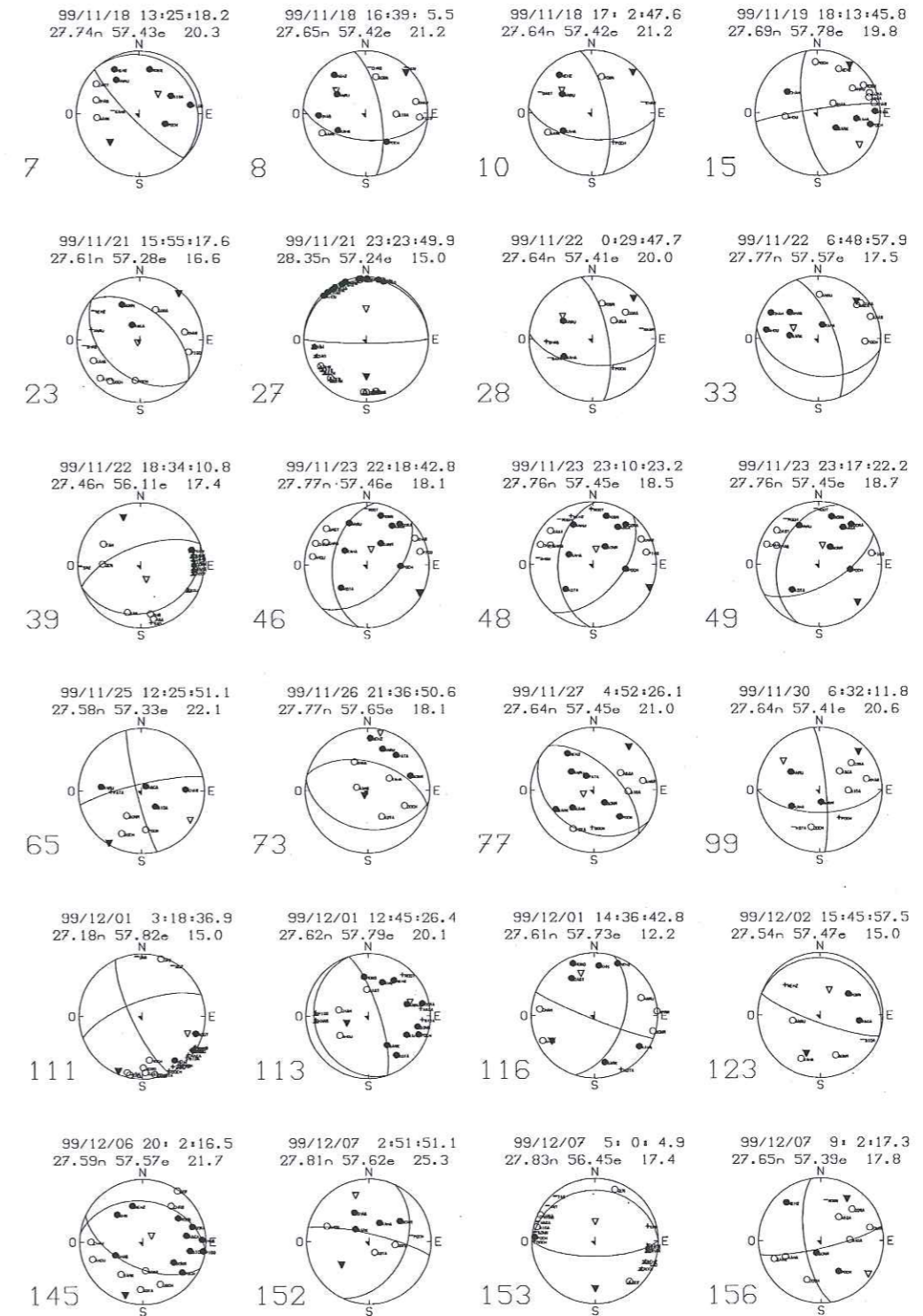
A.2. LISTE DES ÉVÉNEMENTS DE MINAB

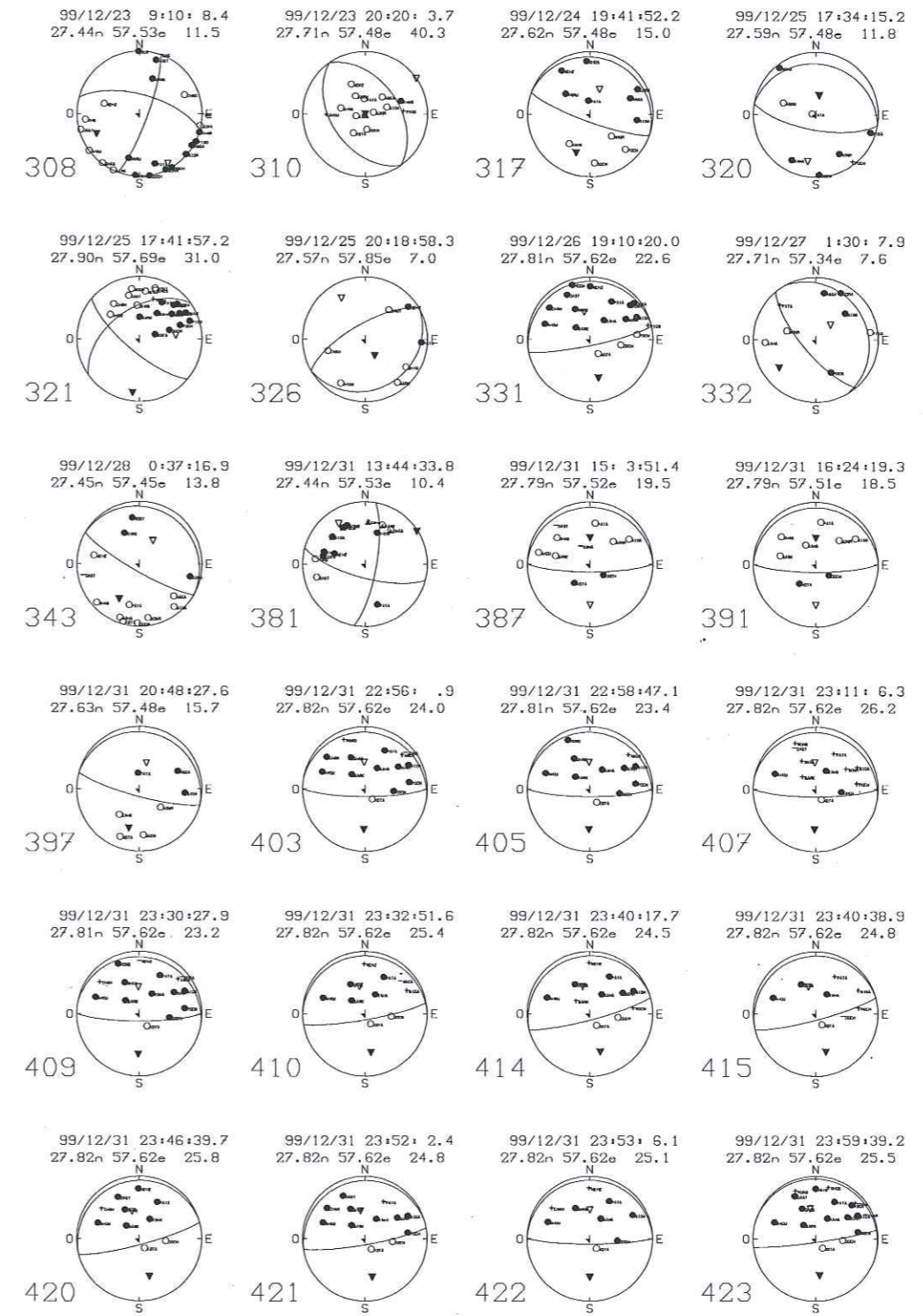
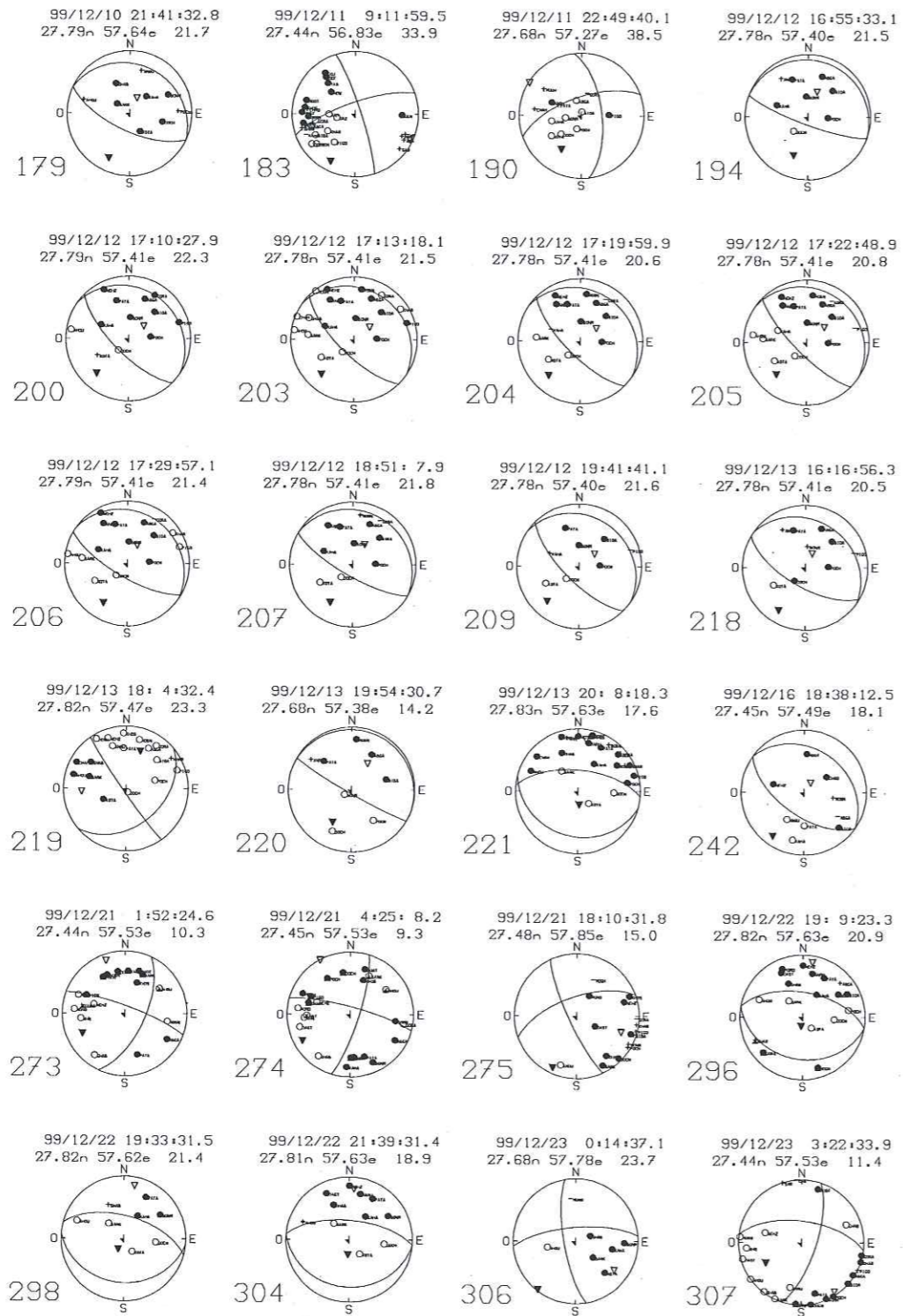
date	h	m	s	lat.	lon.	Prof.	mag	no	gap	dmin	rms	erh	erz	q
991117	19	21	17.87	27-26.50	57-51.10	16.87	1.7	10	209	4.4	0.05	0.4	0.3	c
991117	20	21	04.65	27-26.34	57-51.19	16.30	1.0	8	214	4.3	0.05	1	0.5	c
991118	00	21	53.06	27-53.45	56-38.95	15.	2.1	10	334	65.9	0.12	1.5	0.9	c
991118	07	12	13.97	27-29.99	57-40.57	28.3	2.2	12	162	10.4	0.09	1.4	0.9	c
991118	07	41	56.09	27-45.71	57-39.99	15	1.9	8	190	27.6	0.06	0.5	2.1	c
991118	09	02	22.76	27-34.10	57-0 6.71	32.72	1.7	6	278	30.1	0.04	1.5	1.1	c
991118	13	25	18.19	27-44.20	57-25.87	20.54	2.1	19	155	12.5	0.09	0.4	0.6	b
991118	16	39	05.48	27-38.76	57-25.12	21.71	2.3	24	96	15.2	0.1	0.3	0.5	b
991118	16	50	01.54	27-38.67	57-26.41	24.84	0.9	5	190	14.3	0.02	0.5	0.6	c
991118	17	02	47.72	27-38.57	57-24.96	20.98	1.4	17	94	16.4	0.08	0.3	0.6	b
991118	17	26	44.53	27-38.63	57-24.89	21.44	1.2	13	95	16.4	0.08	0.4	0.7	b
991118	17	41	09.74	27-38.73	57-25.27	21.09	1.2	17	116	15.8	0.16	0.7	1	b
991118	17	49	53.31	27-47.78	57-35.53	20.99	1.1	8	209	9.1	0.06	0.6	0.5	c
991119	10	20	45.72	27-31.41	57-27.02	13.02	1.0	11	144	10.4	0.07	0.4	0.6	b
991119	18	13	45.79	27-41.79	57-46.60	20.38	2.9	18	138	8.2	0.1	0.6	0.7	b
991119	18	18	04.81	27-43.33	57-46.78	21.54	0.8	7	163	9.3	0.1	1.7	1.2	c
991119	18	24	21.05	27-41.79	57-46.38	21.28	0.9	6	148	10.2	0.05	1.1	1.2	c
991119	22	31	05.68	27-42.97	57-46.25	22.48	1.0	8	175	16.7	0.06	0.7	1.2	b
991120	23	52	03.87	28-13.41	56-52.86	14.02	2.3	8	332	62.7	0.14	0.9	5.3	d
991120	23	55	41.22	27-50.59	57-49.21	20.77	1.1	6	259	16	0.08	2	1.1	c
991121	00	22	26.18	27-0 6.75	57-46.16	18.12	2.2	8	303	26.2	0.07	0.9	1.4	c
991121	02	14	42.28	28- 01.76	57-42.46	29.76	1.9	13	272	30.5	0.17	1.9	2.4	c
991121	15	55	17.52	27-36.69	57-16.82	18.35	2.2	19	84	6.3	0.12	0.4	0.8	a
991121	15	58	57.07	27-35.70	57-18.08	19.95	0.4	5	164	3.8	0.04	0.8	0.5	c
991121	20	14	44.18	27-21.00	57-52.31	13.43	2.1	11	255	8.2	0.15	2.2	2	c
991121	20	33	03.52	27-46.90	57-26.49	21.76	1.0	5	213	13.3	0.01	0.4	0.2	c
991121	23	23	49.76	28-20.82	57-14.76	15.49	4.2	15	299	63.4	0.12	1.3	1	c
991122	00	29	47.74	27-38.53	57-24.82	20.39	1.2	17	94	13.4	0.09	0.4	0.8	b
991122	00	38	24.59	27-38.39	57-24.67	22.78	0.9	7	187	13.1	0.05	0.6	0.6	c
991122	02	48	38.15	27-33.45	57-37.25	34.28	0.8	6	139	5.6	0.02	0.4	0.3	b
991122	06	31	02.58	27-46.07	57-33.14	19.51	1.0	6	184	5.3	0.09	2.8	2.2	d
991122	06	33	09.11	27-48.35	57-33.94	19.31	2.0	11	203	9.5	0.1	1	1.3	c
991122	06	48	57.93	27-46.14	57-34.44	17.64	2.2	15	211	5.6	0.11	0.8	0.7	c
991122	11	28	34.51	27-47.77	57-33.52	18.32	1.6	10	204	8.4	0.08	0.7	0.7	c
991122	11	30	41.45	27-46.37	57-34.38	18.33	1.5	8	213	6	0.04	0.5	0.6	c
991122	13	31	10.80	27-59.51	57-42.81	21.2	2.3	13	265	26.4	0.1	0.8	1.4	c
991122	14	45	43.31	27-33.74	57-52.22	21.23	1.0	7	176	9.4	0.05	0.5	0.9	b
991122	17	56	04.54	28- 02.23	56-52.33	15	2.4	13	308	43	0.14	1.6	1.7	c
991122	18	34	10.84	27-27.62	56- 06.39	17.39	2.0	16	229	21.9	0.26	3.3	1.9	d
991122	18	46	21.90	28- 03.26	56-51.35	15	3.5	17	310	45.3	0.12	1.5	1.1	c
991122	21	43	49.96	27-59.33	57-11.83	21.63	1.8	5	319	25.7	0.09	4.4	4.8	d
991123	07	08	28.05	27-48.09	57-33.86	17.61	1.4	11	235	9	0.1	1.1	1.4	c
991123	14	57	55.01	27-55.61	57-46.11	17.17	1.9	8	271	29.5	0.06	1.4	1.8	c
991123	15	41	58.37	28-22.98	57-15.80	13.03	2.3	11	314	65.4	0.15	2.4	17.	d
991123	17	12	19.82	28-21.75	57-16.64	15	2.6	14	312	62.7	0.11	1.3	1.1	c
991123	22	18	42.80	27-46.10	57-27.48	18.99	2.3	20	135	10	0.13	0.5	0.7	b
991123	22	26	57.44	27-45.32	57-26.65	19.64	1.3	9	128	8	0.16	1.1	1.4	b
991123	23	10	23.20	27-45.88	57-27.38	18.91	2.3	22	133	9.5	0.13	0.5	0.6	b
991123	23	17	22.13	27-45.56	57-27.20	19.12	2.0	20	130	8.9	0.13	0.6	0.6	b
991124	10	06	11.71	27-41.63	57-40.42	19.11	1.3	9	231	5.6	0.09	0.8	1.1	c
991124	10	12	25.11	27-12.52	57-47.42	14.88	2.2	10	298	15.5	0.1	1.1	1.1	c
991124	11	18	16.76	28-12.80	57-44.46	18.8	3.3	14	299	41.3	0.11	1.3	0.7	c
991124	11	25	42.89	27-40.00	57-31.46	19.59	1.1	7	220	12.2	0.02	0.7	0.2	c
991124	16	5	1.07	27-38.26	57-24.54	21.76	1.2	11	109	6.1	0.04	0.2	0.4	b
991124	17	6	40.29	27-51.56	57-49.69	23.6	1.4	10	235	17.7	0.08	1.1	1.1	c
991124	18	40	42.5	27-44.02	57-25.88	19.79	0.6	10	113	5.3	0.02	0.1	0.1	b
991124	22	6	34.58	27-52.13	57-24.83	15	0.4	5	268	17	0.34	0.6	1	d
991124	22	36	41.03	27-48.67	57-28.56	20.46	0.7	12	94	2.8	0.04	0.3	0.3	b
991124	22	52	29.92	27-56.12	56-49.04	12.39	2.5	21	306	35.1	0.13	1.1	5.2	d
991124	23	7	21.54	27-44.25	57-24.36	18.83	0.5	6	223	5	0.04	5.4	1.5	d

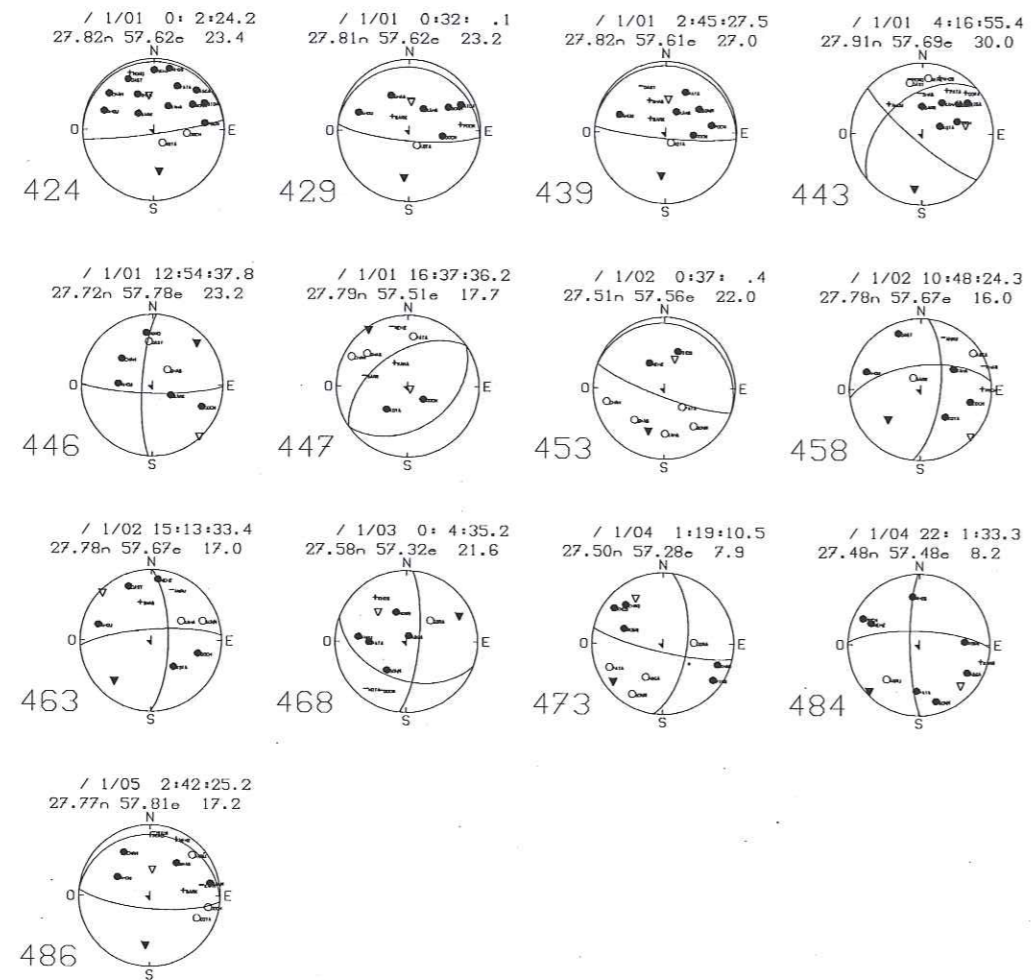
A.3 Mécanismes au foyer de Minab

no.	date	heure	prof.	mag.	az1	pl1	glis1	az2	pl2	glis2	Im
7	991118	13:25	20.31	2.1	135.0	80.0	89.1	320.0	10.0	94.9	1
8	991118	16:39	21.22	2.3	95.0	55.0	25.0	350.0	69.7	142.3	1
10	991118	17:02	21.17	1.4	95.0	55.0	25.0	350.0	69.7	142.3	1
15	991119	18:13	19.82	2.9	261.7	85.0	18.8	170.0	71.3	174.7	1
23	991121	15:55	16.62	2.2	130.0	40.0	90.0	310.0	50.0	90.0	1
27	991121	23:23	15.00	4.2	90.0	85.0	90.0	270.0	5.0	90.0	1
28	991122	00:29	20.01	1.2	95.0	55.0	25.0	350.0	69.7	142.3	1
33	991122	06:48	17.55	2.2	100.0	40.0	37.0	340.0	67.2	123.8	1
39	991122	18:34	17.39	2.0	70.0	25.0	90.0	250.0	65.0	90.0	1
46	991123	22:18	18.09	2.3	187.8	44.0	60.5	46.0	52.8	115.4	1
48	991123	23:10	18.49	2.3	183.0	44.0	61.5	40.0	52.4	114.7	1
49	991123	23:17	18.67	2.0	199.4	35.5	54.1	61.0	61.9	112.7	1
65	991125	12:25	22.14	1.7	257.0	81.0	6.4	166.0	83.7	170.9	1
73	991126	21:36	18.08	1.1	100.0	38.0	-93.9	285.0	52.1	-86.9	-1
77	991127	04:52	20.99	2.0	120.0	33.0	77.3	315.0	57.9	98.1	1
99	991130	06:32	20.63	2.0	90.0	60.0	9.9	355.0	81.4	149.6	1
111	991201	03:18	15.00	3.3	250.0	70.0	14.3	155.0	76.5	159.4	1
113	991201	12:45	20.10	3.0	162.0	15.0	-90.0	342.0	75.0	-90.0	-1
116	991201	14:36	12.23	1.7	112.0	85.0	38.7	18.0	51.4	173.6	1
123	991202	15:45	15.03	0.9	110.0	80.0	90.0	290.0	10.0	90.0	1
145	991206	20:02	21.69	2.9	278.3	35.0	76.2	115.0	56.2	99.5	1
152	991207	02:51	25.34	1.5	283.0	80.0	-50.8	25.0	40.3	-164.4	-1
153	991207	05:00	17.44	2.0	90.0	70.0	90.0	270.0	20.0	90.0	1
156	991207	09:02	17.81	1.9	77.0	80.0	-21.9	171.0	68.4	-169.2	-1
179	991210	21:41	21.69	1.2	115.0	67.0	90.0	295.0	23.0	90.0	1
183	991211	09:11	33.88	3.5	250.0	75.0	-7.7	342.0	82.6	-164.9	-1
190	991211	22:49	38.46	1.3	250.0	66.0	-29.6	353.0	63.2	-152.9	-1
194	991212	16:55	21.49	1.0	110.0	80.0	90.0	290.0	10.0	90.0	1
200	991212	17:10	22.29	1.9	304.4	20.0	80.0	135.0	70.3	93.6	1
203	991212	17:13	21.50	2.9	304.4	20.0	80.0	135.0	70.3	93.6	1
204	991212	17:19	20.64	1.7	304.4	19.0	80.0	135.0	71.3	93.4	1
205	991212	17:22	20.82	1.8	304.4	15.0	79.8	135.0	75.2	92.7	1
206	991212	17:29	21.44	1.8	304.4	18.0	94.2	120.0	72.0	88.6	1
207	991212	18:51	21.76	1.5	300.0	15.0	90.0	120.0	75.0	90.0	1
209	991212	19:41	21.59	1.1	304.0	20.0	79.6	135.0	70.3	93.7	1
218	991213	16:16	20.54	1.3	304.4	25.0	94.0	120.0	65.1	88.1	1
219	991213	18:04	23.28	2.6	50.0	40.0	-6.5	145.0	85.8	-129.8	-1
220	991213	19:54	14.18	0.7	120.0	85.0	90.9	290.0	5.1	80.0	1
221	991213	20:08	17.64	2.6	105.0	28.0	-81.2	275.0	62.4	-94.7	-1
242	991216	18:38	18.08	1.2	125.0	60.0	90.0	305.0	30.0	90.0	1
273	991221	01:52	10.28	1.9	290.0	80.0	-26.7	25.0	63.7	-168.8	-1
274	991221	04:25	9.27	3.4	285.0	80.0	-11.4	17.0	78.8	-169.8	-1

no.	date	heure	prof.	mag.	az1	pl1	glis1	az2	pl2	glis2	Im
275	991221	18:10	15.00	2.1	250.0	65.0	11.7	155.0	79.4	154.5	1
296	991222	19:09	20.94	2.5	280.0	57.0	-90.0	100.0	33.0	-90.0	-1
298	991222	19:33	21.39	1.0	95.0	30.0	-98.7	285.0	60.4	-85.0	-1
304	991222	21:39	18.85	1.6	275.0	65.0	-90.0	95.0	25.0	-90.0	-1
306	991223	00:14	23.70	1.0	170.0	75.0	161.3	265.0	72.0	15.8	1
307	991223	03:22	11.44	2.7	277.2	62.0	-22.1	18.0	70.6	-150.1	-1
308	991223	09:10	11.47	3.1	285.0	65.0	-11.7	20.0	79.4	-154.5	-1
310	991223	20:20	40.29	1.3	325.0	45.0	-90.0	145.0	45.0	-90.0	-1
317	991224	19:41	15.00	1.2	110.0	80.0	90.0	290.0	10.0	90.0	1
320	991225	17:34	11.76	1.0	100.0	70.0	-90.0	280.0	20.0	-90.0	-1
321	991225	17:41	31.00	3.8	130.0	73.0	137.5	235.0	49.8	22.5	1
326	991225	20:18	6.98	1.5	60.0	20.0	-90.0	240.0	70.0	-90.0	-1
331	991226	19:10	22.64	2.6	78.0	82.0	89.7	259.8	8.0	91.8	1
332	991227	01:30	7.58	1.0	140.0	72.0	86.9	330.0	18.3	99.5	1
343	991228	00:37	13.79	1.4	120.0	80.2	90.0	300.0	9.8	90.0	1
381	991231	13:44	10.43	2.0	10.0	75.0	161.3	105.0	72.0	15.8	1
387	991231	15:03	19.52	1.4	90.0	80.0	-90.0	270.0	10.0	-90.0	-1
391	991231	16:24	18.55	1.1	90.0	80.0	-90.0	270.0	10.0	-90.0	-1
397	991231	20:48	15.72	0.9	105.0	80.0	90.0	285.0	10.0	90.0	1
403	991231	22:56	24.01	1.4	280.0	10.0	99.9	90.0	80.1	88.3	1
405	991231	22:58	23.35	1.3	280.0	10.0	99.9	90.0	80.1	88.3	1
407	991231	23:11	26.25	1.1	280.0	10.0	99.9	90.0	80.1	88.3	1
409	991231	23:30	23.17	1.3	280.0	10.0	99.9	90.0	80.1	88.3	1
410	991231	23:32	25.43	1.0	270.0	8.0	99.9	80.0	82.1	88.6	1
414	991231	23:40	24.50	1.1	255.0	8.0	90.0	75.0	82.0	90.0	1
415	991231	23:40	24.80	1.1	255.0	8.0	90.0	75.0	82.0	90.0	1
420	991231	23:46	25.78	1.1	255.0	8.0	90.0	75.0	82.0	90.0	1
421	991231	23:52	24.84	1.7	255.0	8.0	85.0	80.0	82.0	90.7	1
422	991231	23:53	25.08	1.3	90.0	83.0	90.0	270.0	7.0	90.0	1
423	991231	23:59	25.53	1.9	285.0	5.0	112.9	82.0	85.4	88.0	1
424	000101	00:02	23.38	2.0	270.0	5.0	98.0	82.0	85.0	89.3	1
429	000101	00:32	23.17	0.9	95.0	78.0	89.0	280.0	12.0	94.9	1
439	000101	02:45	27.01	1.1	95.0	83.0	89.4	280.0	7.0	95.0	1
443	000101	04:16	30.03	2.6	130.0	80.0	134.6	230.0	45.4	14.1	1
446	000101	12:54	23.20	1.5	183.0	78.0	-170.5	91.0	80.7	-12.2	-1
447	000101	16:37	17.67	1.2	55.0	40.0	90.0	235.0	50.0	90.0	1
453	000102	00:37	21.98	1.0	110.0	80.0	90.0	290.0	10.0	90.0	1
458	000102	10:48	16.05	2.0	263.0	62.0	-26.2	6.0	67.1	-149.4	-1
463	000102	15:13	16.99	1.1	265.7	77.2	-20.4	.4	70.2	-166.4	-1
468	000103	00:04	21.60	1.1	110.0	45.0	20.8	5.0	75.5	133.1	1
473	000104	01:19	7.94	1.2	102.5	80.2	28.6	7.2	61.9	168.9	1
484	000104	22:01	8.24	1.1	272.0	74.0	10.8	179.0	79.7	163.7	1
486	000105	02:42	17.19	1.8	95.0	75.0	90.0	275.0	15.0	90.0	1





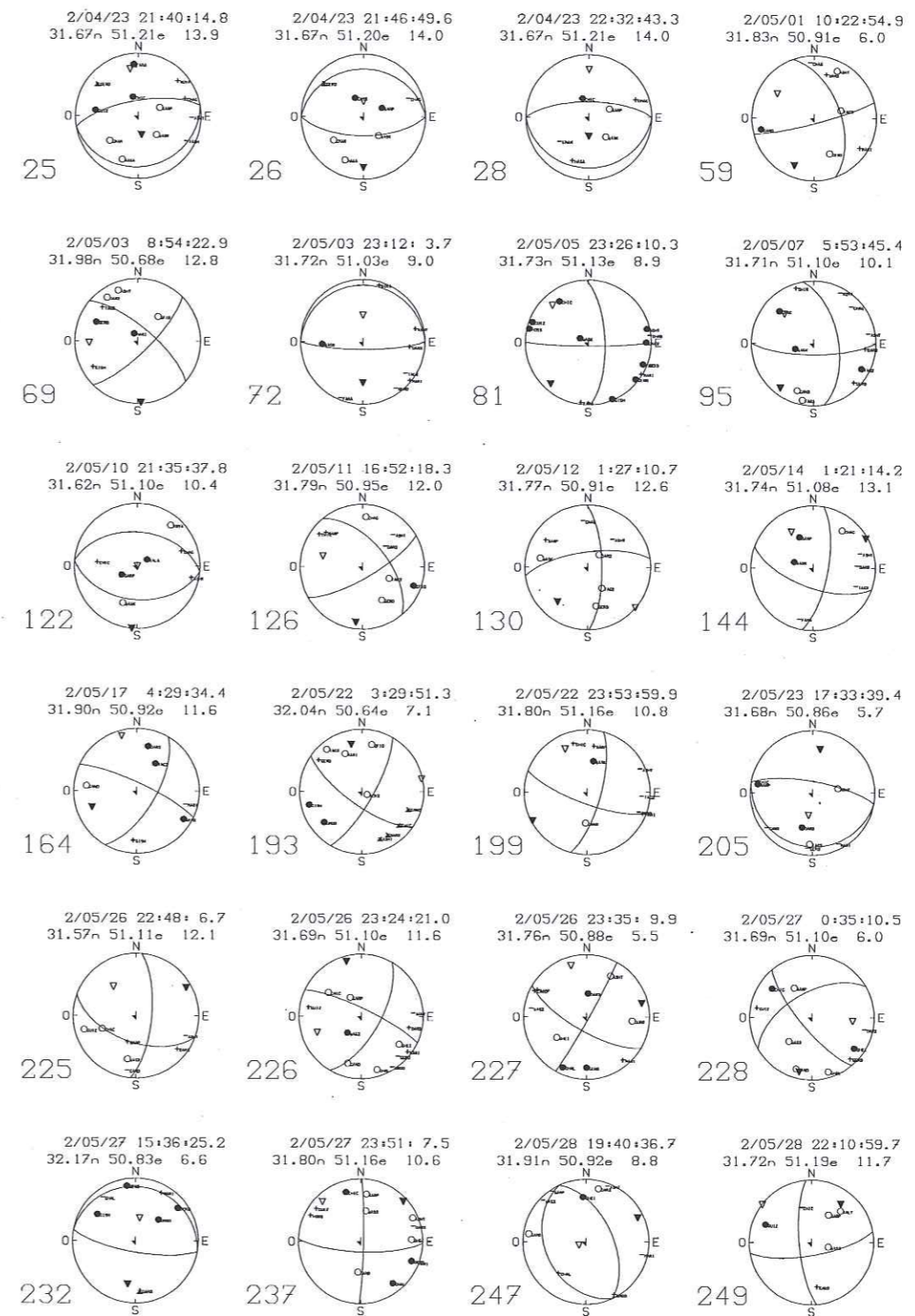


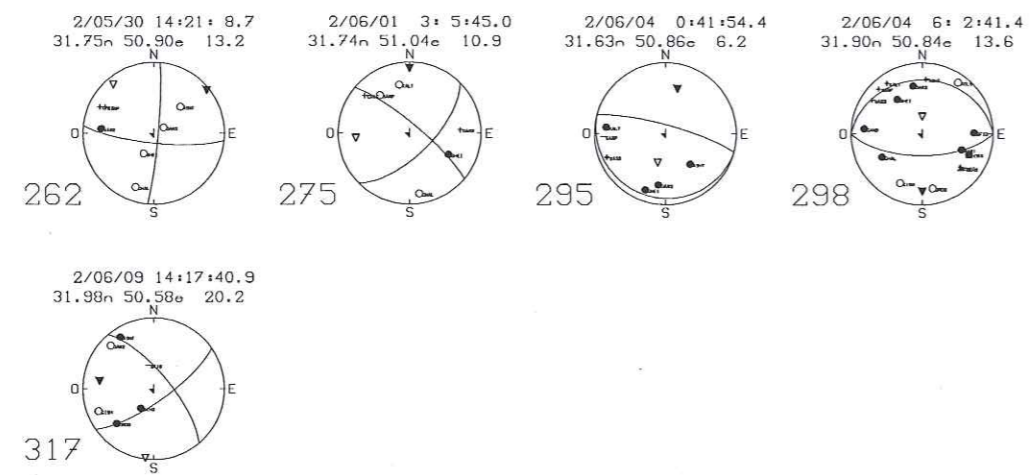
A.4 Liste des stations: Borujen

Site	Latitude °	Longitude °	Altitude(m)	Station	Sismomètre
HOSS	3139.88N	5128.59E	2228	EFTEK	CMG40
GUIZ	3138.59N	5124.90E	2221	EFTEK	CMG40
KALA	3136.57N	5104.48E	2041	EFTEK	CMG40
KOLV	3135.52N	5034.74E	1444	EFTEK	CMG40
FARA	3201.29N	5110.32E	2216	TAD	L22
SOUR	3203.17N	5104.69E	2203	TAD	L22
GISH	3206.30N	5056.36E	2068	TAD	L22
HOMA	3202.57N	5052.96E	2358	TAD	L22
GAND	3152.77N	5110.05E	2544	TAD	L22
EMAM	3145.28N	5119.81E	2397	TAD	L22
GHAL	3158.98N	5059.76E	2352	TAD	L22
HASA	3152.07N	5117.82E	2479	TAD	L22
WASK	3143.53N	5108.67E	2863	TAD	L22
SARP	3138.49N	5108.14E	2131	TAD	L22
SHIR	3124.66N	5112.96E	2161	TAD	L22
ASHT	3140.36N	5048.89E	1253	TAD	L22
CHAG	3134.41N	5055.82E	1745	TAD	L22
KOTA	3127.55N	5056.51E	1833	TAD	L22
CHIC	3136.67N	5113.72E	2217	TAD	L22
GERD	3153.87N	5052.54E	2471	TAD	L22
TAGH	3149.54N	5051.18E	2250	TAD	L22
SFID	3154.00N	5036.36E	1555	TAD	L22
GKAR	3148.46N	5032.04E	2041	TAD	L22
GHAN	3140.88N	5037.38E	1400	TAD	L22
DARY	3143.90N	5052.30E	1255	TAD	L22
DOUR	3146.81N	5045.37E	1506	TAD	L22
BEHE	3202.69N	5038.05E	1962	TAD	L22
MARI	3157.33N	5041.34E	1852	TAD	L22
ORDO	3208.22N	5046.84E	2484	TAD	L22

A.6 Mécanismes au foyer de Borujen

no.	date	heure	prof.	mag.	az1	pl1	glis1	az2	pl2	glis2	Im
25	020423	21:40	13.9	2.1	70.0	85.0	90.0	250.0	5.0	90.0	1
26	020423	21:46	13.9	1.6	70.0	85.0	90.0	250.0	5.0	90.0	1
28	020423	22:32	13.9	1.2	70.0	85.0	90.0	250.0	5.0	90.0	1
59	020501	10:22	6.0	1.8	75.0	83.0	35.7	340.0	54.6	171.4	1
69	020503	08:54	12.8	2.3	45.0	75.0	18.7	310.0	72.0	164.2	1
81	020505	23:26	8.9	3.1	70.0	75.0	7.7	338.0	82.6	164.9	1
95	020507	05:53	10.1	2.4	80.0	65.0	22.6	340.0	69.6	153.2	1
122	020510	21:35	10.4	1.4	95.0	45.0	90.0	275.0	45.0	90.0	1
126	020511	16:52	11.9	1.8	60.0	75.0	34.3	320.0	57.1	162.0	1
144	020514	01:21	13.1	1.7	75.0	45.0	20.8	330.0	75.5	133.1	1
164	020517	04:29	11.5	1.8	30.0	65.0	-168.3	295.0	79.4	-25.5	-1
193	020522	03:29	7.1	2.7	30.0	75.0	-18.7	125.0	72.0	-164.2	-1
205	020523	17:33	5.6	1.8	15.0	75.0	34.3	275.0	57.1	162.0	1
226	020526	23:24	11.5	1.6	35.0	65.0	11.7	300.0	79.4	154.5	1
227	020526	23:35	5.5	1.9	29.0	87.0	161.6	120.0	71.6	3.2	1
228	020527	00:35	6.0	1.7	140.0	75.0	145.7	240.0	57.1	18.0	1
232	020527	15:36	6.6	2.3	100.0	75.0	90.0	280.0	15.0	90.0	1
237	020527	23:51	10.5	2.5	80.0	65.0	22.6	340.0	69.6	153.2	1
249	020528	22:10	11.7	1.9	70.0	73.0	-16.7	165.0	74.1	-162.3	-1
262	020530	14:21	13.1	1.9	68.0	75.0	11.4	335.0	78.9	164.7	1
275	020601	03:05	10.8	1.7	45.0	65.0	11.7	310.0	79.4	154.5	1
298	020604	06:02	13.5	3.7	90.0	65.0	90.0	270.0	25.0	90.0	1





Annexe B

Fonctions récepteur

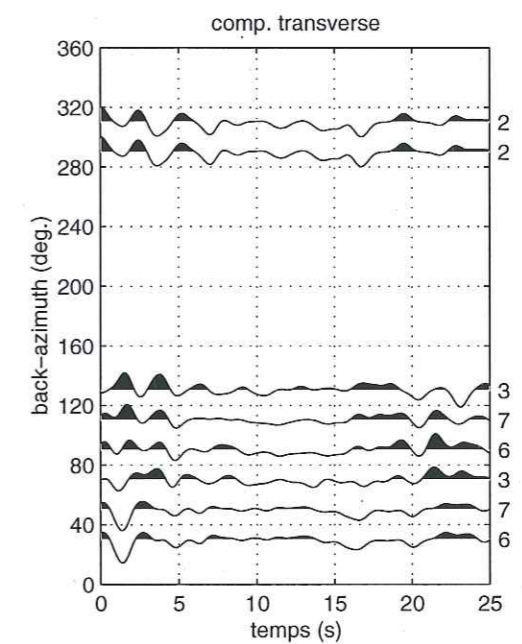
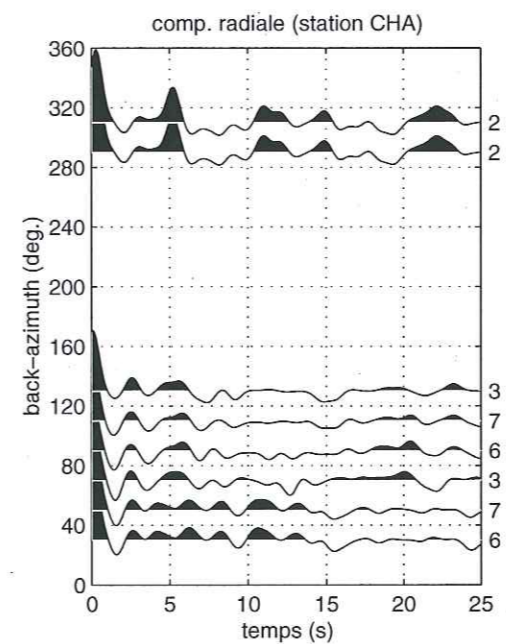
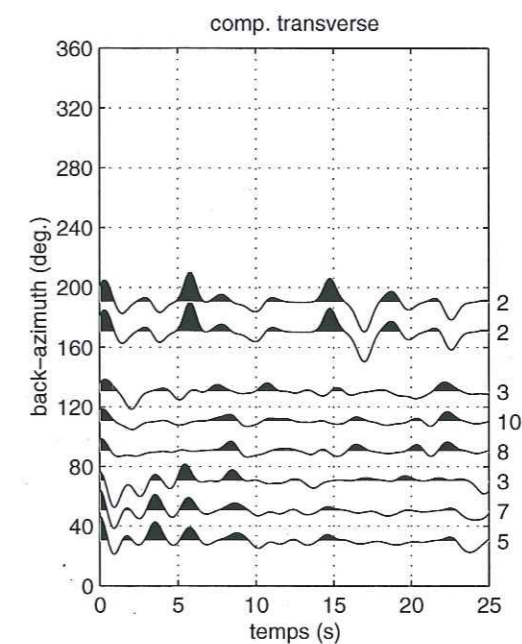
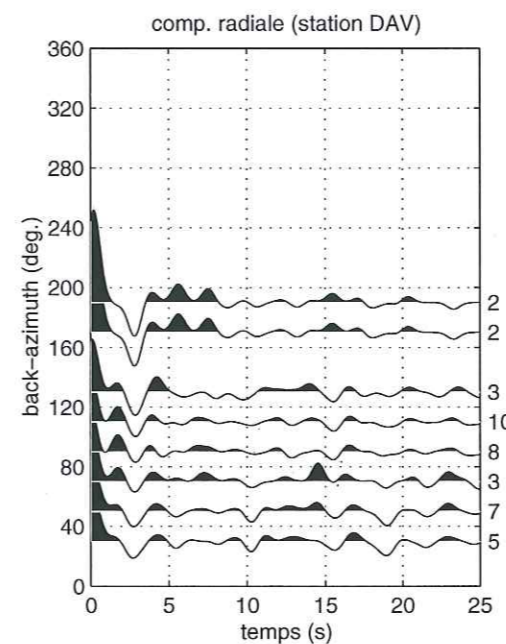
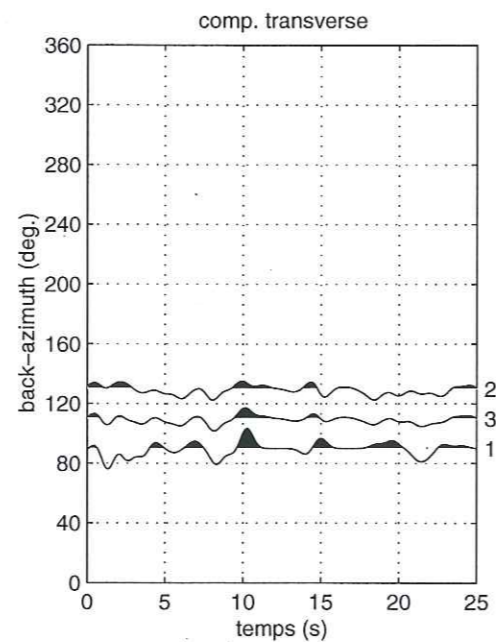
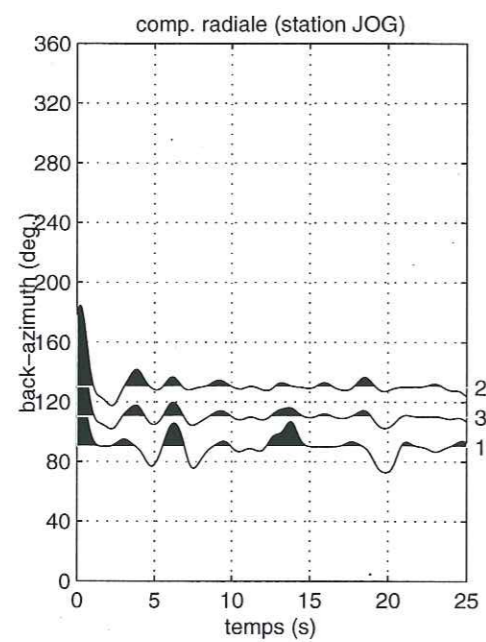
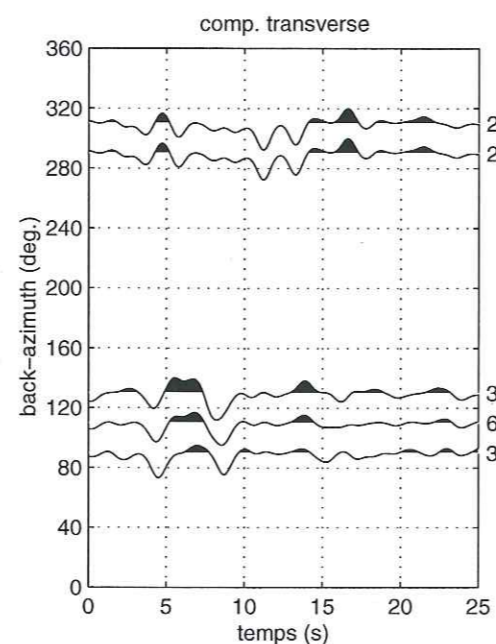
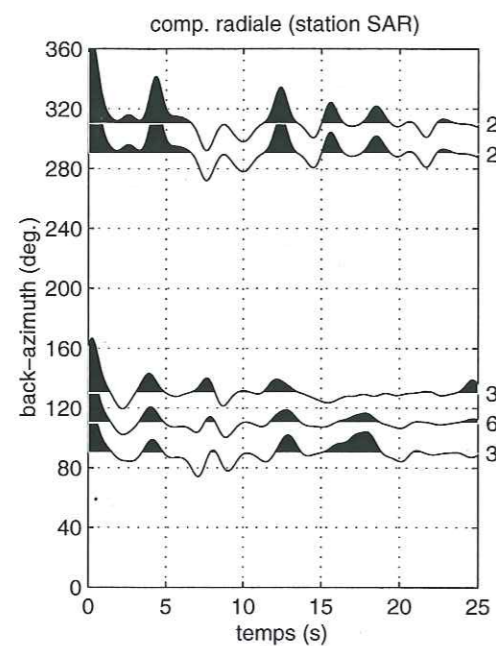
B.1 Liste des téléseismes (Minab)

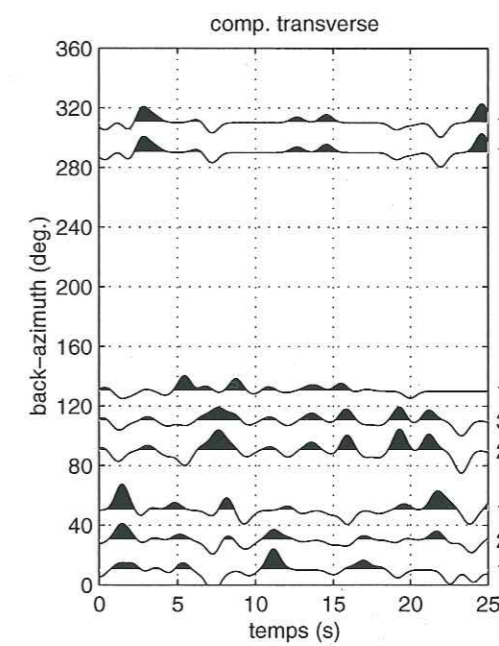
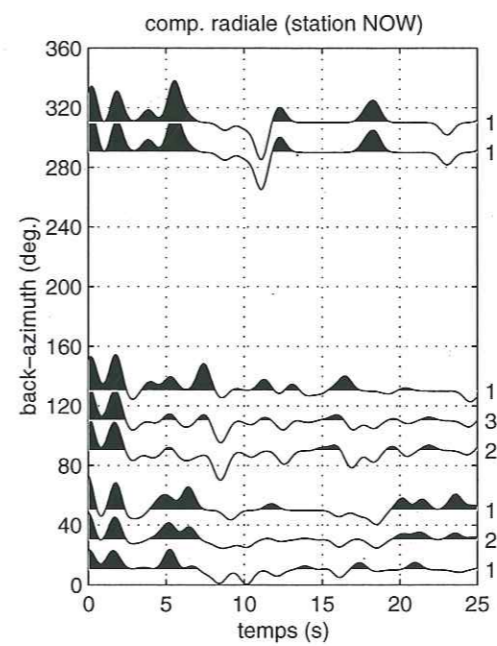
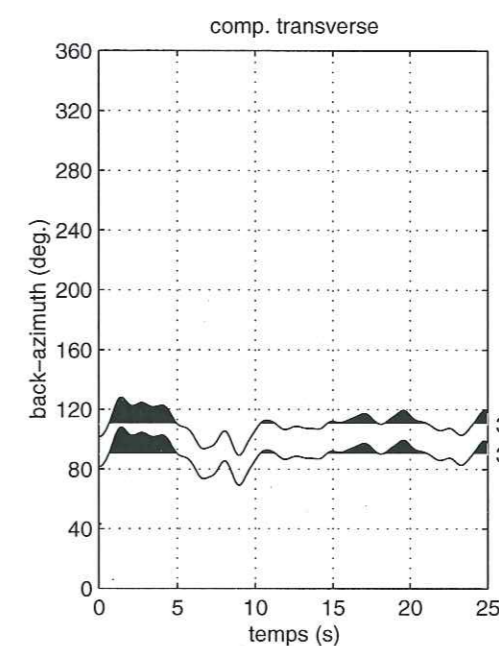
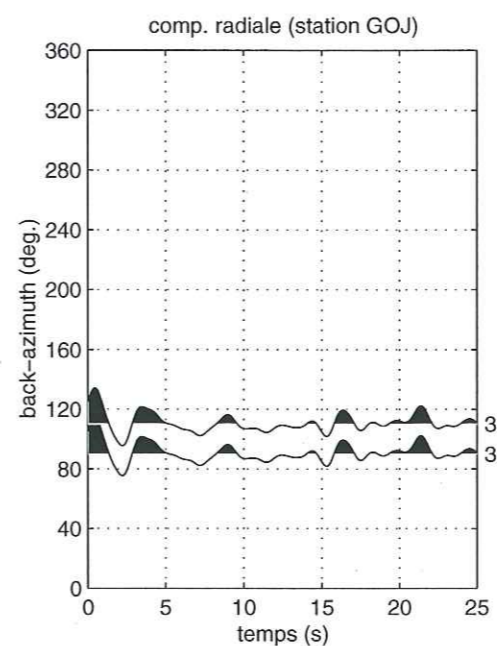
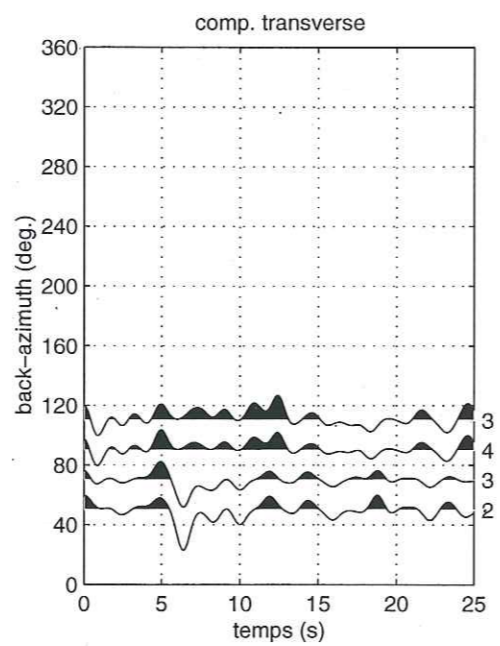
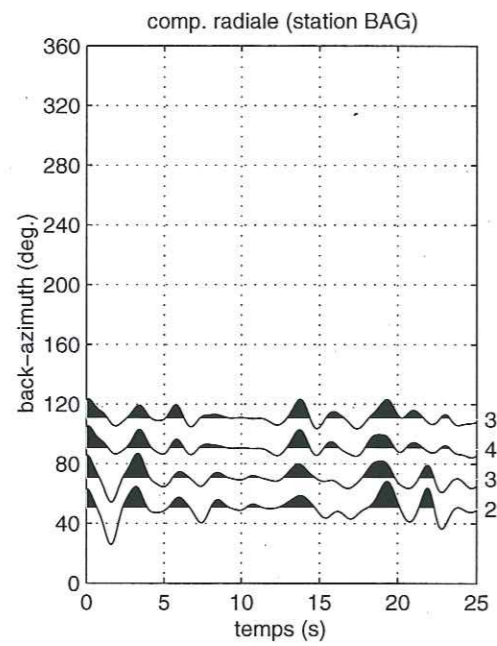
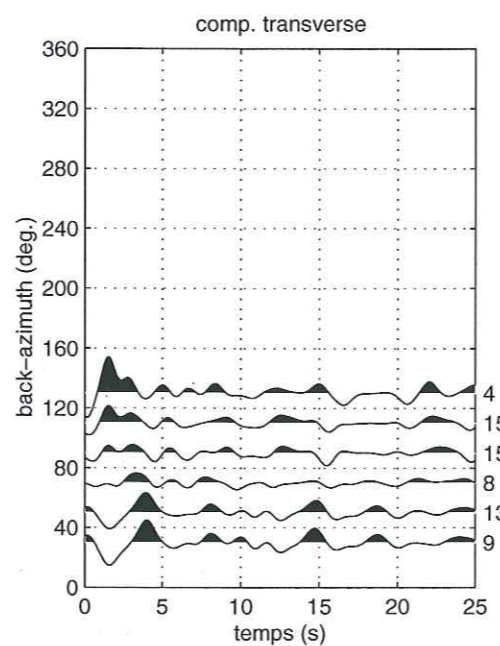
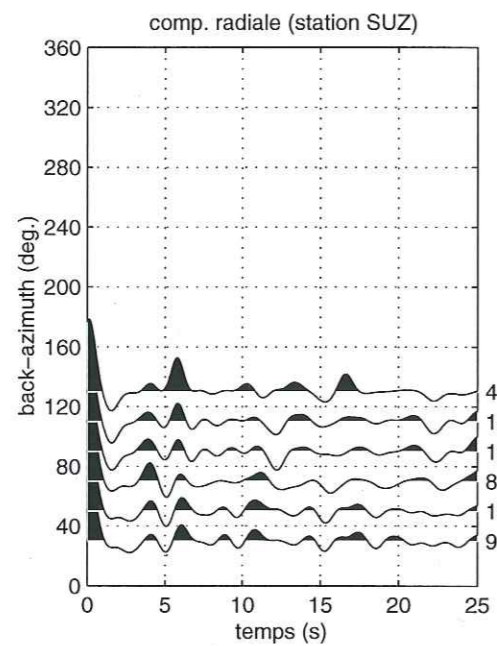
date	h	m	s	lat.	lon.	prof.	mb	dist	baz	no.
19991112	12	48	19.9	-7.7	108.04	80	5	59.3-62.0	118	5
19991112	16	57	19.55	40.76	31.16	10	6.3	23.5-26.3	309	6
19991113	9	57	0.8	-5.66	130.46	33	5	77.1-79.4	103	6
19991113	19	31	12.24	53.36	171.42	33	5.5	81.2-82.0	33	8
19991113	21	24	45.98	52.51	160.06	38	5.1	75.7-76.6	38	7
19991115	1	34	35.8	38.3	142.3	50	5.7	69.6-70.8	56	11
19991115	5	42	43.22	-1.33	88.97	10	6.3	53.5-54.9	127	11
19991115	12	18	27.34	8.5	126.84	33	5.1	67.4-69.4	91	8
19991118	14	27	42.82	0.52	126.06	33	5.9	70.3-72.5	99	14
19991119	12	10	32.43	11.91	143.32	33	5.3	80.7-82.3	81	13
19991119	13	56	46.45	-6.35	148.76	33	5.9	93.6-95.6	95	11
19991119	14	32	20.86	-6.43	148.48	33	5.4	93.3-95.4	95	9
19991120	4	5	13	1.58	128.29	79	5	71.8-73.9	97	12
19991120	23	14	49.84	53.65	-35.23	10	5.1	68.1-70.9	320	9
19991121	23	2	4.36	-3.55	133.88	33	5	79.1-81.3	99	10
19991125	4	0	9.4	-0.94	121.48	33	5.6	67.0-69.2	101	10
19991126	0	29	0.27	55.13	165.36	33	5.6	77.2-78.1	34	11
19991126	15	57	34.62	55.14	165.48	33	5.6	77.3-78.1	34	12
19991127	13	50	13.94	-5.81	145.9	133	5.2	90.8-92.9	96	12
19991127	22	41	11.22	-4.69	153.01	89	5.8	96.6-98.6	91	16
19991127	23	12	29.52	54.95	165.66	33	5.7	77.5-78.3	34	13
19991128	9	10	28.05	55.05	165.57	33	5.3	77.4-78.2	34	12
19991129	3	46	30.18	-1.27	89.04	10	5.9	53.4-54.8	127	13
19991129	4	10	40.9	40.45	122.88	10	5	54.5-55.7	58	8
19991201	3	54	15.65	-4.88	129.57	182	5.2	75.9-78.2	102	13
19991202	12	58	57.44	12.82	145.06	66	5.1	81.9-83.4	79	14
19991204	5	6	12.19	35.86	140.61	95	5	69.5-70.4	59	13
19991204	7	45	1.43	3.28	128.08	33	5.8	70.8-72.9	95	16
19991204	18	45	16.69	-7.34	128.03	150	5	75.8-78.1	105	12
19991205	22	0	34.04	29.92	138.68	448	5.7	69.6-71.0	65	7
19991206	23	12	33.92	57.41	-154.49	66	6.8	90.6-92.2	16	17
19991207	0	19	49.6	57.36	-154.51	41	6.5	90.6-92.2	16	14
19991208	10	29	17.34	6.07	126.46	33	5.5	68.1-70.2	94	19
19991208	17	5	12.47	6.01	126.31	59	5.3	68.0-70.1	94	17
19991209	10	18	17.18	-6.02	148.14	58	5.7	92.9-94.9	95	14
19991210	11	55	26.42	-3.3	142.88	10	5	87.0-89.0	95	14
19991211	11	49	25.69	-5.52	131.13	64	5.2	77.6-79.9	102	18
19991211	18	3	36.45	15.76	119.74	33	6.5	58.2-60.0	87	18

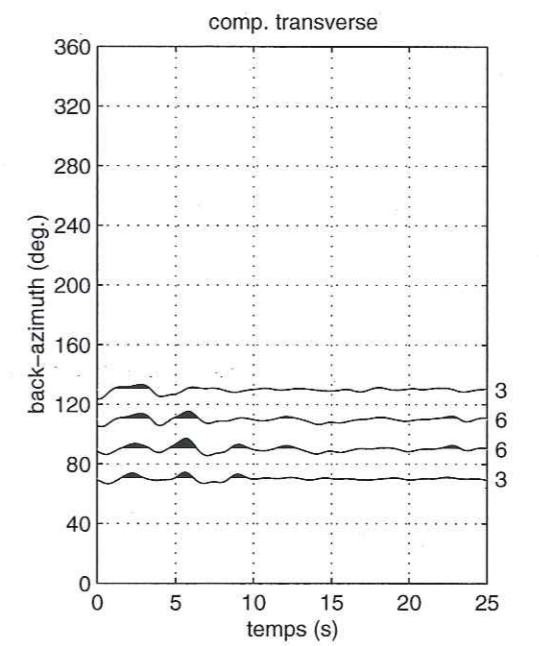
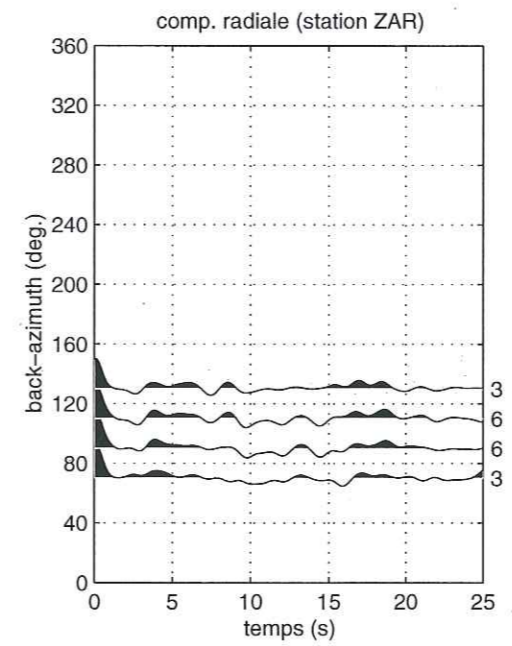
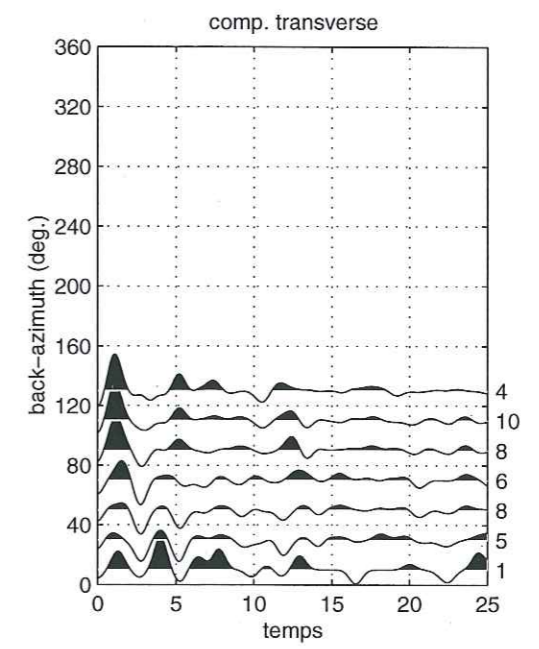
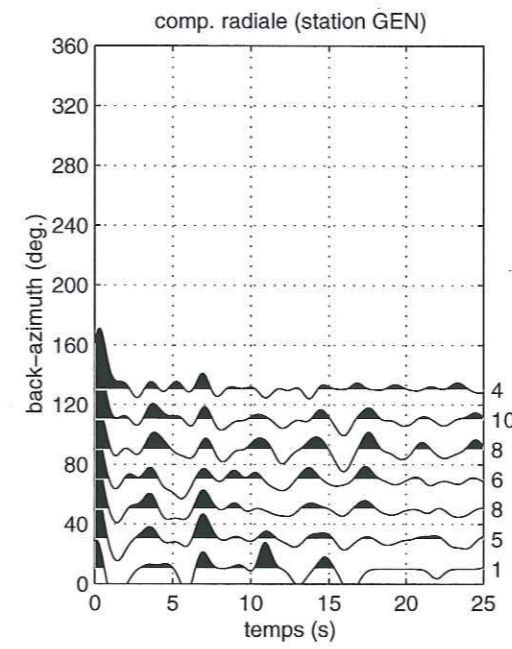
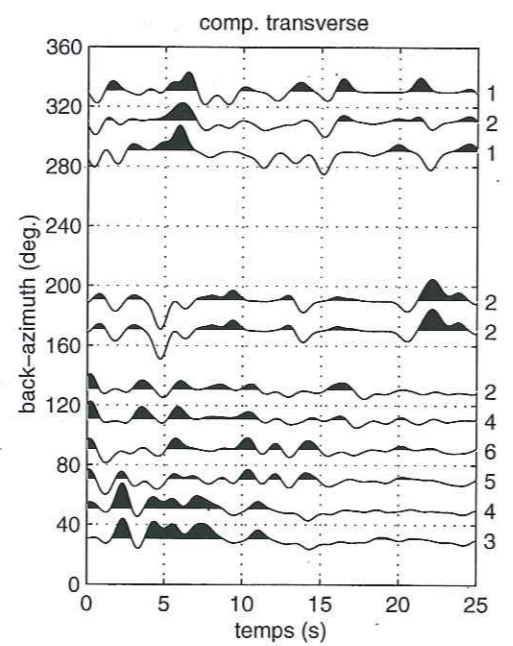
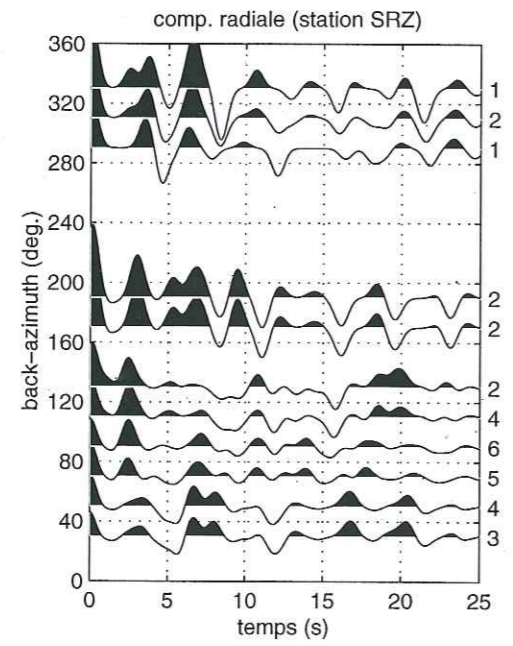
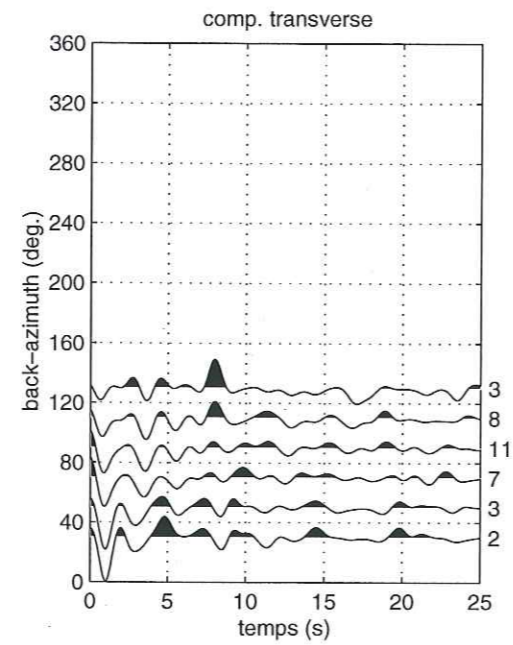
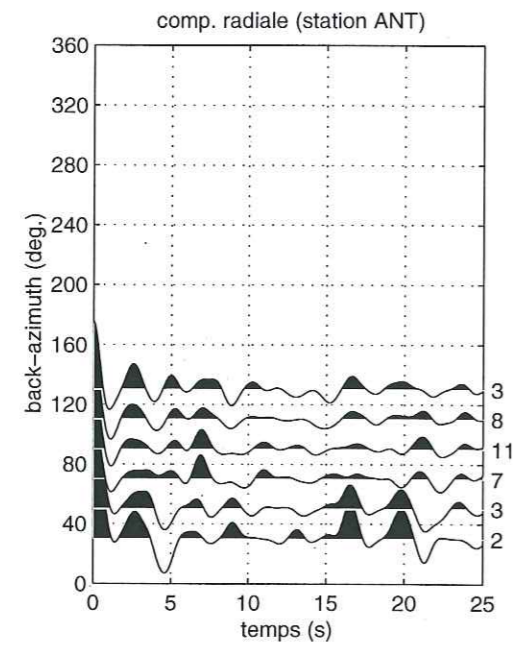
date	h	m	s	lat.	lon.	prof.	mb	dist	baz	no.
19991212	1	11	24.75	16.03	119.8	33	5.1	58.2-59.9	87	13
19991212	17	27	5.45	15.73	119.84	33	5	58.3-60.1	87	15
19991212	23	24	18.38	-2.88	128.15	33	5.5	73.7-76.0	101	16
19991213	9	30	39.68	2.07	127.11	84	5.8	70.5-72.6	97	18
19991213	22	40	13.97	-0.13	125.11	66	5.5	69.7-72.0	100	13
19991214	9	24	8.94	-3.3	142.97	33	5.2	87.0-89.1	94	16
19991215	4	41	12.39	-5.78	150.97	33	5.6	95.3-97.3	93	19
19991216	10	36	17.63	-28.93	-13.34	10	5.5	86.9-88.2	235	18
19991216	23	51	27.58	54.51	-161.04	33	5.5	91.6-92.7	21	17
19991217	4	3	27.89	8.06	-38.02	10	5.5	89.5-91.7	279	15
19991217	12	38	1.52	1.22	122.74	39	5.2	67.0-69.2	100	21
19991218	17	44	55.11	-2.42	139.67	16	6	83.7-85.8	95	20
19991219	0	48	36.99	12.87	144.57	50	6	81.4-83.0	79	18
19991219	3	38	32.27	-3.98	131.33	33	5.7	77.0-79.2	100	19
19991219	4	47	34.32	12.89	144.65	33	5.1	81.5-83.0	79	6
19991221	11	0	48.87	55.83	110.02	10	5.5	46.8-47.6	38	20
19991221	14	14	57.61	-6.84	105.55	56	6.2	56.8-59.5	118	20
19991222	11	17	27.11	31.96	131.58	42	5.1	63.2-64.6	65	15
19991222	17	36	56.24	35.32	-1.28	10	5.4	46.4-48.7	295	21
19991224	22	53	55.82	16.56	119.01	33	5.1	57.3-59.0	86	14
19991225	22	41	37.47	17.7	120.18	46	5.5	57.9-59.6	85	18
19991225	23	51	13.63	-3.73	137.23	10	5.1	82.1-84.3	98	16
19991227	3	49	21.64	29.54	131.31	33	5	63.7-65.1	69	8
19991228	16	51	24.5	1.67	128.28	65	5.6	71.7-73.8	97	17
19991228	20	25	7.35	49.3	155.56	33	5.1	74.5-75.4	42	14
19991229	15	17	21.87	-0.44	99.63	79	5.3	52.4-53.8	115	14
19991230	0	11	49.1	52.15	159.19	59	5.1	75.4-76.2	38	9
19991230	13	21	36.71	47.57	154.5	33	5.2	74.6-75.5	44	19
19991230	14	11	31.84	29.29	142.28	33	5	73.0-74.1	65	21
19991230	17	57	14.74	-1.85	138.32	33	5.1	82.3-84.3	95	20
19991230	22	31	17.4	1.85	127.08	91	5.2	70.6-72.7	97	18
19991231	13	9	11.61	37.26	134.66	371	5	64.5-65.5	59	22
19991231	18	47	17.14	52.86	159.97	53	5	75.5-76.3	37	11
19991231	20	25	47.06	10.39	126.22	47	5.1	66.1-68.0	90	9
20000101	19	30	57.74	23.11	143.64	33	5.1	76.3-77.7	70	15
20000102	12	58	42.3	51.45	-175.56	33	5.6	88.4-89.3	30	20
20000105	18	26	7.5	-9.19	109.59	33	5.5	61.4-64.1	118	14

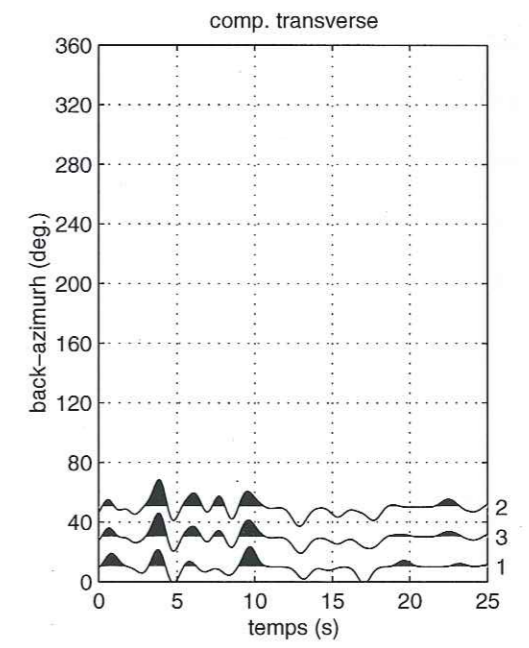
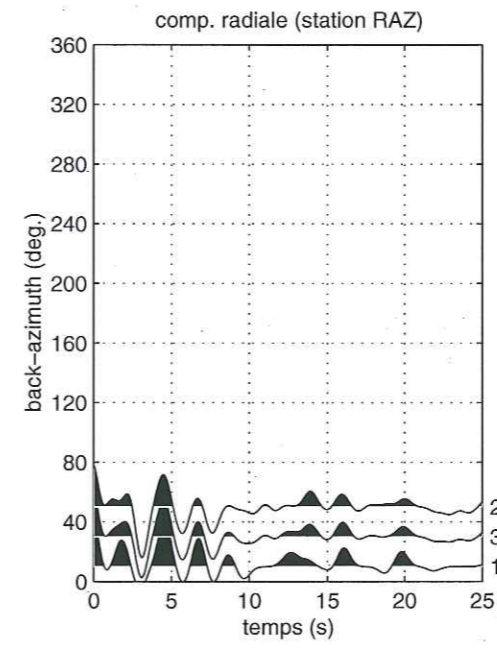
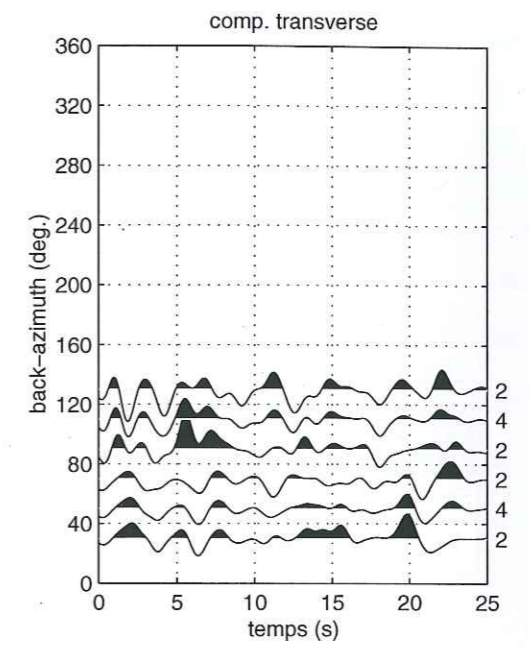
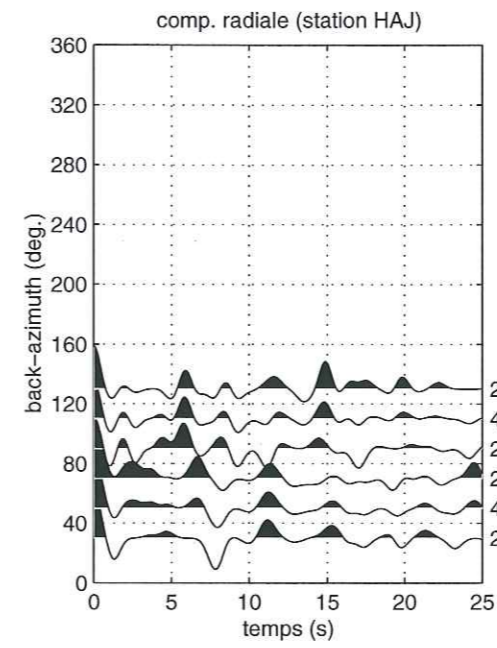
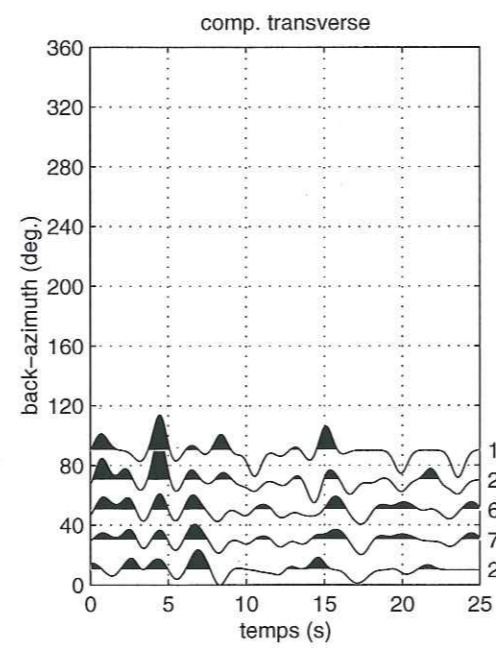
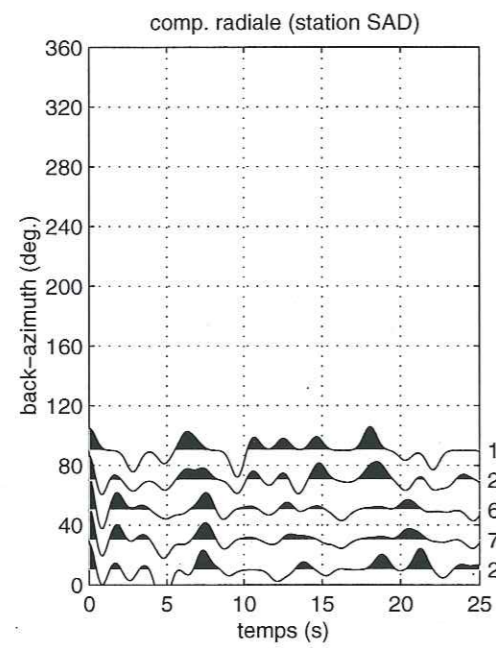
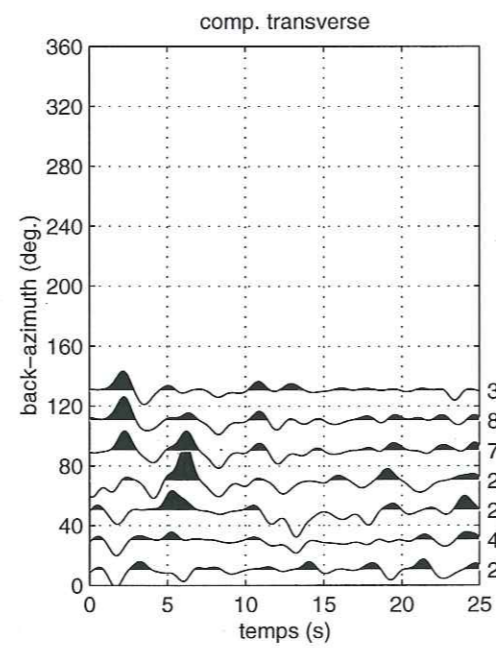
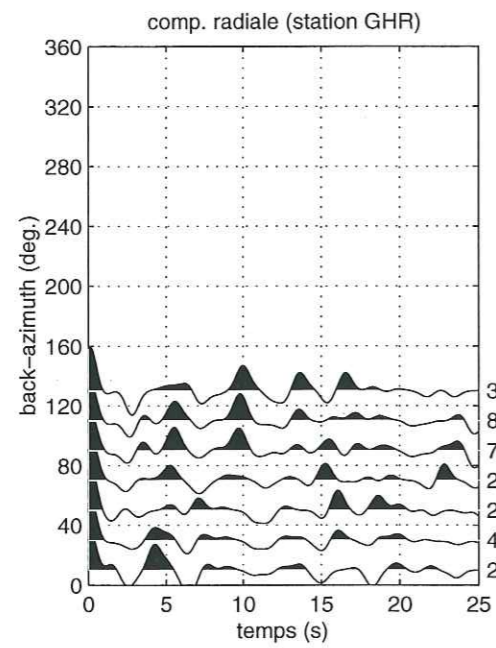
B.2 Fonctions récepteur (Minab)

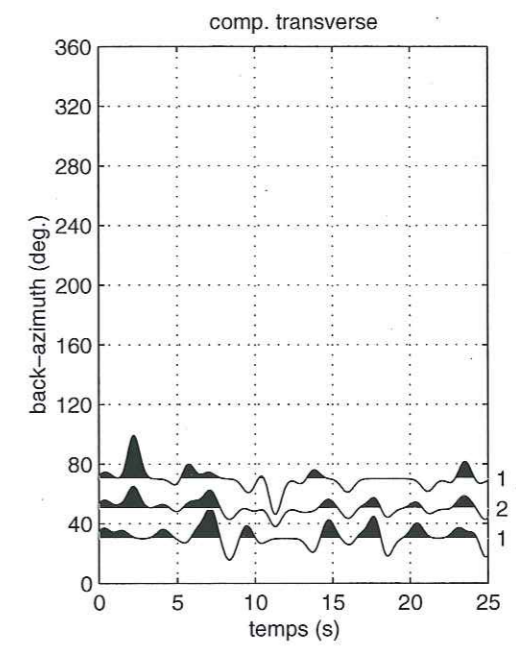
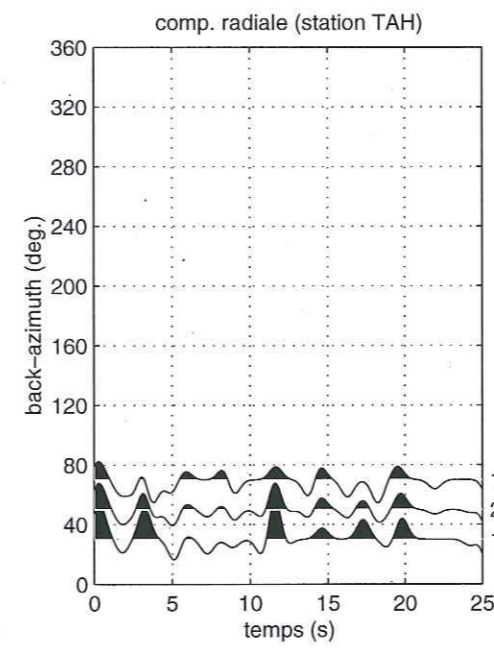
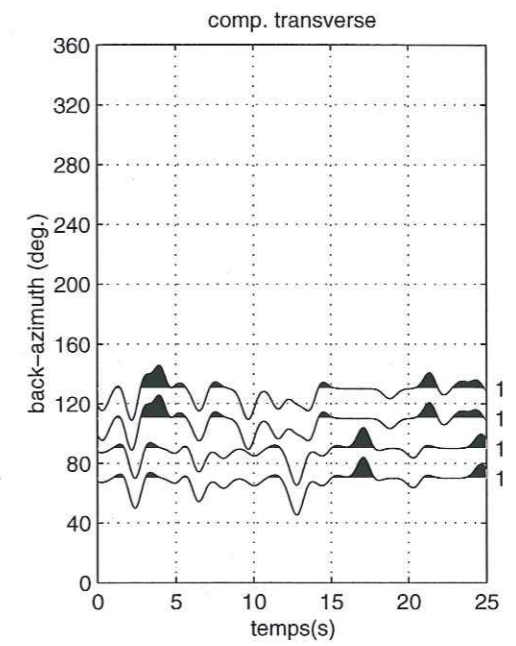
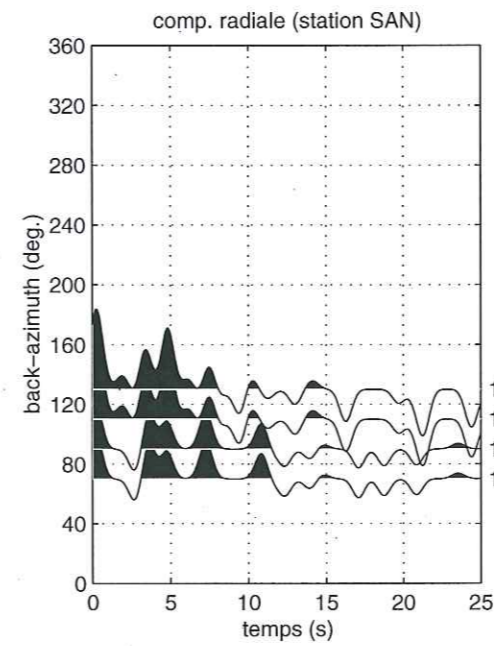
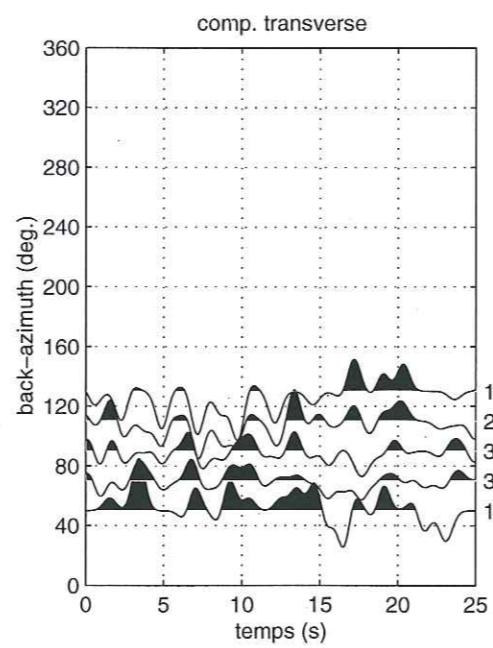
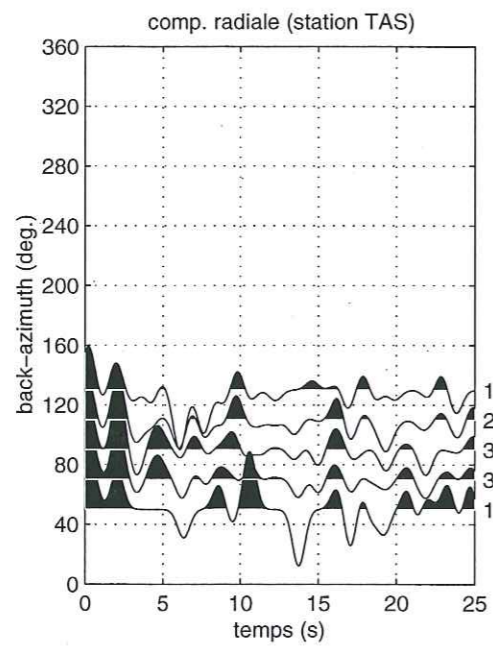
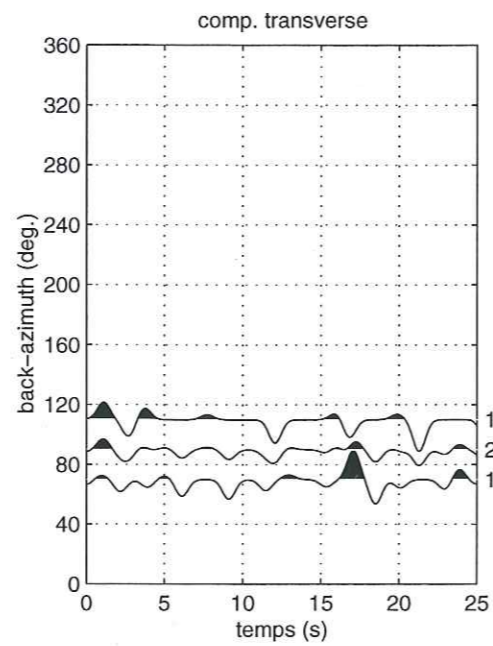
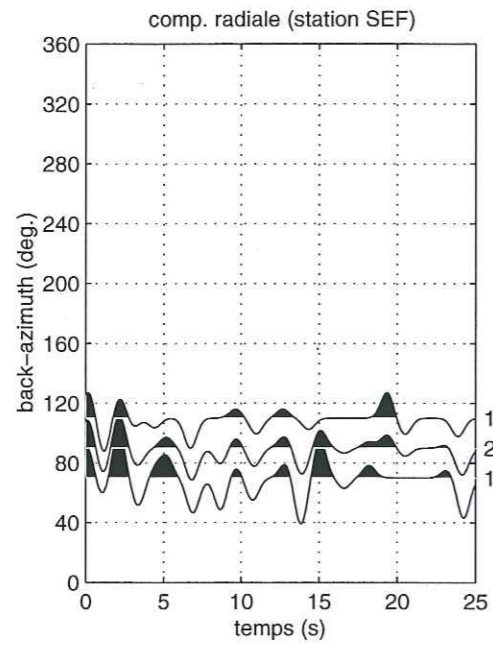
Les figures suivants présentent les fonctions récepteurs obtenues pour l'ensemble des stations du profil de Minab (1999-2000). Ces fonctions récepteurs ont été calculées par la déconvolution itérative en domaine temporel puis convoluées avec une gaussienne de largeur égale à 0.4 s. Pour chaque station, nous avons choisi de représenter des sommes de fonctions récepteur, sur les composantes radiales et transverses, en fonction du back-azimuth des événements. Dans chaque tranche de 20° en back-azimuth nous avons sommé l'ensemble des fonctions récepteur dont le back-azimuth ne s'écarte pas de $\pm 20^\circ$ du centre de chaque tranche. Le nombre d'événements utilisés dans la sommation est indiquée à droite de chaque fonction récepteur moyenne. L'ordre de transverses, en fonction du back-azimuth des événements. Dans chaque tranche de 20° en back-azimuth nous avons sommé l'ensemble des fonctions récepteur dont le back-azimuth ne s'écarte pas de $\pm 20^\circ$ du centre de chaque tranche. Le nombre d'événements utilisés dans la sommation est indiquée à droite de chaque fonction récepteur moyenne.



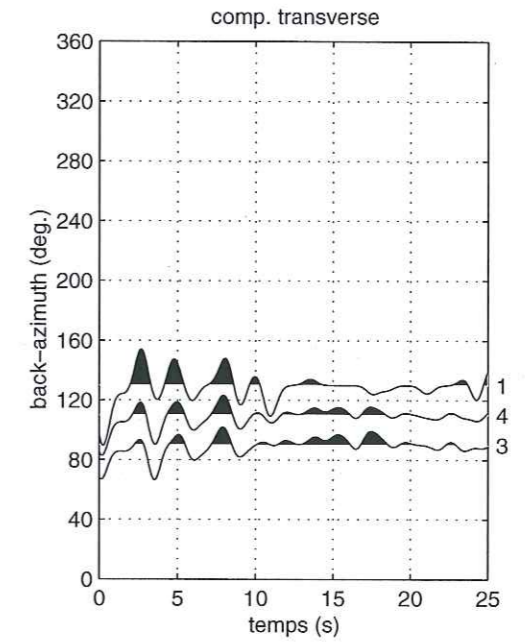
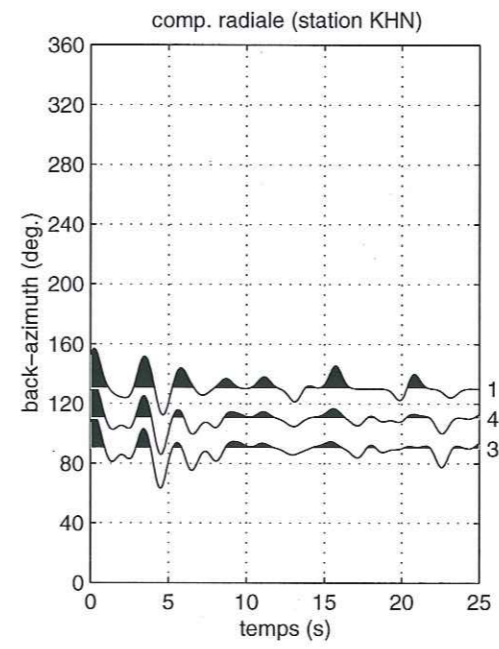
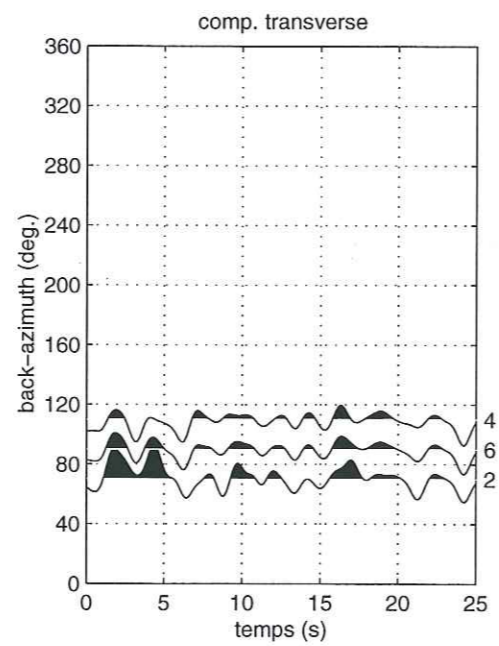
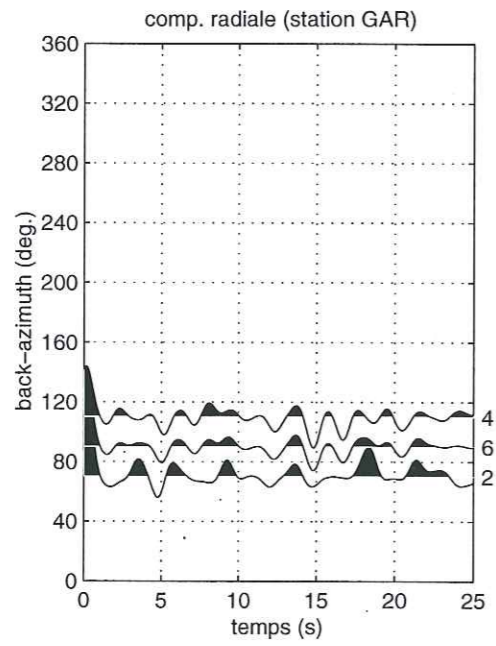
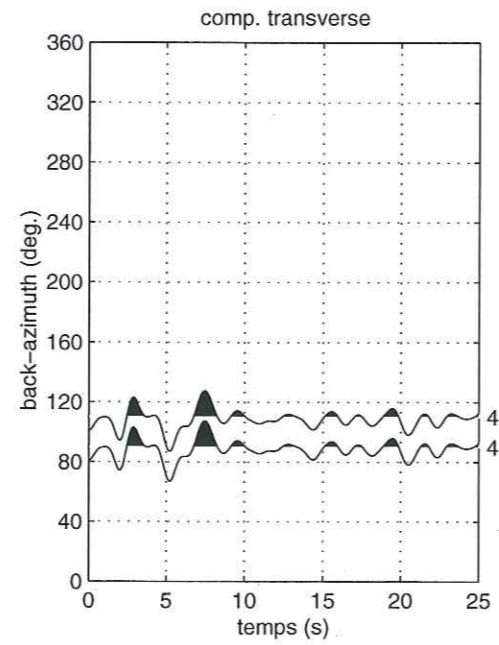
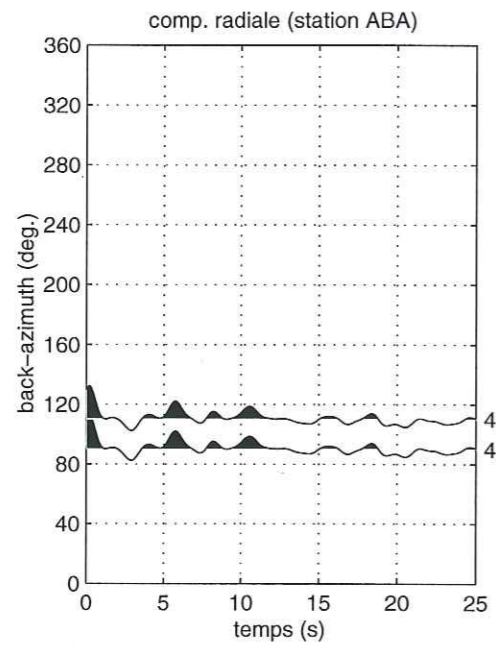








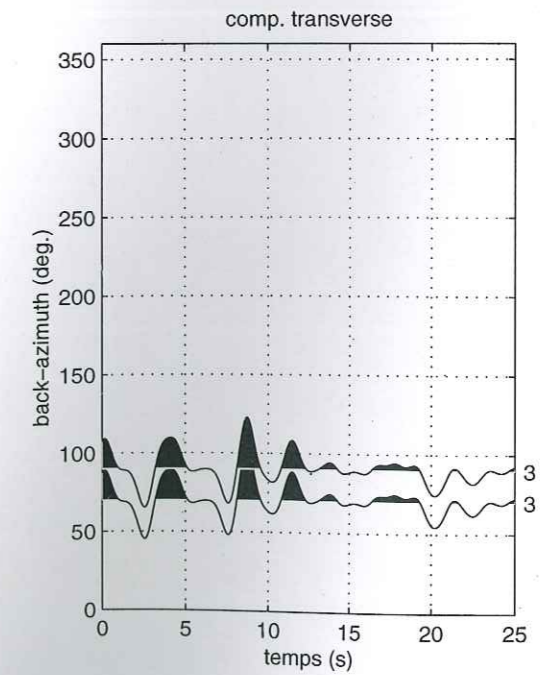
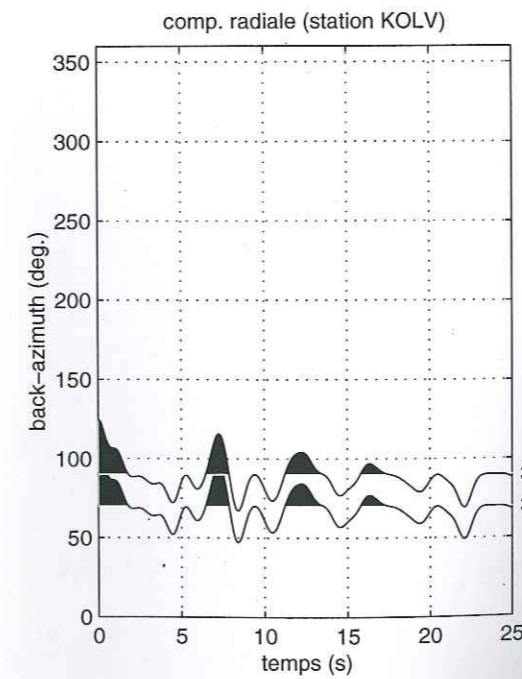
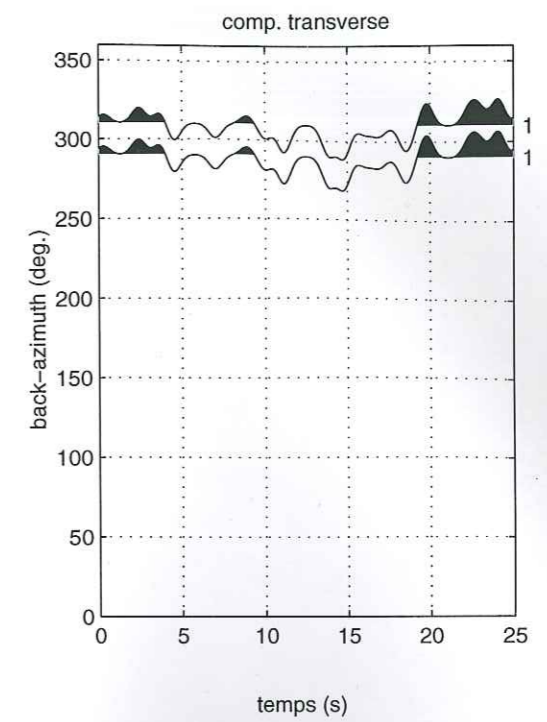
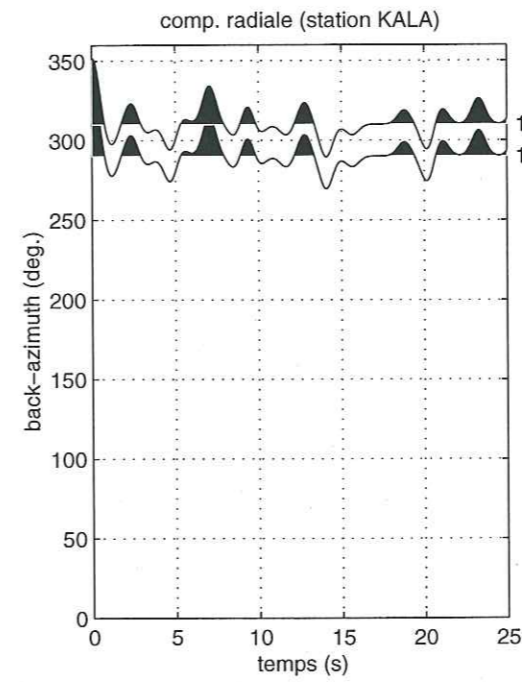
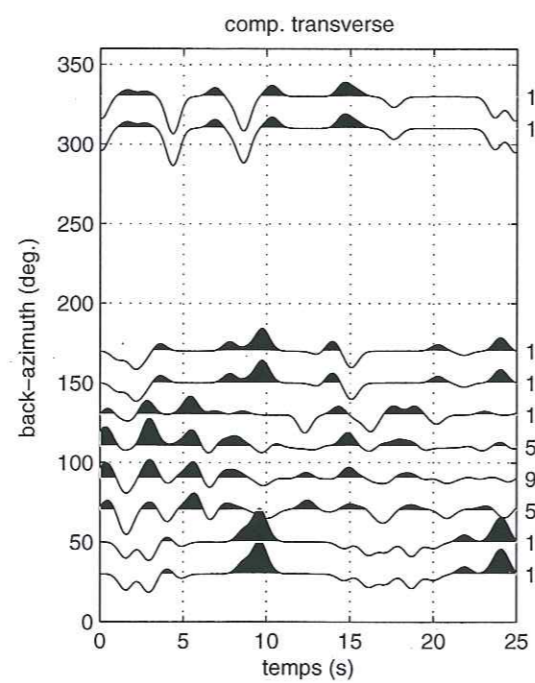
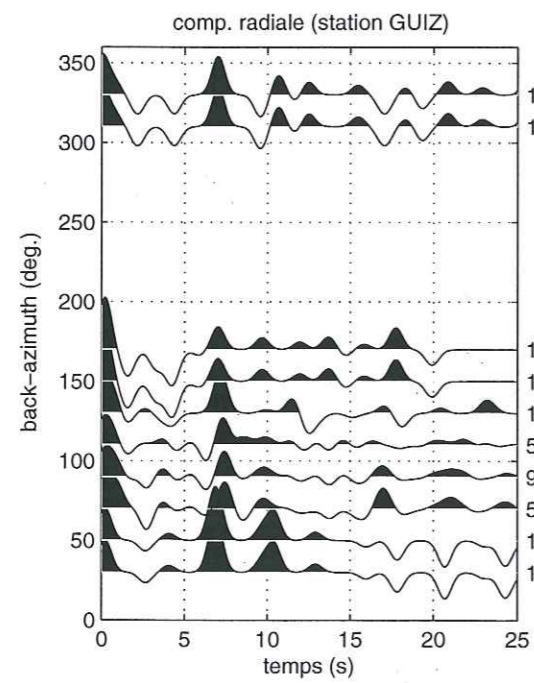
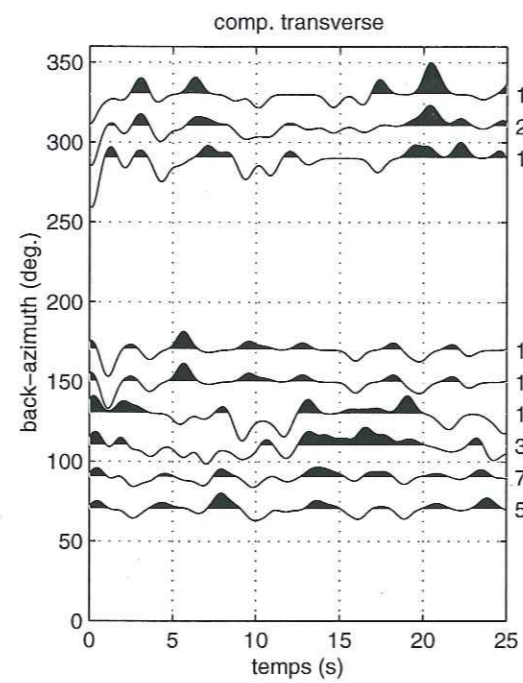
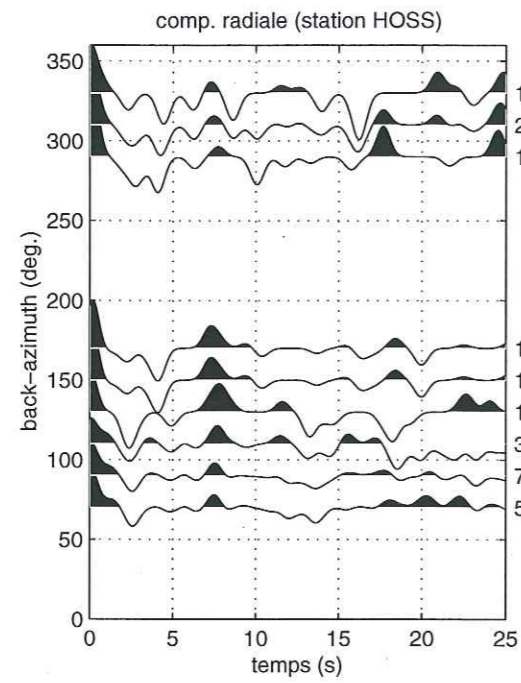
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plaleur@ujf-grenoble.fr



B.3 Liste des téléseismes (Borujen)

date	h	m	s	lat.	lon.	prof.	mb	dist.	baz.
20020424	07	08	16.5	51.08	-177.88	33	5.6	86	28
20020424	10	51	50.9	42.44	21.47	10	5.7	26	302
20020426	07	15	11.5	53.51	160.63	62	5.9	75	35
20020426	16	06	07.0	13.09	144.62	85	7.1	85	77
20020508	19	45	18.8	53.81	160.77	39	5.9	75	35
20020509	23	41	30.8	2.65	128.30	173	5.7	77	94
20020512	23	12	52.9	-1.14	127.09	33	5.9	78	98
20020513	19	54	43.1	19.14	121.24	33	5.5	63	83
20020513	19	57	22.9	19.13	121.24	33	5.8	63	83
20020514	14	19	03.3	03.51	125.38	33	5.5	75	95
20020514	16	56	10.4	-36.52	78.93	10	6.3	72	157
20020515	03	46	05.7	24.64	121.92	10	6.2	61	77
20020517	10	40	10.7	48.17	-27.81	10	5.7	60	310
20020518	15	15	08.8	-2.91	33.73	10	5.5	38	209
20020521	20	04	16.1	44.43	146.62	149	5.5	72	48
20020521	20	53	29.7	36.63	24.27	97	5.6	23	290
20020523	22	05	51.8	-05.82	102.06	10	5.6	60	118
20020526	00	10	21.0	1.83	127.24	109	5.9	77	96
20020528	16	45	17.5	24.07	122.21	38	6.0	62	77
20020603	09	15	00.7	27.58	139.77	488	5.9	74	66
20020604	14	36	05.5	30.54	81.44	33	5.6	26	84
20020610	22	48	36.0	11.03	140.57	33	6.1	84	81

B.4 Fonctions récepteur (Borujen)



Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I

Titre de l'ouvrage:

Sismotectonique et structure lithosphérique de deux zones de transition dans le Zagros (Iran): la zone de Minab et la zone de Qatar-Kazerun

Auteur: **Farzam YAMINI FARD**

Etablissement: **Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique**

Résumé: Les failles importantes en coulissage orientées \approx NS comme la faille du Zendan-Minab-Palami (ZMP) et la faille de Borazjan-Kazerun-Dena séparent des styles différents de déformation au sud de l'Iran. Le ZMP sépare la zone de collision du Zagros à la zone de subduction du Makran. Nous utilisons des données microsismiques et téléseismiques enregistrées par un réseau temporaire de 50 stations qui a fonctionné en novembre et décembre 1999. La microsismicité observée dans cette région montre une activité diffuse entre la faille de Zendan-Minab-Palami et la faille de Jiroft, limitée par la dépression du Jaz-Murian. La distribution de la sismicité en profondeur montre que nos données sont localisées entre 15-35 km, plus profond que dans le Zagros et avec une augmentation des profondeurs vers le NE. L'analyse des mécanismes au foyer montre des mécanismes en coulissage dextre et des mécanismes en chevauchement de pendage faible distribués en profondeur. L'inversion des résidus des séismes locaux montre une anomalie de vitesse plongeant vers le N associée aux séismes. La tomographie téléseismique confirme une variation importante de la structure au passage de la faille zone de Zendan-Minab-Palami, rapide sous le Zagros, lente à proximité du ZMP, qui affecte toute la croûte et le manteau supérieur. L'analyse des fonctions récepteurs montre une structure complexe sous la zone de faille de Zendan-Minab-Palami avec des conversions dans la croûte supérieure à \approx 15 km. En revanche l'interface observée pour la région du Makran se situe à \approx 35 km profondeur.

Un réseau temporaire de 29 stations sismologiques a fonctionné en avril et juin 2002 dans la région de Borujen située dans le Zagros nord, au nord du système Qatar-Kazerun. La distribution de la sismicité dans cette région est diffuse et suit approximativement la direction des structures tectoniques, la faille de Dena, d'Ardal (MRF) et le HZF. En revanche le MZT (Main Zagros Thrust) n'est pas sismiquement actif. La sismicité est localisée entre 2-16 km de profondeur et montre des alignements verticaux à proximité de la faille d'Ardal et la faille de Dena. L'analyse des mécanismes au foyer montre des mécanismes en décrochement et des mécanismes en chevauchement. L'étude de la structure de la croûte en utilisant la méthode des fonctions récepteurs montre une conversion claire à \approx 60 km de profondeur sans aucune variation importante au passage de la faille de Dena.

Mots clés: Sismologie, Sismotectonique, Microsismicité, Tomographie, Fonction récepteur, Zagros, Makran, Iran