Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale : le Zagros central et l'Alborz (Iran)

Mohammad Tatar

▶ **To cite this version:**

Mohammad Tatar. Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale : le Zagros central et l'Alborz (Iran). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2001. Français. NNT : . tel-00711634

HAL Id: tel-00711634

https://theses.hal.science/tel-00711634

Submitted on 25 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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 035782 1

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
et
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

THÈSE

présentée par

Mohammad TATAR

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: **Géophysique - Géochimie - Géomécanique**

Étude Sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros Central et l'Alborz (Iran)

Date de soutenance: 15 juin 2001 - 14h30 Salle de Conf. Maison Géosciences

Composition du jury:

M. O. Bellier	Rapporteur	Professeur, Université Aix-Marsseille III
M. J. Chéry	Rapporteur	CR CNRS, Université Montpellier II
M. D. Hatzfeld	Directeur de thèse	DR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
M. J. Jackson	Examinateur	Professeur, University of Cambridge, G.B.
M. G. Perrier	Examinateur	Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble
M. M. Mokhtari	Invité	Chercheur, I.I.E.E.S., Téhéran, Iran

Résumé

La sismicité d'une zone de collision continentale au SW Iran est analysée à partir de données microséismiques. Celles-ci ont été recueillies par 30 stations qui ont fonctionné en novembre et décembre 1997, dans la région de Ghir au Sud-Ouest de l'Iran. 416 microséismes ont été localisés et 79 solutions focales calculées. La région étudiée est située dans la Chaîne Plissé Simple du Zagros, une zone de collision continentale entre la plaque Arabie au SW et le bloc Iran Central au NE. La structure de la croûte et la profondeur du Moho dans cette partie du Zagros ont été déterminées en utilisant la méthode inversion 1-D et la méthode fonction de transfert respectivement. La microsismicité observée dans cette région est superficielle (0-25 km), et elle est située dans le socle métamorphique précambrien. Cette sismicité montre plusieurs alignements parallèles aux axes des plis, orientés NW-SE avec un pendage fort vers SW et une séparation de 15-20 km entre eux. Il n'y a aucune trace de faille en surface associée à cette sismicité. Cette microsismicité est donc associée à des failles cachées situées dans le socle en dessous de la couverture sédimentaire d'une épaisseur de 10-12 km. L'analyse des mécanismes au foyer montre deux caractéristiques différentes, des mécanismes en coulissage (dextre sur un plan oriente NW-SE), et des mécanismes en chevauchement. La particularité de nos mécanismes par rapport aux CMT et aux mécanismes modélisés qui ne présentent que des mécanismes inverses, est la présence du coulissage dans cette partie du Zagros. La géodésie de cette zone est étudiée à partir de données géodésiques (GPS) de deux campagnes successives en 1997 et 2000. Le résultat montre un raccourcissement d'environ 1- 1,5 cm/an sur la largeur totale du Zagros d'une direction N-NE à peu près parallèle à la direction de mouvement de la plaque Arabie par rapport de l'Eurasie.

Contents

1 Introduction Générale **1**

2 Evolution Géodynamique du Zagros **11**

2.1 Introduction 11
2.2 Le cadre Géodynamique 11
2.3 Géologie 13
2.4 Tectonique actuelle du Zagros 15
2.4.1 Unités morphotectoniques du Zagros 15
2.4.2 Les grande chevauchements du Zagros 20
2.4.3 Les grande décrochements du Zagros 22
2.4.4 Plissement du Zagros 25
2.5 Sismicité du Zagros 25
2.6 Mécanismes au foyer 28
2.7 Modèles proposès 30
2.7.1 Modèle proposé par Snyder et Barazangi 30
2.7.2 Modèle proposé par Alavi 31
2.7.3 Modèle proposé par Haynes et McQuillan 31
2.8 La région de Ghir-Karzin 33
2.8.1 Introduction 33
2.8.2 Sismicité 33
2.8.3 Mécanismes au foyer 38

3 La campagne de microsismicité de Ghir en 1997 **43**

3.1 Introduction. 43
3.2 Réseau d'acquisition et matériel. 43
3.3 Dépouillement des données 45
3.4 Localisation des séismes 45
3.4.1 Le programme HYPO71 47
3.4.2 Test sur le modèle de vitesse 47

3.4.3 Rapport Vp/Vs 49
3.4.4 Le modèle de vitesse 51
3.5 Magnitude des séismes 57
3.6 Résidus aux stations. 57
3.7 Mécanismes au Foyer 61
3.7.1 Principe de construction d'un Mécanisme au Foyer. 61
3.8 Conclusions 63

4 Répartition de la sismicité et mécanismes au foyer 65
4.1 Introduction 65
4.2 Distribution de la microsismicité 65
4.2.1 Précision de la localisation 65
4.2.2 Profondeur des séismes 67
4.2.3 Microsismicité: Présentation Générale 68
4.3 Résultats généraux des mécanismes au foyer 73
4.4 Région autour de Ghir 74
4.4.1 La microsismicité 74
4.4.2 Mécanismes au foyer 77
4.5 Région de Khonj 81
4.5.1 La sismicité 81
4.5.2 Mécanisme au foyer 82
4.6 Région de Karian 85
4.7 Conclusion 89

5 Épaisseur de la croûte par la Fonction de transfert télésismique 91
5.1 Principe 91
5.2 Résultats de la fonction de transfert 94
5.2.1 Le Zagros : région de Ghir 94
5.2.2 L'Alborz : région de Roudbar 99
5.3 Conclusion 105
5.A The crustal velocity structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran) . . 106

6 Les campagnes de géodésie GPS. 121
6.1 Introduction 121
6.2 Description des campagnes de mesure 122
6.2.1 Campagne de 1997 122
6.2.2 Campagne de 2000 122
6.3 Les données 125

6.4 Le traitement des données 125
6.4.1 Le calcul GPS 125
6.4.2 La compensation 128
6.5 Calculs réalisés pour les deux campagnes. 128
6.5.1 Campagne de 1997 128
6.5.2 Campagne de 2000 132
6.6 Comparaisons entre différentes époques. 135
6.6.1 Les déplacements. 135
6.6.2 Les vitesses. 135
6.7 Déformation 140
6.8 Conclusion 142
6.A The present-day deformation of the central Zagros 143

7 Interprétations 155

Conclusion Générale 165

Bibligraphie 167

Annexes Sismologie 177

Annexes Géodésie 201

Chapitre 1:

Introduction Générale

Introduction Générale

Les zones de collision continentale se développent habituellement le long de limites de plaques convergentes quand la lithosphère continentale, généralement attachée à une lithosphère océanique en subduction, rencontre un plateau continental. Ce procédé provoque souvent le développement de structures de surface et subsurface, incluant la formation de montagnes, d'un plateau continental, et de bassins avant pays (Barazangi, 1987).

L'étude de la collision continentale est basée principalement sur l'étude de la tectonique active et des grands séismes qui rend compte de la déformation cassante. Mais le mouvement asismique peut contribuer de manière importante à la déformation dans certaines régions (Le Zagros et le Caucase, Jackson et McKenzie, 1988; Jackson 1992), cette déformation était difficile à évaluer jusqu'à l'avènement de la géodésie spatiale. Les grands séismes sont enregistrés par des réseaux sismologiques globaux existants et sont relativement faciles à étudier. Les photos satellites, l'étude des répliques, la sismicité historique et la cartographie fournissent l'information supplémentaire pour l'identification de structures actives. Plus récemment la géodésie spatiale (GPS et SLR) ont complété ces techniques.

Une des régions les plus largement étudiées pour la déformation continentale est la ceinture Alpine-Himalaya qui s'allonge de l'Europe occidentale, traversant le Moyen-Orient, jusqu'à l'Inde et la Chine. Une partie de la chaîne Alpine qui montre un niveau élevé de sismicité et un style de déformation particulier est située en Iran (Figure 1.1).

L'Iran est situé entre les plaques Arabie et Eurasie qui convergent actuellement à une vitesse de l'ordre 3,5 cm/an (Figure 1.2). La frontière entre l'Iran et l'Eurasie est une zone de suture située au Nord, du Caucase (au NW) jusqu'au Kopet Dagh et à la ceinture ophiolitique (au NE). La zone de suture entre la plaque Arabie et l'Iran est la Main Zagros Thrust Fault (MZRF) situé au SW d'Iran. La morphologie actuelle de l'Iran et sa position entre les plaques Arabie et Eurasie est le résultat de l'ouverture et de la fermeture de deux océans géants qui s'appel la Paléo-Tethys et la Néo-Tethys.

La Paléo-Tethys (Figure 1.3 a) qui séparait la plaque Eurasie du Gondwana, a existé depuis le Paléozoïque ancien. Au début de la Trias, l'océan Neo-Tethys commence à s'ouvrir (Figure 1.3 b) entre l'Afro-Arabie et les blocs iraniens et la Paléo-Tethys com-

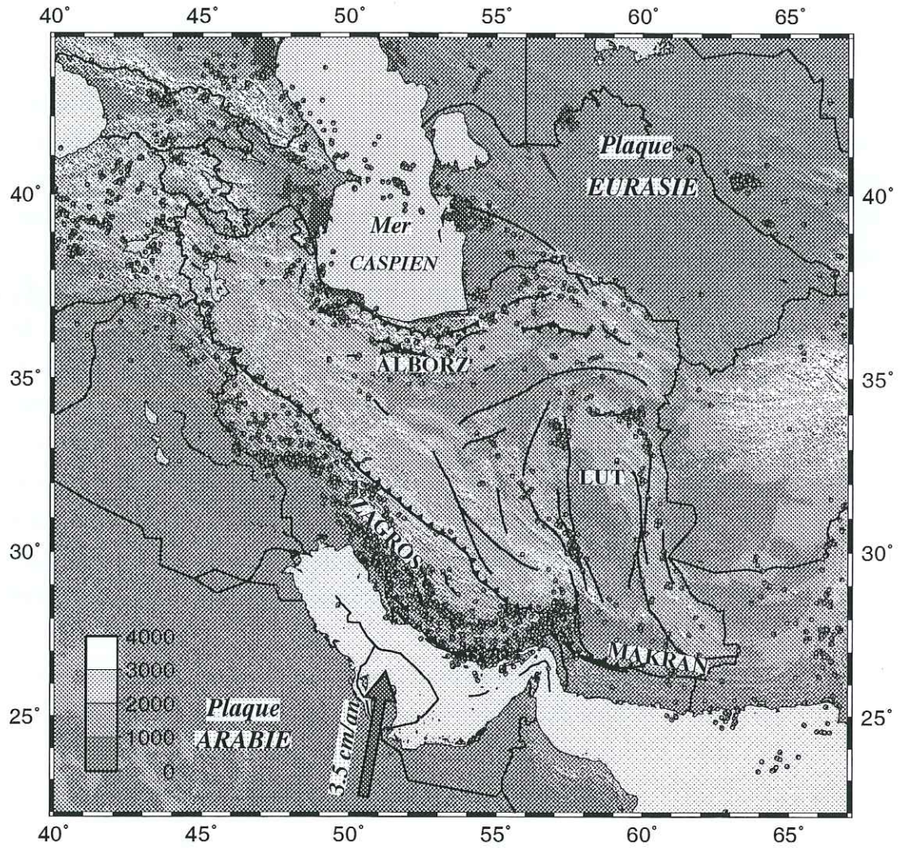


Figure 1.1: *Distribution de la sismicité M>4,5 en Iran pour la période 1967-1998 (Catalogue ISC modifié par Engdahl, 1998).*

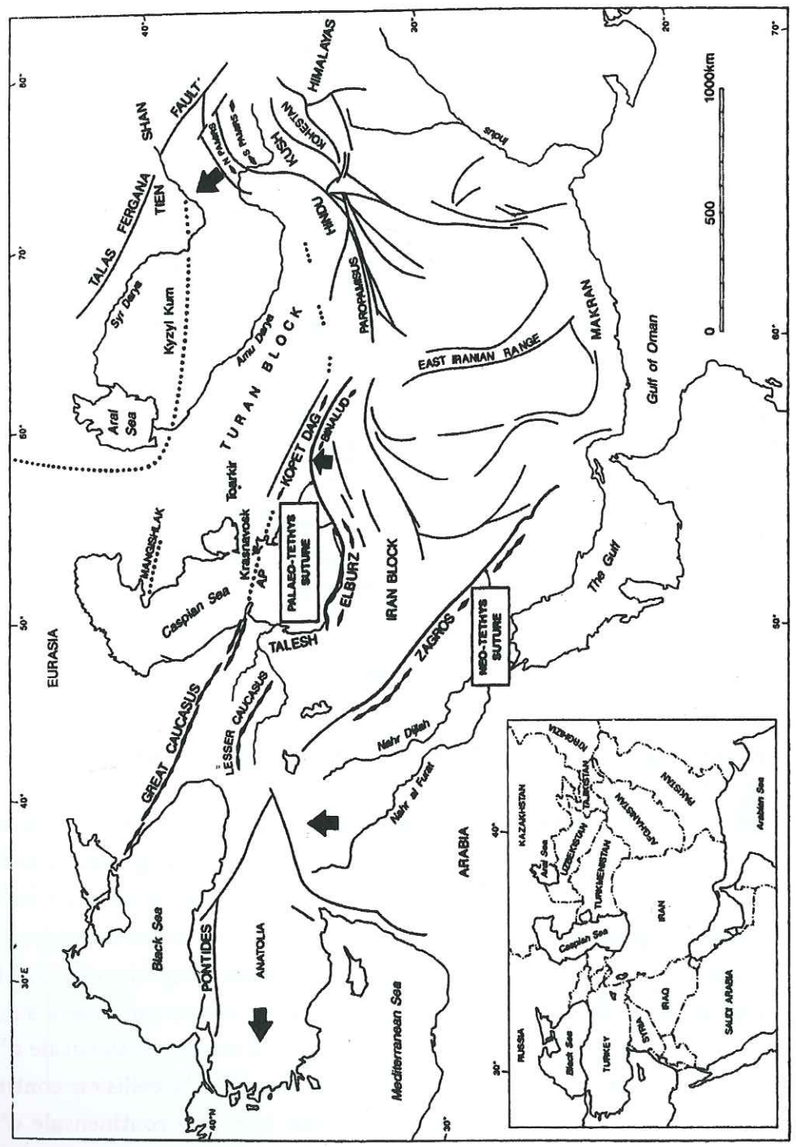


Figure 1.2: *La carte de l'Asie centrale, du plateau iranien et des territoires voisins. Des flèches épaisses en noir montrent le mouvement relatif entre les plaques par rapport l'Eurasie (Lyberis et Manby, 1999).*

mence à se fermer. Au Mésozoïque ancien, du fait du développement de la Néo-Tethys et du déplacement des blocs iranien vers NE, l'océan Paléo-Tethys est fermé et une collision continentale entre les blocs iraniens et la plaque Eurasie a lieu. La zone de collision s'allonge du Caucase et Talesh au NW Iran jusqu'au Kopet Dagh et la ceinture ophiolitique vers NE (Sengor, 1979).

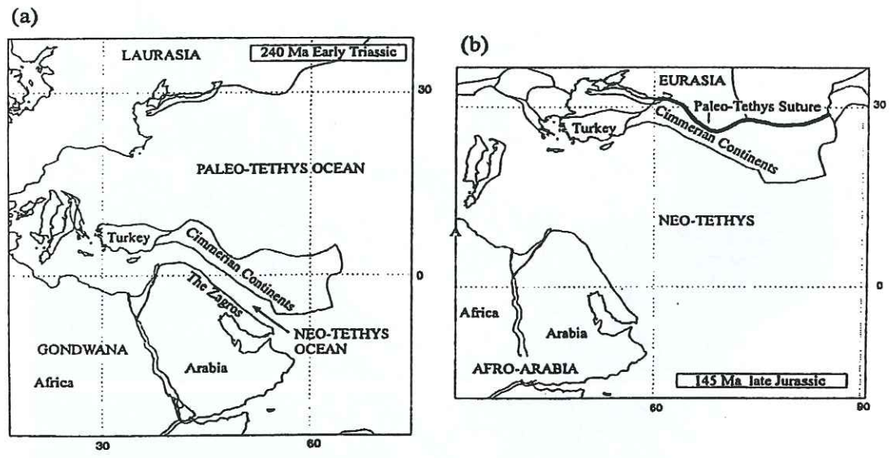


Figure 1.3: *La construction de plate-forme iranienne et la situation de la Paléo et la Néo-Tethys eu: (a) Triasse inférieur, (b) Jurassique supérieur (Trowell, 1995).*

Au milieu du Crétacé, a lieu un changement du mouvement relatif entre les plaques Afro-Arabie et Eurasie qui convergeaient. L'océan Néo-Tethys commence à se fermer. Pendant le Crétacé supérieur, la marge NE de la plaque Arabie est subductée sous l'Iran Central. La mise en place d'ophiolites et la réactivation des failles normales comme failles inverses ont lieu en même temps. Au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur, du fait de l'ouverture de la mer Rouge, la plaque Arabie continue à subducter sous l'Iran Central d'une manière plus rapide qu'avant, et la marge continentale d'Arabie devient plus épaisse (Hempton, 1987). Au milieu du Miocène, la collision continentale entre la plaque Arabie et l'Iran Central est commencée, la marge continentale d'Arabie retrouve son épaisseur initiale (35 km), et l'ouverture de la mer Rouge s'est arrêtée.

Au début du Pliocène, le mouvement de l'Arabie vers Nord est accommodé par l'extrusion d'une vaste marge continentale, au Nord de la zone de suture. Cela permet à la plaque Arabie de se déplacer vers le Nord plus rapidement que l'Afrique. Cela provoque donc la réouverture de la mer Rouge (Hempton, 1987). Depuis le Plio-Quaternaire, du fait de cette ouverture en plus de la convergence entre les plaques Arabie et Eurasie, la

plaque Arabie s'est rapprochée vers des blocs Iran Central.

Ce rapprochement 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 au Nord, ainsi que par de grands accidents coulissants généralement localisés à la frontière des différents blocs continentaux (Figure 1.4).

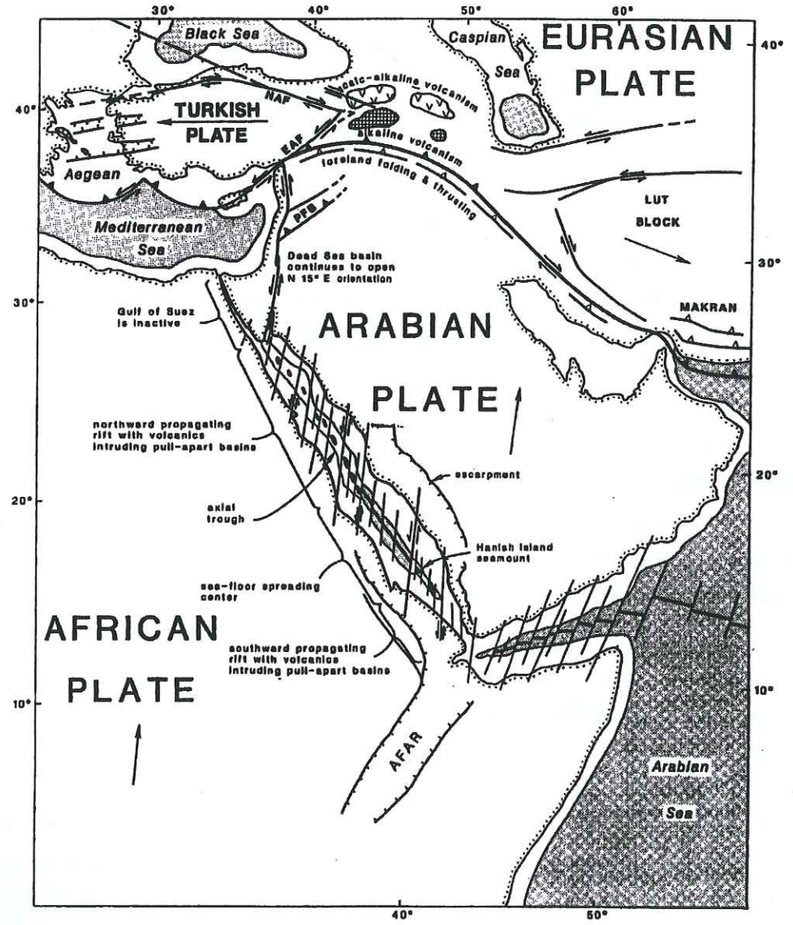


Figure 1.4: *La carte tectonique actuelle du plateau iranien, de la mer Rouge et des plaques Afrique, Arabie et Eurasie (Hempton, 1987).*

D'un point de vue structural, on distingue trois unités principales en Iran (Figure 1.5):

-*Une unité sud*, correspondant à la plaque arabique et comprenant la chaîne du Zagros.

-*Une unité nord*, correspondant à la marge sud de l'Eurasie à la fin du Paléozoïque, comprenant la chaîne du Kopet Dagh et la plate-forme de Turan au Turkmenistan.

-*Une 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 Sanandaj-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.

La limite entre l'unité nord et l'unité centrale est une zone de suture, jalonnée par des ophiolites et marquant la limite nord de la chaîne de l'Alborz. La Main Zagros Thrust Fault marque la limite entre l'unité sud et l'unité centrale. En effet, cette limite est considérée comme une zone de collision continentale entre la plaque Arabie et l'Iran Central au cours du Crétacé supérieur (Ricou, 1977; Davoudzadeh, 1997). Mais, cependant, la convergence entre l'Arabie et l'Asie n'a pas été continue depuis cette période. En effet, si l'on considère que la vitesse de convergence actuelle est de l'ordre 3 cm/an (d'après NUVEL-1), on aurait environ 2000 km de raccourcissement total depuis le Crétacé supérieur, alors que les déformations observées depuis le Zagros au Sud jusqu'au Kopet Dag au Nord, attestent d'une convergence beaucoup plus faible, probablement de quelques centaines de kilomètres. Le temps du début de la collision continentale est estimé se trouver au Miocène moyen (Alavi, 1994; Berberian, 1995; Hempton, 1987).

Etudier la déformation de l'Iran nous permet d'aborder plusieurs problèmes concernant la déformation continentale : le raccourcissement intra-continental, le partitionnement (raccourcissement-coulissage) à plusieurs échelles, et l'effet des conditions aux limites (bordure libre, coulissage, subduction,...) sur ce partitionnement. Les processus et les accidents qui accommodent le raccourcissement entre Arabie et Eurasie sont nombreux et répartis sur l'ensemble du pays, du Golfe Persique à la partie centrale de la Mer Caspienne. On observe deux types de mécanisme principaux accommodant cette convergence : 1) du raccourcissement intracontinental qui se manifeste sous la forme de chaîne de montagnes, et 2) des grands décrochements. Le raccourcissement intracontinental se concentre dans le Zagros au Sud et dans les chaînes du Caucase, de l'Alborz et du Kopet Dag au Nord. Les zones majeures de décrochement séparent les différents blocs tels que l'Iran Central et le Lut (Figure 1.5).

Il y a eu de nombreuses études de sismicité et de mécanismes au foyer en Iran. McKenzie (1972) employant un nombre relativement petit de solutions focales, à montré que l'Iran central se déplace vers le NE par rapport à l'Eurasie. Il suggérait que ce mouvement était

Figure 1.5: *L'unités structurales principales de la plate-forme iranien (Lensch et al., 1984).*

accommodé par une combinaison de raccourcissement NE-SW dans le Kopet Dogh et de raccourcissement NW-SE dans SW Iran. Jackson et McKenzie (1984) utilisant beaucoup plus de mécanismes au foyer (avec 10 années de données supplémentaires) ont effectué une étude détaillée des séismes dans les régions qui entoure les différents blocs stables.

Jackson et McKenzie (1984) ont employé l'azimut des vecteurs glissement, région par région, pour trouver un pôle de rotation du bloc central iranien par rapport à l'Eurasie. Jackson et McKenzie (1988) ont estimé les taux de déformation dans les ceintures entourant le bloc central iranien en utilisant le tenseur des moments calculé à partir des mécanismes au foyer avec une estimation du moment déduite de la magnitude. Ils ont démontré que si la sismicité peut rendre compte de la plus grande partie du mouvement des plaques dans le NE de l'Iran, une grande proportion de la déformation dans le Zagros est probablement asismique. Ils ont montré que des tremblement de terres qui ont eu lieu entre 1909 et 1992 rendent compte de seulement $\sim 10-20\%$ de la déformation totale de

la convergence entre les plaque Arabie et Eurasie.

Tous ces études ont employé des mécanismes focaux calculés à partir des polarités de premier mouvement. Baker (1993) a étudié la sismicité de certaines régions de l'Iran en utilisant la technique de la modélisation d'onde de volume pour améliorer la qualité des mécanismes au foyer. Il a calculé 40 mécanismes au foyer pour des séismes iraniens entre 1968 et 1990.

Dans notre travail nous allons étudier la chaîne du Zagros où on observe du raccourcissement. Le Zagros représente probablement une étape très précoce de la collision continentale. La difficulté pour étudier cette chaîne orogénique par rapport aux autres chaîne de montagnes comme l'Himalaya est due à l'absence d'une relation évidente entre la structure en profondeur et la morphologie de surface. En effet, du fait de l'existence d'une couche de sel, les structures visibles en surface (plicatives), sont détachées du socle situé sous une couche sédimentaire épaisse.

Notre projet souhaite aborder les questions suivantes :

Comment se répartit la déformation entre la plaque Arabique et l'Iran Central dans le Zagros? Comment la déformation est-elle partitionnée entre chevauchements et décrochements dans cette zone? Quelle est la part de la déformation sismique et de la déformation asismique? Quelle est la nature de la lithosphère profonde sous le Zagros? Comment se traduit le raccourcissement en profondeur sous le Zagros? Est-il localisé ou réparti? La déformation est-elle homogène tout au long de la chaîne du Zagros? La lithosphère océanique est-elle encore accrochée à la plaque plongeante? Un décollement plat existe-il?

La région que nous avons choisi d'étudier (la région de Ghir-Karzin) est une zone sismiquement active reconnue, surtout depuis la séquence de trois séismes (Ms=5.9, 6.9 et 5.3) qui s'est produite en 1968, 1972 et 1985. Aucune trace de faille en surface ne peut être associée à ces séismes.

Le travail présenté ici s'intègre dans un projet pluridisciplinaire entre le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT) et l'International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) de l'Iran.

C'est donc dans ce cadre qu'ont été effectuées les études suivantes :

1) Une **étude sismologique** (Chapitre 3, 4 et 5) comprenant l'analyse d'une campagne de microsismicité qui s'est déroulée en novembre et décembre 1997 dans la région de Ghir-Karzin de la ceinture plissé simple du Zagros au Sud de l'Iran. Cette analyse consiste en la recherche d'une bonne localisation spatiale des séismes enregistrés (500) avec une précision de l'ordre du kilomètre, et en la détermination de mécanismes au foyer (73 calculés à l'aide des premiers mouvements P). Nous évaluons comment ils s'intègrent dans

le contexte tectonique et s'ils peuvent contraindre la géométrie des failles en profondeur. Notamment, la distribution spatiale des séismes en plusieurs alignement et les mécanismes au foyer peuvent correspondre à plusieurs déformations en profondeur en extrémité de faille, avec des géométries indiquant des failles inverses à fort pendage vers SW.

2) Une **étude géodésique** (Chapitre 6) qui comporte deux campagnes de mesure GPS en 1997 et en 2000, aboutissant à l'installation d'un réseau de surveillance sur la largeur totale du Zagros. L'utilisation du GPS avec des précisions sur les distances qui peuvent être inférieures au centimètre en horizontal, permet d'espérer obtenir des résultats significatifs en 2 ans. A partir de 14 points commun aux deux campagnes et par comparaison des positions obtenues, il est possible d'établir d'une première image de la déformation en surface dans le Zagros.

Chapitre 2:

Évolution Géodynamique du Zagros

Evolution Géodynamique du Zagros

2.1 Introduction

La convergence entre des plaques continentales conduit souvent à la formation de chaînes de collision. Parmi beaucoup de chaînes actives actuellement, la chaîne du Zagros au SW de l'Iran est l'une des plus simples et des plus actives sismiquement. Sa formation est due à la convergence entre la plaque Arabie au SW et le plateau central de l'Iran au NE (Figure 2.1). En surface, le Zagros consiste en une succession d'anticlinaux linéaires qui forment une série de chaînes de montagne, de l'est de la Turquie dans le NW, au Détroit d'Hormuz dans le SE, sur une longueur de près 1500 km. La largeur de la ceinture est de 200 à 300 km. Plusieurs études de la sismicité du Zagros ont été faites (McKenzie, 1972; Jackson et Fitch, 1981; Jackson et McKenzie, 1984; Ni et Barazangi, 1986). Celles-ci montrent que la plupart des plus grands séismes dans le Zagros se situe dans la croûte supérieure entre 8 et 15 km et qu'ils ont un mécanisme au foyer qui implique des failles inverses à fort pendage sur des plans parallèles à la direction locale des axes de plis à la surface. Mais, il n'y a pas de failles individuelle. La sismicité est répartie principalement dans la région d'élévation inférieure à 1500 m, elle est limitée par le MZT et par le Golfe Persique. Il y a eu un seul séisme intermédiaire!

2.2 Le cadre Géodynamique

La ceinture orogénique du Zagros est le résultat de l'ouverture puis de la fermeture de la Neo-Tethys (Chapitre 1). La ceinture est considérée comme le résultat complexe de la séparation du bloc continental Iranien du reste du Gondwana au Mésozoïque ancien, suivi par la subduction plongeant vers NE d'une croûte océanique de la Neo-Tethys en dessous du microcontinent Iranien au Crétacé supérieur, puis de la collision entre l'Arabie et le plateau Iranien (Figure 2.1) au milieu Miocène (Alavi, 1994; Berberian et King, 1981).

La morphologie actuelle de la ceinture plissée du Zagros actif est le résultat de son évolution structurale et sédimentaire ancienne comprenant: une phase de plate-forme pendant le Paléozoïque; puis une distension tectonique pendant le Permien-Triasique;

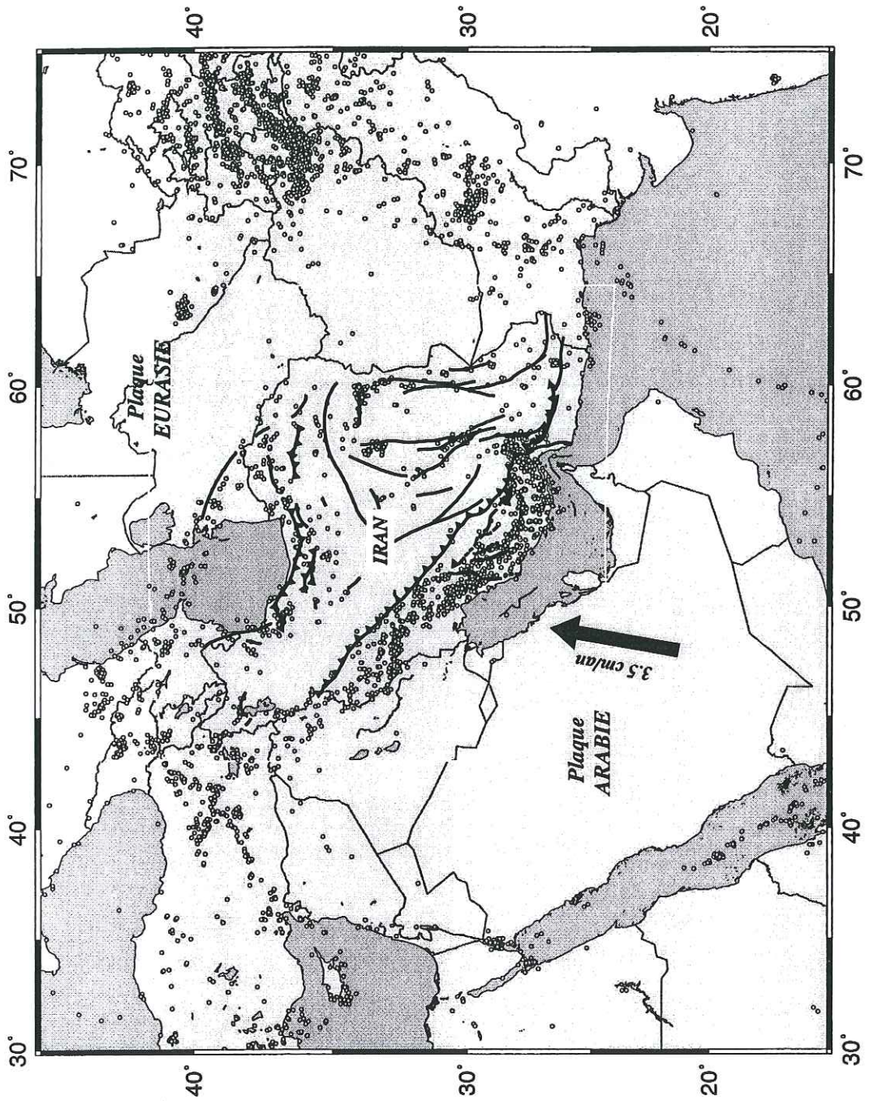


Figure 2.1: *La carte de l'Iran et les territoires voisins. La flèche en gris montre le mouvement de plaque Arabie par rapport l'Eurasie. La sismicité instrumentale (>4,5) aussi est présentée sur la figure.*

puis une marge continentale passive (avec expansion d'un fond océanique vers Nord-Est) au Jurassique-Crétacé inférieur; puis une subduction vers le Nord-Est et l'emplacement d'ophiolite-radiolaire au Crétacé supérieur; enfin une collision avec raccourcissement pendant le Néogène (Falcon, 1974; Berberian et King, 1981; Berberian et al., 1982).

Une des phases orogéniques les plus importantes qui a affecté le Zagros, est la phase Laramienne (65 ma) pendant le Crétacé supérieur. Du fait de la compression importante de cette phase orogénique, la tendance générale du Zagros s'est développée complètement. Cette phase est associée à une grande discontinuité dans la base des sédiments du Paléocène, à un plissement important, à la création de failles, à la subduction et l'emplacement d'ophiolites dans le Zagros. Au cours du Miocène supérieur, les altitudes plissées du Zagros sont élevées. Mais peut être la phase orogénique la plus importante affectant le Zagros, est la dernière phase d'orogénie Alpine qui s'appelle Pasadenienne au Pléistocène supérieur (0,1 ma). L'ouverture de la mer Rouge est l'une des raisons principales de l'intensité de cette phase qui contribue au plissement définitif de la chaîne du Zagros.

2.3 Géologie

La chaîne du Zagros contient une épaisse, et presque continue, séquence de sédiments continentaux d'âge Paléozoïque à Tertiaire supérieur. Ce dépôt s'est constitué sur la formation de sel d'Hormuz, qui atteint près de 1000 m épaisseur (Alavi 1974; Berberian et King, 1981). Cette séquence sédimentaire est séparée de l'Iran central par une structure appelée *chevauchement du Zagros* (Figure 2.2) (Stöcklin, 1968; Berberian, 1995). Au cours du Crétacé Supérieur, les roches ophiolitiques ont été mises en place le long de la marge NE du Zagros, indiquant qu'un certain raccourcissement a eu lieu (Stoneley, 1976). Cependant, la majeure partie du Zagros est constituée par ce qui est connu comme la *Ceinture Plissée Simple*, qui contient l'épais dépôt continental d'âge Paléozoïque Mésozoïque-Tertiaire, et qui s'est déformée en plis ouverts allongés pendant le Miocène supérieur (Falcon 1969). Ce qui est maintenant la Chaîne Plissée du Zagros (Stöcklin, 1968, 1974; Stoneley, 1976), était probablement alors une marge continentale passive de subsidence sur le bord NE du bouclier l'Arabie pendant le Mésozoïque et le Tertiaire. La séquence sédimentaire consiste en d'épais dépôts d'évaporites d'âge Précambrien, Jurassique et Tertiaire qui constituent des structures de découplages. Il n'y a donc aucune corrélation directe entre les structures du socle et celles observées en surface (Falcon, 1969). Le socle lui-même n'est pas exposé en surface, et l'on connaît seulement des blocs exotiques de roches métamorphiques amenées à la surface par des dômes de sel (Haynes et Mcquillan, 1974). L'épaisseur totale des sédiments au-dessus du socle n'est pas connue

précisément: elle est estimé être approximativement 8-10 km, mais pourrait atteindre localement de plus grandes épaisseurs (Morris 1977, Jackson et Fitch, 1981).

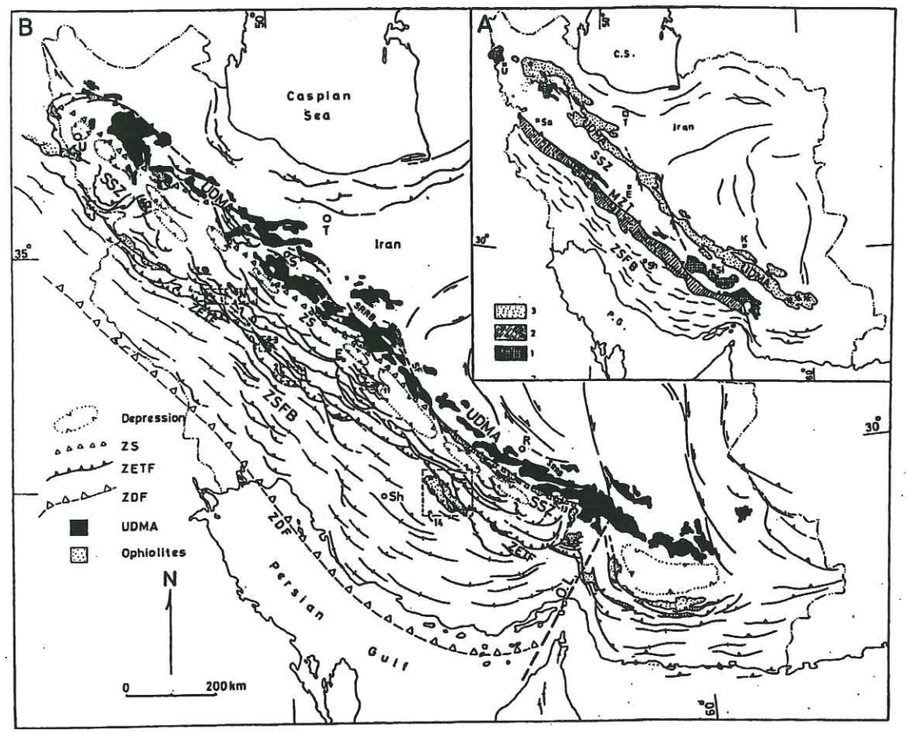


Figure 2.2: *Subdivisions du Zagros par Stöcklin (1968) 1= Le socle Précambrien; 2= La zone du chevauchement du Zagros; 3= Assemblage magmatique d'Uromieh- Dokhtar (Alavi, 1994).*

Plusieurs auteurs (Stöcklin, 1968; Pamic et al., 1979; Alavi, 1994) ont considéré les séries métamorphiques et volcaniques situés au NE du chevauchement du Zagros (MZRF) dans la division du Zagros. Cependant, d'après leur histoire structurale, ces séries appartiennent à la tectonique de l'Iran central et du Nord Iran.

La chaîne du Zagros contient en plus de séquences sédimentaires, une zone métamorphisée appelée *la zone de Sanandaj-Sirjan* (Stöcklin, 1968). Cette zone avec une largeur de 150-250 km, se situe parallèlement au NE du chevauchement principal de Zagros (Figure 2.2). La régime sédimentaire et structural de la zone de Sanandaj-Sirjan est comparable à celui de l'Iran Central. Cette zone contient tous les discontinuités d'âge Mésozoïque et Tertiaire de l'Iran Central. Par contre l'absence de volcanisme Tertiaire et le faible

développement des formations Tertiaire, distingue cette zone de l'Iran Central.

Au NE de la zone de Sanandaj-Sirjan, se situe un arc magmatique de type Andin (Alavi, 1980, Berberian et al., 1982) qui s'appelée *Uromieh-Dokhtar* et se prolonge le long de la totalité du Zagros (Figure 2.2). Cet arc consiste en plusieurs unités lithologiques de petits à grands corps plutoniques. Les coulées de laves basaltiques sont distribuées sur une grande étendue. La pic de cette activité magmatique est probablement d'âge Éocène (Demitrijevic, 1973).

2.4 Tectonique actuelle du Zagros

La Chaîne de montagne du Zagros au Sud-Ouest de l'Iran, est le résultat de la collision entre la plaque Arabie et le bloc iranien Central en Miocène (Figure 2.1). Avant cette collision récente, des évidences géologiques indiquent clairement que la lithosphère océanique, appartenant à la plaque Arabie, était subductée au-dessous l'Iran Central. L'activité magmatique a continué dans Néogène et le Quaternaire le long de l'arc volcanique du Zagros. De même que l'existence d'un seul séisme de profondeur intermédiaire bien déterminé au-dessous l'arc volcanique, suggère que la subduction ante-Miocène n'est pas terminée, et qu'il est possible qu'une part de la lithosphère océanique soit encore attachée à la plaque Arabie (Barazangi,1987).

Le chevauchement principal du Zagros (MZRT) marque la zone de suture en surface entre les deux plaques Arabie et Iran. La convergence de la plaque Arabie pendant Néogène ($\sim$ 5 cm/an) a provoqué une déformation plus intense de la suture. Au cours du Pliocène, le plissement de la chaîne du Zagros est considéré comme un épisode tardif de la convergence entre les plaques l'Arabie et l'Iran (Barazangi, 1987).

2.4.1 Unités morphotectoniques du Zagros

Il y a différentes divisions pour la ceinture du Zagros. Ricou (1976) considèrent que cette zone est composée de trois grands domaines structuraux, soit, du Sud-Ouest au Nord-Est, le domaine sédimentaire, le domaine ophiolitique et le domaine métamorphique.

Le domaine sédimentaire représente la bordure de la plate-forme Arabie. Il est constitué essentiellement de sédiments de plate-forme déposés sur un socle Précambrien et plissés fort tardivement au plio-Quaternaire.

Le domaine ophiolitique est constitué de séries radiolaritiques, de séries calcaires, d'ophiolites et localement de lambeaux métamorphiques, charriés au sénonien.

Le domaine métamorphique est constitué essentiellement de séries métamorphiques et de leur couverture sédimentaire. Ce domaine vient chevaucher les précédents domaines depuis le Nord-Est au cours de la phase tectonique plio-quaternaire par charriage du

Zagros (Zagros main thrust), défini en 1955 par Gansser. La Figure (2.3) montrent ces domaines dans une coupe générale sur la transversale de Kermanshah situées dans la chaîne active du Zagros.

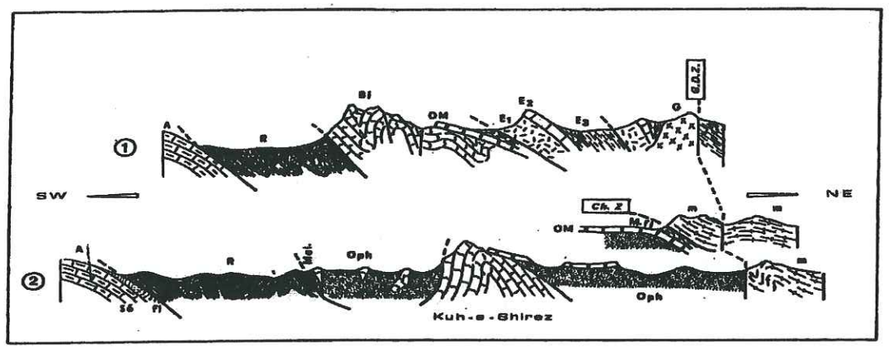


Figure 2.3: *Coupes tectonique dans la région de Kermanshah. 1) au Nord de Kermanshah, transversale de Kamyaran; 2) au Sud-Est de Kermanshah, transversale d'Harsin) A: autochtone (Sé: Sénonien, fl: flysch Amiran), R: radiolarities, Mel: mélange tectoniques, Oph: ophiolites, Bi: calcaire de Bistoun, OM: calcaire aquitano-burdigaliens, Mfl: fisch Miocéne, E1: laves Paléocéne, E2: calcaire Eocène, E3: fisch Eocène, G.: gabbros, m.: domaine métamorphique, GDZ: Grand Décrochement du Zagros, ChZ: Chevauchement du Zagros (Ricou et al., 1977).*

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 simple du Zagros.

L'Uromieh-Dokhtar est un assemblage magmatique qui forme un complexe extrusif épais, linéaire et important qui se prolonge le long de la totalité du Zagros. L'assemblage est interprété comme un arc magmatique de type Andin (Alavi, 1980; Berberian et al., 1982). L'activité magmatique culminante est probablement d'âge Eocène (Dimitrijevic, 1973).

La zone de Sanandaj-Sirjan (Stöcklin, 1968), avec une largeur de 150-250 km, se situe parallèlement au Sud-Ouest de l'assemblage magmatique d'Urumieh-Dokhtar. (Figure 2.2). Quelques roches dans cette zone sont métamorphosées dans des condition de schiste vert.

Du fait de l'importance de la ceinture plissée simple du Zagros dans cette étude, nous l'expliquerons séparément avec plus de détail par la suite.

Sur la base de la topographie de surface, du style de déformation, et de la sismicité regionale, Berberian (1995) propose cinq unités morphotectoniques pour la chaîne du Zagros. Du Nord-est au Sud-Ouest, ils sont:

(1) La ceinture chevauchante du Zagros haut; (2) La ceinture plissée simple; (3) Le Zagros d'avant-fossé; (4) Le Zagros de plaine côtière; et (5) Le bas-pays Golf Persique-Mésopotamien (Figure 2.4).

Ces unités morphotectoniques sont séparées par des failles chevauchantes profondes et discontinus (Figure 2.5). L'épaisseur crustale, la topographie, l'intensité de déformation, l'amplitude du plissement, et l'âge des roches sédimentaires plissées, diminuent du Nord et NE vers le Sud et SW (Berberian, 1995).

La ceinture chevauchante du Zagros haut (The High Zagros Thrust Belt) est une ceinture chevauchant mince, orientés NW-SE avec une largeur de 80 km (Figure2.4 et 2.7). Elle est située entre la faille chevauchement principale du Zagros (MZRF) au NE et la faille de haut Zagros (HZF) au SW. Cette unité du Zagros ayant environ 4000 m d'élévation, comprend le maximum de topographie et le taux maximum de soulèvement du Zagros.

La ceinture plissée simple du Zagros (Falcon, 1969) consiste en une séquence sédimentaire épaisse qui couvre les roches métamorphiques du socle Précambrien.

Elle est limité au Nord-est par la Faille du Zagros Haut (HZF) et au Sud-Ouest par la faille *Main Front Fault* (MFF)(Figures 2.4 et 2.7). Cette partie du Zagros a une longueur d'environ 1375 km et une largeur moyenne de près de 250 km au Sud-Est, et 120 km au Nord-Ouest du Zagros (Figures 2.4, 2.7). La Ceinture plissée simple contient des anticlinaux, énormes et allongés, traversés par les dômes de sel de l'Hormuz. Les structures montrent des orientation NW-SE dans le Lorestan et le Fars, Est-Ouest dans le Larestan, et ENE-WSW au Nord Bandar-Abbas (Figure 2.4). La colonne sédimentaire est estimée être jusqu'à 12 km épaisse (James et Wynd, 1965; Falcon, 1974; Huber, 1977). La ceinture a été plissée pendant collision continent-continent au Miocène-Pliocène (Berberian, 1995). Le sel de l'Hormuz et les évaporites Miocène de Gachsaran ont facilité le décollement dans les parties inférieures et les parties supérieures de la couverture sédimentaire phanérozoïques (Stöcklin, 1968; Falcon, 1969, 1974; Huber, 1977; Berberian, 1977, 1983). La région de Ghir que nous avons étudiée, est située dans cette partie du Zagros.

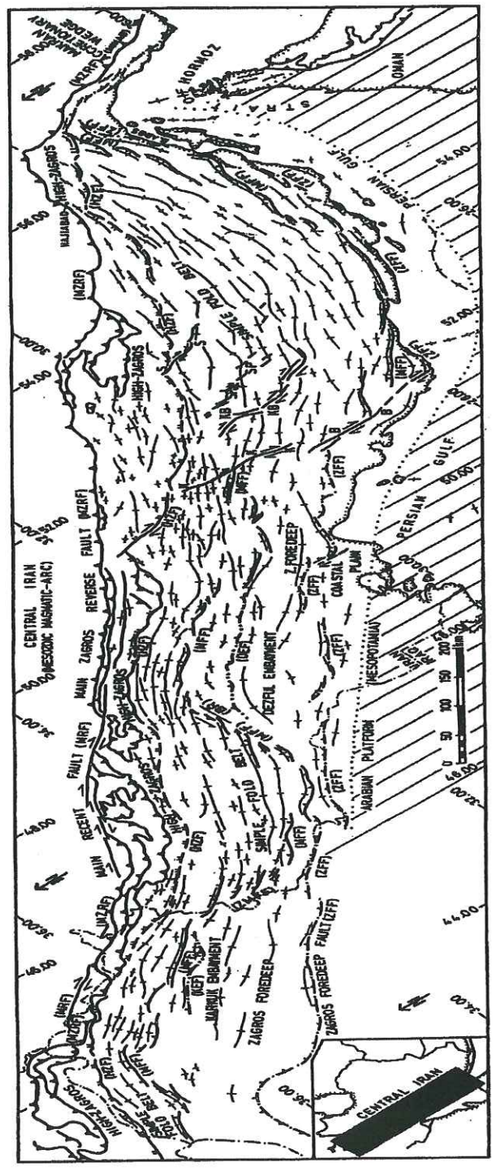


Figure 2.4: *Unités morphotectoniques importantes de la chaîne active du Zagros du Sud-Ouest l'Iran, le long de la partie Nord-Est de la plaque Arabie. MZRF: Main Zagros Reverse Fault; HZF: High Zagros Fault; MFF: Zagros Mountain Front Fault; ZFF: Zagros Foredeep Fault; MRF: Main Zagros Recent Fault; B: Borazjan fault, K: Kazerun fault; KB: Kareh Bas fault, S: Sarvestan fault; SP: Sabz Pushan fault zone (Berberian, 1995).*

Le Zagros d'avant-fossé (The Zagros foredeep) est limitée par la Main Front Fault (MFF) au NE et par la Zagros Foredeep Fault (ZFF) au SW. L'évolution de cette ceinture est associée au mouvement le long MFF et le soulèvement de la ceinture plissée simple (Berberian, 1995). Des réservoirs majeurs Iraniens sont situées dans cette unité du Zagros.

Le Zagros de plaine côtière (The Zagros Coastal Plain) est une ceinture mince situé entre la faille ZFF au NE et Golfe Persique au SW (Figure 2.4). Des plaine côtières dans cette partie plongent faiblement vers Sud entre Ahwaz et Khoramshahr à côté de frontière iraqienne.

Le bas-pays Golfe persique-Mésopotamien est situé au Sud et Sud-Ouest du Zagros de plaine côtière et comprend le Golfe Persique qui lui même est une région d'environ 226000 km^2, de 800 km longueur et de 115-185 km largeur (Figure 2.4). Cette mer épicontinentale qui a été formée tectoniquement, couvre la plate-forme Arabien avec moins de 100 m profondeur d'eau (Berberian, 1995).

Malgré le découplage entre le socle et une couverture sédimentaire dû à couche de sel, beaucoup de caractères majeurs du socle ont des effets morphotectoniques (géomorphologie et topographie) importante localisés à la surface (Figure 2.5). Ils ont aussi une influence structurale importante en profondeur. Les coulissages transverses et les chevauchements du Zagros, combinés à l'ensemble des plis simples, construisent la morphologie exceptionnelle du Zagros.

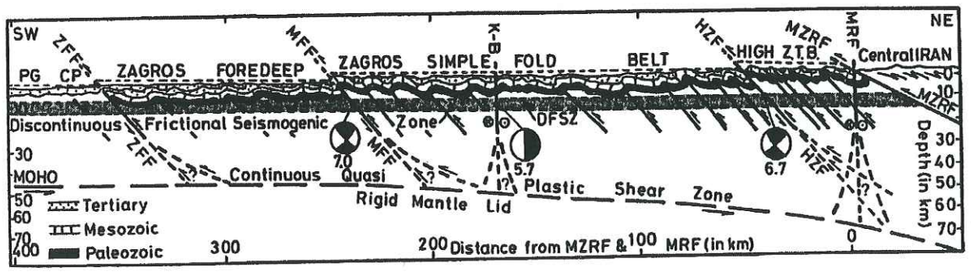


Figure 2.5: *La coupe transversale simplifiée de la chaîne active du Zagros. Cette Figure montre les unités morphotectoniques majeurs basé sur les topographiques, morphotectonique, et sismologique résultats (Berberian, 1995).*

2.4.2 Les grande chevauchements du Zagros

Des failles chauvauchantes importantes du NE au SW sont: *Main Zagros Reverse Fault (MZRF), Main Recent Fault (MRF), High Zagros Faults (HZF), Mountain Front Fault (MFF) et Zagros Foredeep Fault (ZFF).*

La Faille Inverse Principal du Zagros (MZRF)

Le MZRF marque la suture entre les deux plaques en collision, la marge continentale active de l'Iran Central au Nord-Est et le marge continentale passive de l'Arabie au Sud-Ouest. Elle a une orientation NW-SE, de l'Ouest de l'Iran au Nord de Bandar-Abbas, où elle subit une rotation pour prendre une orientation N-S (Minab). Elle marque alors la transition entre la chaîne du Zagros (à l'Ouest) et la subduction active du Makran (à l'Est) (Figures 2.4, 2.6). On ne possède aucune évidence historique de rupture de surface le long du MZRF, qui marque aussi la limite de la sismicité du Zagros (Berberian, 1995). Alavi (1994) considère cette faille comme une série de chevauchements de faible pendage, qui sont localement traversés par les failles normales. À son avis, ce qui appelé la faille de chevauchement principal du Zagros est ni une seule faille inverse de fort pendage, ni une zone étroite de roches extrudées.

La faille récent principale (MRF)

Le MZRF est suivi au NW par une faille active en décrochement dextre de la même orientation (NW-SE) qui est appelée *La Faille Récente Principale* (MRF) par Berberian, (1995)(Figures 2.4 et 2.6). Il semble que le MZRF est décalée par le MRF environ 197 km de manière dextre. En considérant le début de glissement en Pliocène, Il s'agit d'une glissement de l'ordre 40 mm/an (Berberian, 1995). Apparemment, des segments de MRF qui décalent le MZRF, sont séismiquement plus actifs que les autres segments. Le MRF (Tchalenko et Braud, 1974) est morphologiquement et structurellement distinct du MZRF sur toute sa longueur. La composante de coulissage dextre entre l'Arabie et l'Iran Central est supposé avoir en lieu préférentiellement le long de différents segments du MRF à l'Ouest de l'Iran (Jackson, 1992).

La faille Zagros Haut (HZF)

La faille Zagros Haut (The High Zagros Fault) est située entre la ceinture Zagros haut (au NE) et la ceinture plissée simple (au SW). La ceinture Zagros haut est chevauchée vers le SW le long de segments différents discontinues de cette faille. Des évidences géologiques montrent un déplacement vertical supérieur à 6 km le long du HZF. Les domes d'Hormuz se présentent en surface le long des différents segments du HZF montrant que le HZF est

une faille profonde qui coupe le sel Cambrien d'Hormuz. Quelques segments le long du HZF montre décrochement dextre (Ricou et al., 1977).

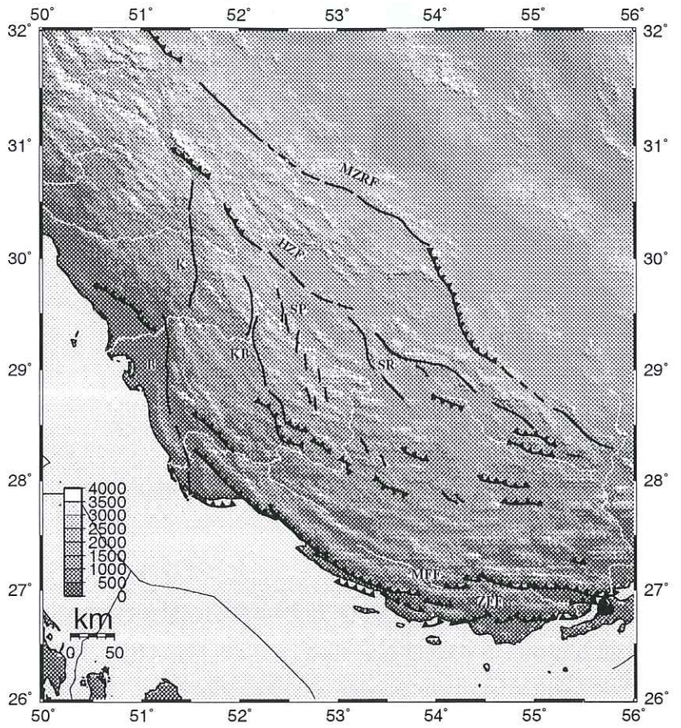


Figure 2.6: *La carte topographique et des failles importantes dans le Zagros. MZRF: Main Zagros Reverse Fault; HZF: High Zagros Fault; MFF: Zagros Mountain Front Fault; ZFF: Zagros Foredeep Fault; B: Borazjan fault, K: Kazerun fault; KB: Kareh Bas fault, S: Sarvestan fault; SP: Sabz Pushan fault zone.*

La faille Mountain Front (MFF)

Le MFF est une faille cachée chevauchant avec des caractéristiques structurales, géomorphologiques, et sismotectoniques importantes. Le déplacement vertical le long de cette faille est estimé être supérieur à 6 km (Falcon, 1974; Berberian, 1986). Le MFF consiste en plusieurs segments chevauchants de 15-115 km longueur avec une longueur totale d'environ 1350 km. Cette faille est décalé d'environ 140 km d'une manière dextre, par le décrochement actif de Kazerun- Borazjan (Figures 2.4 et 2.6). Plusieurs séismes se sont produits le long des différents segments du MFF, indiquant qu'elle est une faille active

depuis longtemps. Des mécanismes focaux le long du MFF sont en chevauchement pur, avec les plans nodaux orientés parallèlement aux structures géologiques régionales.

La faille Zagros Foredeep (ZFF)

Le ZFF est une faille inverse qui consiste en plusieurs segments discontinus, situés parallèlement au Sud du MFF. Le Zagros d'avant-fossé (au NE) et le Zagros de plaine côtière (au SW) est séparé par cette faille. Le ZFF est décalé du 150 km d'une manière dextre par le décrochement du Kazerun-Borazjan. Le ZFF est une faille active et plusieurs séismes se présentent le long de cette faille.

2.4.3 Les grande décrochements du Zagros

Il y a au moins trois failles en coulissage dextre qui coupent des axes de plis clairement. Il sont des failles de Kazerun-Borazjan, de Kareh Bas et de Sarvestan. Il y a aussi un zone de décrochement s'appelle Sabz Pushan qui a déplacé l'axe de quelque plis d'une manière dextre.

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 (Figure 2.7). C'est une faille courbe 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 (au Nord) et la faille Borazjan(au Sud). Le segment de Kazerun d'environ 125 km de longueur, est situé à 15 km à l'Ouest de Kazerun. Le séisme 12 juillet 1986 (Mb=5,7) montrant un coulissage dextre (CMT-Harvard) a eu lieu le long de cette faille active. Le segment de Borazjan, d'une longueur de près 180 km, est situé au Sud du segment de Kazerun et montre un coulissage dextre (Figures 2.7).

La faille de Kazerun semble avoir une influence sur la sédimentation dans le Zagros depuis au moins le milieu du Jurassique (Koop et Stonely, 1982), ce qui suggère qu'il peut être lié à une structure profonde. Les dimensions de la source des séismes sur cette faille, et leur profondeur (Baker, 1993) suggèrent que ces failles concernent le socle métamorphique et ne sont pas confinées dans la couverture sédimentaire.

Le décrochement Kareh-Bas

La faille de Kareh-Bas, avec une longueur totale de 160 km, est située à près de 65 km à l'est de la faille active de Kazerun et 35 km à l'Ouest de Shiraz (Figure 2.7). C'est

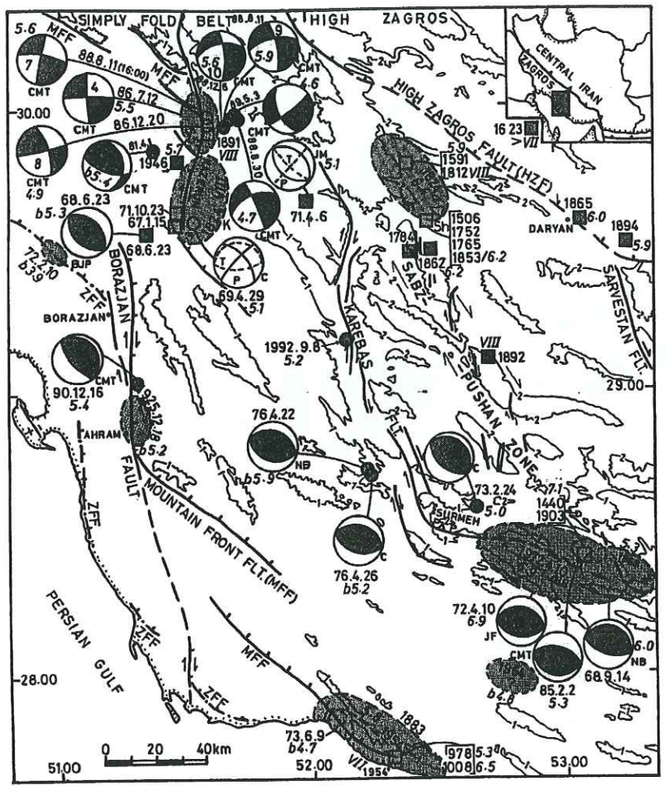


Figure 2.7: *Caractéristiques néotectoniques régionales des faille en coulissage dextre du Kazerun-Borazjan, Kareh Bas, Sabz Pushan et Sarvestan dans la province occidentale de Fars du Zagros central. Profondeurs Centroides (Baker et al., 1993) sont ajoutées à solutions focals Harvard (CMT) (Berberian, 1995).*

une faille de coulissage d'orientation N-S, qui déplace les axes d'anticlinaux d'un manière dextre. La faille consiste en six segments. Le segment du Sud de la faille Kareh-Bas tourne vers l'Est et forme le chevauchement de Surmeh, (Berberian, 1995). Sur la base de cinq séismes destructifs le long de la même direction (mais sans rupture en surface), d'une séquence de répliques et ainsi que du mécanisme au foyer, Berberian (1981) a proposé l'existence de la faille de socle de Ghir, allongé le long de la zone de transition entre les lits rouges de Razak (Miocène inférieure) au Nord et Nord-Est, et les évaporites de Gachsaran (Miocène) au Sud et Sud-Ouest (Figure 2.8).

Le plus grand séisme connu dans cette région, est le séisme de 10 avril 1972 avec une magnitude Ms= 6,9 (NOAA), qui a eu lieu au Sud-Ouest de Ghir. Le choc principal

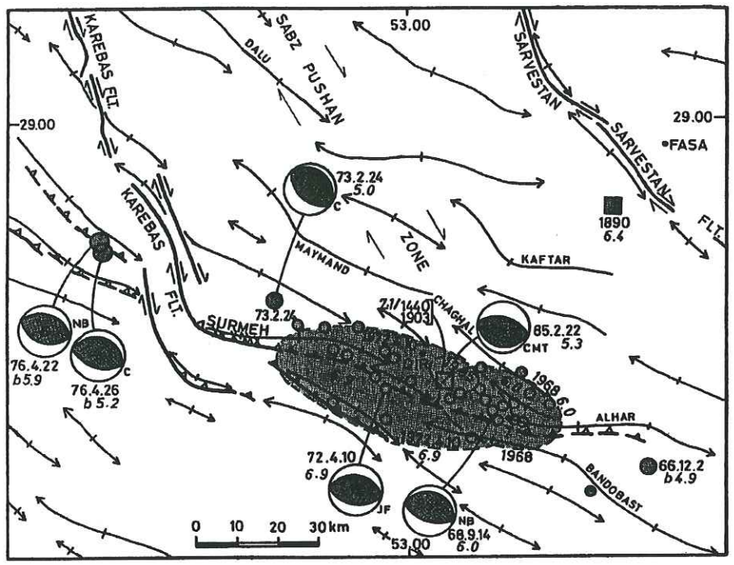


Figure 2.8: *Caractéristiques néotectoniques de la région de Surmeh-Ghir, dans les montagnes du Zagros. L'anticlinal de Surmeh (à l'ouest de Ghir) est le seul lieu le long de la chaîne plissée simple du Zagros où le noyau Paléozoïque est exposée (marquée par xxx) (Berberian, 1995).*

de cet événement a eu lieu probablement sur une faille inverse avec un pendage modéré vers le Nord (Dewey et Grants, 1974). La faille peut être une des failles de chevauchement d'orientation WNW qui coupent les roches sédimentaires continentales du Pliocène supérieur (James et al., 1973), ce qui est considéré par Berberian (1982) comme la faille de socle de Ghir (Figure 2.8). Le séisme du Fathabad en 1985 (Sud-Est de Ghir) est l'événement le plus récent qui a eu lieu dans la région de Ghir (Figure 2.8).

Aucun grand séisme n'a été associé directement avec le mouvement le long de la faille transversale de Kareh-Bas. Cependant le séisme de Dadenjan du 08 septembre 1992 (Mb=5,2) peut être associé avec le mouvement le long de cette faille (Figure 2.7).

Le décrochement de Sarvestan

La faille de Sarvestan, d'une direction NNW à SSE, est située dans la partie Est de la Dépression Maharlu-Sarvestan, approximativement parallèle aux failles transversales de Kazerun-Borazjan et de Kareh-Bas (Figures 2.6,2.8). Cette faille d'une longueur de près 90 km, a déplacé l'axe d'un anticlinal d'environ 20 km d'une manière dextre. Trois dômes de sel d'Hormuz se sont immiscés le long de cette faille. Aucune évidence sismique directe

n'a été associée avec la faille de coulissage de Sarvestan (Berberian, 1995).

Le décrochement de Sabz -Pushan

Une zone de déformation transversale décrochant dextre, d'orientation NNW-SSE existe à l'Est de faille Kareh-Bas et à l'Ouest de faille Sarvestan (Figures 2.6, 2.8). Elle se prolonge de Shiraz à l'Est de Ghir (Berberian et Tchalenko, 1976a). C'est une flexure dextre qui déplace les axes de plis vers le NW-SE, le long de la zone faillée de Sabz-Pushan. Par exemple, à l'Est de Ghir, les axes des anticlinaux de Chaghal, d'Alhar et de Bandobast ont été déplacés de manière dextre par la zone de Sabz-Pushan (Figure 2.8). Le cours de la rivière de Mand (Qara Aghaj), qui est un grand cours transversal, séparant le vallée de Ghir de la Vallée de Tang-e-Ruin , semble être contrôlé partiellement par la zone faillée de Sabz Pushan. Aucune activité sismique jusqu'à présent n'a été associée avec la faille de Sabz-Pushan (Berberian, 1995).

2.4.4 Plissement du Zagros

Les plis sont les structures les plus visibles affectant la chaîne du Zagros. Ils consistent en des anticlinaux et les synclinaux asymétriques avec un pendage de 20° à 45°. Cette structure a une orientation NW-SE qui se situe dans la chaîne avec une forme en échelon, perpendiculaire à leur orientation générale. Le taux de compression et le changement d'orientation les axes de plis, augmentent du SW au NE. L'existence des plis en groupe indique que leur formation s'est produite par des forces compressives directes et latérales. Il semble que la ceinture du Zagros a été plissée pendant la dernière phase orogénique d'Alpine au Pliocène-Pléistocène. Les formations de Jahrum et d'Asmarie d'âge Éo-Oligocène, forment la partie principale de cette structure. Berberian (1995) croit que le glissement sismique le longue des failles cachées situées dans le socle est provoqué par le soulèvement et le plissement des sédiments Quaternaire.

2.5 Sismicité du Zagros

La sismicité est localisée à travers la totalité des 200-300 km de largeur du Zagros, avec un arrêt abrupt au NE, le long de la faille de chevauchement du Zagros (MZRF)(Figure 2.9). Cependant, sauf dans le Nord-Est de la chaîne, la plupart des séismes majeurs (Mb>5,0) du Zagros, sont localisés le long de son front Sud-Ouest, entre la côte du Golfe Persique et le contour topographique 1500 m (Jackson et McKenzie, 1984; Ni et Barazangi, 1986). À l'exception de quelques séismes de faible magnitude, les régions les plus hautes du Zagros, d'altitude supérieure à 3000-4000m, sont relativement asismiques. Dans le Nord-Ouest

du Zagros, la sismicité se prolonge vers chevauchement principal (MZRF), tandis qu'au Sud-Est du Zagros (la province de Fars) la limite de sismicité est séparé du MZRF par une lacune notable (Figure 2.9). La sismicité dans cette région est toujours localisée à une profondeur inférieure à 40 km (Jackson, 1980) et aucune évidence ne montre une augmentation de la profondeur vers la marge NE du Zagros.

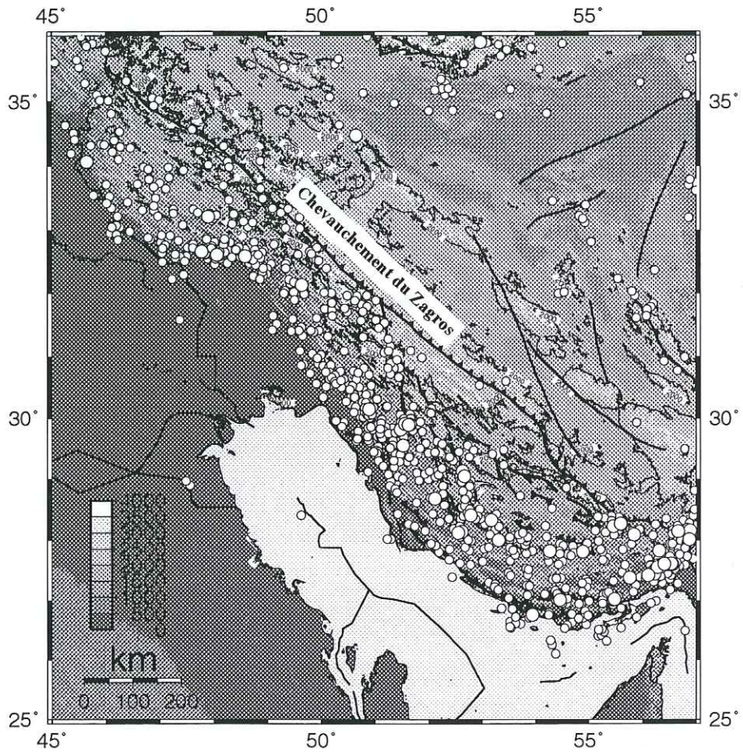


Figure 2.9: *Distribution de la sismicité M>4,5 et M>5,5 (circle plus grand) dasn le Zagros pour la période 1967-1998 (Catalogue ISC modifié par Engdahl, 1998).*

Des séismes de magnitude modérée au importante surviennent fréquemment dans la région du Zagros, mais la magnitude des événements dépassent rarement 7,0. Les catalogues instrumentaux et historiques ne mentionnent aucun grand séisme (M>8) dans le Zagros (Amraseys et Melville, 1982). La distribution spatiale des événements du Zagros pour une période de 20 années, est très similaire à celle obtenue par l'étude minutieuse des séismes historiques destructeurs de 700 après D.C. à 1970 (Ambraseys et Melville, 1982).

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 superficielle de détachement à faible pendage. Au contraire, les événements paraissent survenir sur un nombre important de failles de socle sub-parallèles distribuées sur une zone près 150-200 km de largeur. Ces failles accommodent le raccourcissement horizontal du socle du Zagros (Barazangi 1987, Jackson et McKenzie, 1984). Etant donné que la marge continentale de la plaque Arabie est subductée sous le Zagros, les failles inverses peuvent représenter la réactivation des failles normales à fort pendage préexistantes de la marge Arabie, crées lors de la phase de marge passive comme proposé par Jackson(1980). De plus cette interprétation peut expliquer l'absence de grands séismes (M>8) dans le Zagros car habituellement les failles de ce type ont moins de 100 km de longueur, et donc ne sont probablement pas capables de générer de grands séismes.

Beaucoup d'auteurs différents ont étudié la profondeur des plus grands séismes du Zagros en utilisant les ondes P télésismiques (Jackson et Fitch, 1981; Kadinsky-Cade et Barazangi, 1982; Ni et Barazangi, 1986). Les hypocentres des séismes sont localisés entre 8 et 14 km de profondeur. Ces profondeurs sont obtenues par les ondes longue-période du réseau mondial (WWSSN) et sont donc des profondeurs centroides. Maggi et al. (2001) ont réexaminé la distribution de la profondeur des séismes dans les régions de Zagros et Makran. Ils ont utilisé les séismes relocalisés du Centre International Sismologique (ISC), entre 1964 et 1998, par Engdahl et al. (1998)(Figure 2.9), utilisant un modèle de vitesse amélioré et considérant les temps d'arrivés des autres phases télésismiques, principalement les phases de profondeur pP, pwP, et sP en complément des temps d'arrivé de l'onde P directe. Malgré l'existence de quelques séismes plus profonds que 80 km dans ce catalogue, déterminés aussi bien par la méthode du tenseur des moment (CMT Harvard) et que par l'USGS, ils montrent que la plupart des événements sont localisés à une profondeur de moins de 20 km. De plus, aucun réseau sismologique local (notre résultat), et aucune modélisation de forme d'onde télésismique pour les grands séismes ne montrent une profondeur plus de 15 à 20 km (Jackson et Fitch, 19981; Ni et Barazangi, 1986; Baker et al., 1993).

Cette étude conclut donc que les plus grands séismes surviennent probablement sur des failles dans le socle situées au-dessous la couverture sédimentaire. De telles failles de socle sont invisibles à la surface à cause des horizons d'évaporites dans la couverture sédimentaire, et c'est habituellement l'explication donnée pour l'absence de rupture en surface accompagnant les séismes du Zagros ayant des magnitudes de Mw= 6,7 (Berberian 1977; Jackson et Fitch, 1981; Ambraseys et Melville 1982).

2.6 Mécanismes au foyer

Dans la plus grande partie de l'Iran, en dehors de la région de Zagros, les séismes sont associés à des failles inverses et des failles de décrochement. Mais dans la chaîne plissée du Zagros, à cause de l'absence des failles en surface, la relation entre les séismes et les failles n'est pas connue. La plupart des grands séismes montrant des mécanismes au foyer de faille inverse à fort pendage (30°-60°) sur des plans parallèles à la direction locale de la chaîne (Jackson et McKenzie, 1984). Il y plusieurs régions qui montrent l'existence de coulissage décrochant en surface, comme Sabz Pushan, Kareh bas, et Kazerun-Borazjan (Figure 2.10)(Baker et al. 1993). A l'exception de la ligne de Kazerun-Borazjan, aucun séisme associé à un mécanisme décrochant n'a été présenté par Harvard (CMT) ainsi par autre auteurs (Figure 2.11) .

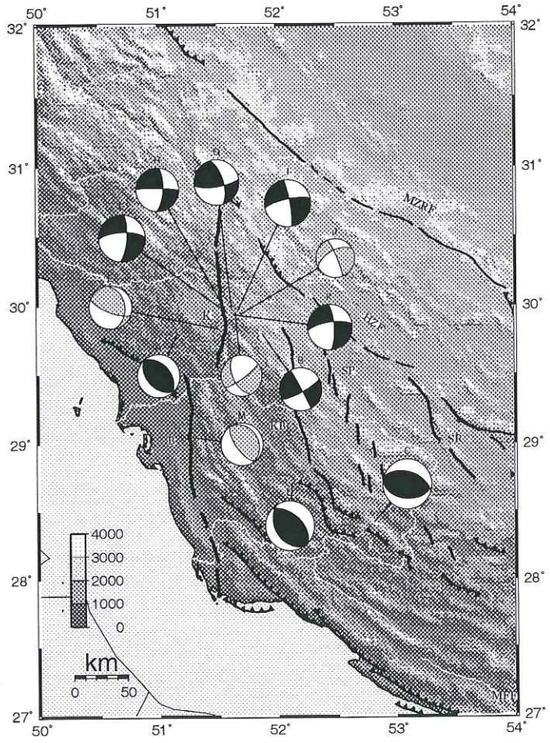


Figure 2.10: *Mécanismes au foyer calculés par modélisation des ondes de volume (en noir) et ceux qui calculés par CMT (en gris) pour les séismes les plus important (M>4,5) autour de faille Kazerun-Borazjan (Baker et al. 1993).*

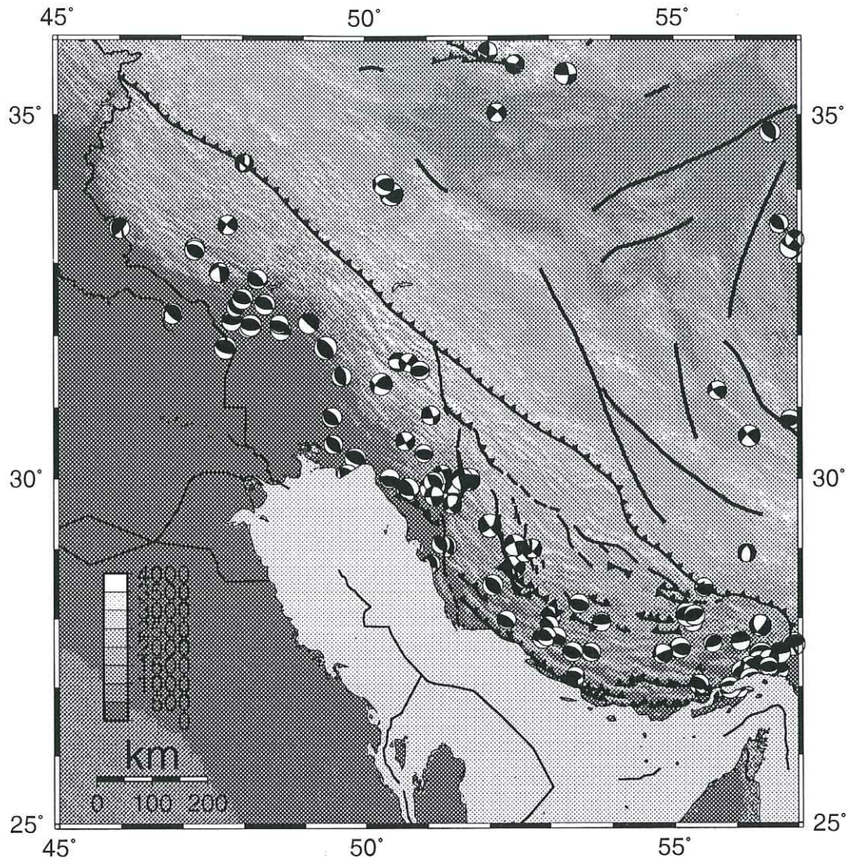


Figure 2.11: *Mécanismes au foyer calculées par la méthode CMT pour les séismes les plus important (M>4,5) dans la région de Zagros.*

2.7 Modèles proposès

2.7.1 Modèle proposé par Snyder et Barazangi

Les caractéristiques principales du modèle proposé par Snyder et Barazangi (1986) est l'existence de deux surfaces de détachement et d'une croûte inférieure ductile (Figure 2.12). En réponse à la convergence continue entre l'Arabie et l'Iran, la couverture sédimentaire du Zagros est raccourcie sous forme de plis. Elle est découplée du socle sous-jacent par un détachement le long de la surface constituée par la couche de sel d'Hormuz qui s'est déposée au Précambrien. Le socle est raccourci par de la déformation cassante dans la partie supérieure de la croûte, tandis que la croûte inférieure est raccourcie et épaissie de manière ductile. La croûte inférieure est probablement découplée du manteau supérieur le long d'un second détachement qui peut coïncider avec le Moho (Figure 2.12). Le manteau de la plaque Arabie provoque un sous- charriage et un coulissage sous la zone de suture et sous les blocs iraniens.

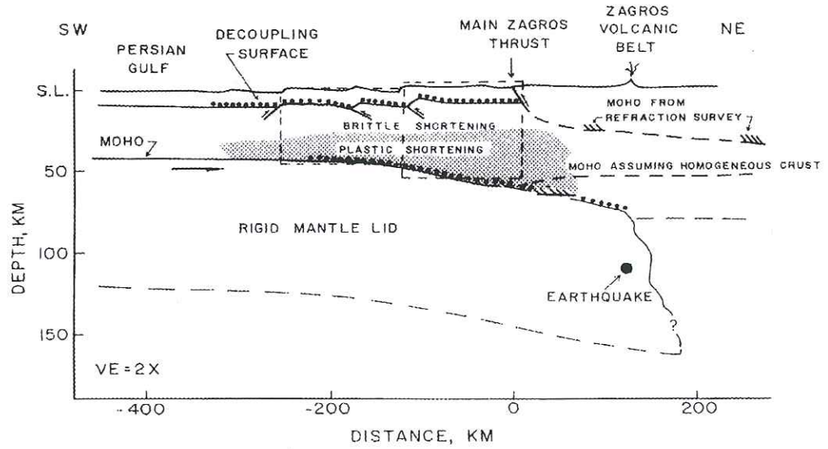


Figure 2.12: *Coupe Schématique interprétative de transversale Zagros, établie à partie des profils de gravité et d'un profil de sismique. Les lignes pointillées représentent les surfaces de détachement constitué par les horizons du sel d'Hormuz. La croûte peut être épaissie par des mécanismes différents : plissement au-dessus des couches de sel situées à une profondeur d'environ 10 km, chevauchement le long des failles inverses à fort pendage à une profondeur d'environ 25 km, et rampe asismique jusqu'à la profondeur du Moho. Le manteau supérieur de la plaque Arabie peut être ainsi glissé horizontalement au-dessous de la croûte raccourcie de la plaque Arabie et de la lithosphère constituée par les blocs de l'Iran Central (Snyder et Barazangi, 1986).*

2.7.2 Modèle proposé par Alavi

Dans le modèle présenté par Alavi (1994), basé sur une nouvelle interprétation des données géologiques et géophysiques disponibles, la croûte continentale d'Arabie qui a une épaisseur moyenne de près 40 km, se prolonge vers le NE au-dessous de la ceinture plissée simple du Zagros et de la zone Sanandaj-Sirjan. Ce modèle propose qu'un segment de la croûte océanique appartenant à Neo-Tethys, plonge au-dessous de l'assemblage magmatique d'Uromieh-Dokhtar, et qui est encore attachée à croûte continentale de l'Arabie (Figure 2.13). Dans son modèle, le premier épisode de subduction, au Crétacé supérieur, a provoqué l'emplacement des ophiolites sur la marge continentale passive de la plaque Arabie et le transport vers SW de la séquence associée au plateau continental. L'imbrication de la séquence du plateau continental et de l'obduction des ophiolites, peut être interprétée comme un événement causé par l'épisode initial de la collision continentale du Zagros.

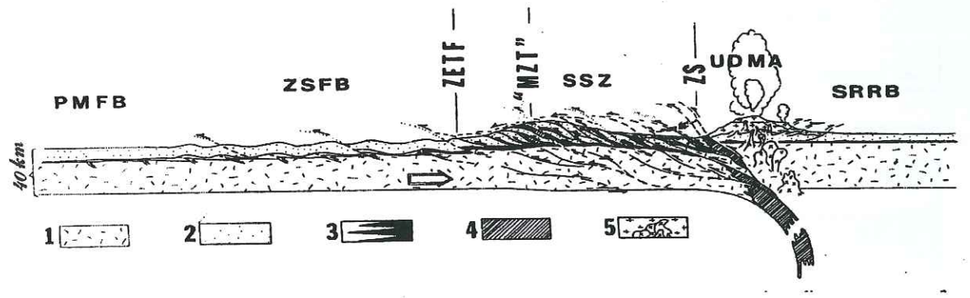


Figure 2.13: *Coupe schématique transversale la chaîne orogenique du Zagros. 1= croûte continentale; 2= la couverture sédimentaire phanérozoïque; 3= l'Evaporites (blanc) et Dolomite (noire) au dessous la couverture sédimentaire; 4= croûte océanique; 5= les roches intrusives-extrusives de l'assemblage magmatique Uromieh-Dokhtar (Alavi, 1994).*

2.7.3 Modèle proposé par Haynes et McQuillan

Dans le modèle présenté par Haynes et McQuillan (1974) pour l'évolution tectonique et paléogéogràphie du Zagros, la chaîne du Zagros est divisée en cinq ceintures parallèles de largeurs différentes (Figure 2.14): 1) le bloc stable; 2) la zone écrasement (cataclastique); 3) la zone de fossé océanique; 4) la zone imbriqué; et 5) la ceinture plissée simple.

Ils considèrent une subduction de la plaque lithosphérique Arabie sous la plaque Iranienne au Crétacé inférieur qui a provoqué la formation d'un fossé océanique au-dessus de

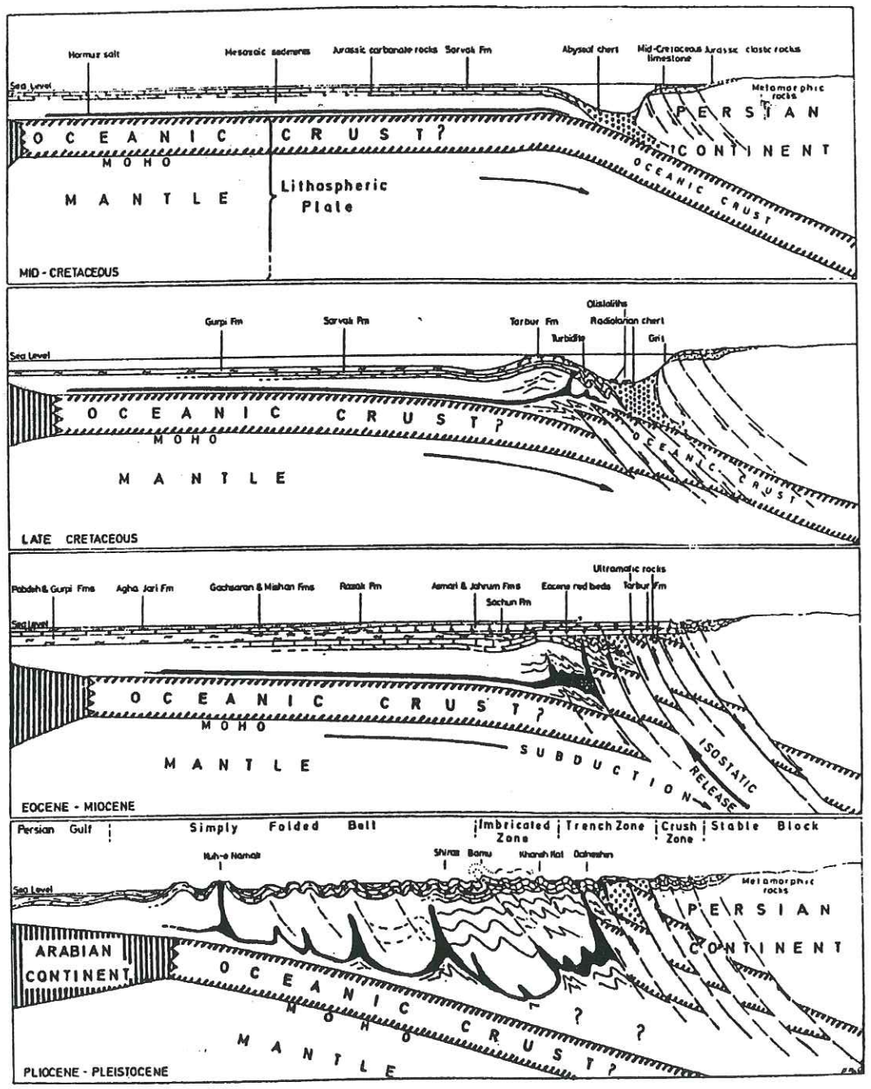


Figure 2.14: *Modèle schématique pour développement de la chaîne du Zagros (Haynes et McQuillan, 1974).*

la zone subduction. Pendant la subduction, les blocs du socle métamorphique et le couverture sédimentaire glissent dans la fosse océanique. Au Crétacé-central, la couverture sédimentaire de la plaque lithosphérique Arabie entre en collision avec les sédiments de la fosse océanique. En même temps, la plaque océanique subductée s'est détachée et quelques tranches de la croûte et du manteau océanique sont obductés vers le haut pour former la ceinture des roches ultramafiques.

Avec la continuation du mouvement du continent Arabie vers le Nord au Pliocène, le prisme épais des sédiments est comprimé entre deux continents. A cause de la barrière résistante vers le bord du continent Iranien, la couverture sédimentaire de la plaque Arabie a été affectée par une compression importante. Plus loin vers sud-ouest, nous avons moins de compression et les roches de la chaîne plissée simple ont été plissés doucement.

Finalement, après le plissement principal au Pliocène, les conglomérats de la formation Bakhtiari sont déposés dans la dépression synclinale. Le mouvement plus récent a plissé ces dépôts et l'activité sismique actuelle au sud de l'Iran indique que la compression a toujours lieu.

2.8 La région de Ghir-Karzin

2.8.1 Introduction

La région de Ghir se situe dans la ceinture plissée simple du Zagros. Un des séismes le plus important dans le Zagros est le séisme de 10 avril 1972 qui a eu lieu dans la région de Ghir. Cet événement, d'une magnitude Ms=6,9 (Dewey et Grantz, 1973 ; Berberian, 1995) a causé la mort de plus de 5,000 personnes et la destruction d'environs 28,800 maisons. Les traces de ce séisme sont encore visibles à côté de la ville de Ghir et nous pouvons voir au Sud-Ouest de cette ville les restes des bâtiments qui ont été détruits.

Plusieurs études ont été faites dans cette région et sur l'événement de 1972 (Ambraseys et al., 1972 ; Niazi, 1973 ; Dewey et Grantz, 1973 ; Jackson et Fitch, 1979 et 1981). Malgré ces études, du fait de l'absence de traces de failles en surface, et de l'absence d'un réseau sismologique local, il reste encore beaucoup de questions sur la structure de croûte et la sismotectonique de cette région.

2.8.2 Sismicité

La sismicité historiqe

La région de Ghir-Karzine est entourée de plusieurs failles actives comme les failles de Kare Bas, de Sarvestan, de Sabz Pushan, et la faille de Ghir (Berberian, 1995), qui ont

été associées avec des événements sismiques importants causant beaucoup de morts et de dégâts.

Les séismes historiques importants antérieurs à 1900 dans la région de Ghir sont représentés dans le Tableau (4.1) et sur la Figure (2.15).

Nous n'avons pas de témoins documentaires sur la sismicité de cette région avant le début de l'Islam (1420 ans). Après le début de l'Islam et jusqu'à 1900, il semble que 7 séismes très destructeurs et 4 événements forts ont affecté la province de Fars. En regardant la distribution de la sismicité historique dans cette région (2.15), on observe que le seul séisme important est celui de 1440, au Sud-Est de la ville de Ghir. Cet événement d'un magnitude Ms=6,9 et d'une intensité de Io=IX a provoqué environ 10,000 morts et a détruit presque tous les bâtiments dans la région de Ghir-Karzin (Ambraseys et Melville, 1982) .

La sismicité instrumentale

En l'absence d'un catalogue instrumental Iranien précis, nous somme dans l'obligation d'utiliser un catalogue instrumental international. Nous avons utilisé le catalogue présenté par Engdahl et al. (1998). Ce catalogue comprend les séismes relocalisés du catalogue ISC (International Seismological Centre) entre 1964 et 1998, en utilisant un modèle de vitesse amélioré et en considérant les temps d'arrivées d'autres phases comme pP, pwP et sP complémentaires des temps d'arrivées des ondes P directe. Malgré une amélioration générale de la localisation dans le catalogue de Engdahl en comparaison avec celui d'ISC, un incertitude de ±40 km a été estimée par Maggi et al. (2000) pour la profondeur des séismes du Zagros, principalement pour ceux de magnitude inférieure à 5,0.

La Figure (2.15) montre la distribution des séismes instrumentaux de magnitude supérieure à 3,5, basée sur le catalogue Engdahl (Engdahl, 1998). La sismicité instrumentale enregistré entre 1961 et un mois après le séisme de 10 avril 1972 (Dewey et Grantz, 1973) est aussi présentée sur cette figure. La distribution de la sismicité instrumentale est assez diffuse, mais elle montre quelques alignement NW-SE. Particulièrement le long de l'anticlinal situé au Sud-Ouest de Ghir, il y a une concentration des séismes instrumentaux qui montrent une direction d'environ N110°. Il apparaît également un alignement de la sismicité qui s'allonge du Nord-Ouest au Sud-Est de Khonj parallèle à l'orientation générale de la région. On observe aussi que la sismicité rapportée par Dewey et Grantz (1973) ainsi celle qu'on a localisé à partir du catalogue de Engdahl montrent quelques alignements NW-SE autour de Ghir et au Sud de cette ville. Nous remarquons un décalage d'environ 3-4 km visible entre les deux sismicités instrumentales sur cette figure. C'est probablement dû à des erreurs de localisation. La concentration de la sismicité au Sud et au Sud-Est de Ghir indique une l'activité importante dans cette partie de la

Date	Lon	Lat	Ms	Io	Q	Faille	Location
9780617	52.3	27.7	5.3	VII	b	*ZMFF*	*Port de Siraf*
10080400	52.3	27.7	6.5	VIII	b	*ZMFF*	*Port de siraf*
10850529	50.3	30.7	5.8	VII+	c	*ZMFF*	*Arjan*
14000000	54.3	27.7	5.3	VII	c	-	*Lar*
14400000	53.1	28.4	6.9	IX	b	-	*Ghir-Karzin*
14590000	52.1	31.1	6.6	-	c	-	-
15060000	52.5	29.6	5.5	-	c	-	*Shiraz*
15910000	52.4	29.8	5.9	VII	c	*SABZ*	*Shiraz*
16230000	52.9	29.9	5.5	VII	c	*HZF*	*Marvdasht*
16770000	54.1	27.9	6.4	VIII	c	*BRIZ*	*Lar*
17590000	52.5	29.6	-	V+	d	-	*Shiraz*
17650423	52.5	29.6	-	VI+	d	-	*Shiraz*
17660000	54.3	27.7	-	VII+	e	*LAR*	*Lar*
17840301	52.4	29.5	-	VI+	c	-	*Shiraz*
18080223	53.6	28.5	-	VII+	c	-	*Jahrom*
18120000	52.4	29.8	-	VII+	c	-	*Shiraz*
18240602	51.6	29.7	-	VIII	b	-	*Kazeroun*
18240625	52.4	29.8	6.4	VIII	b	*SABZ*	*Shiraz*
18240828	52.4	29.8	-	VI+	b	*SABZ*	*Shiraz*
18241230	52.4	29.8	-	V+	b	*SABZ*	*Shiraz*
18251000	52.4	29.6	-	VI+	c	-	*Shiraz*
18261406	51.6	29.6	-	V+	d	-	*Kazeroun*
18530505	52.5	29.6	6.2	VIII	b	*SABZ*	*Shiraz*
18621221	52.5	29.5	6.2	VIII+	b	*SABZ*	*Shiraz*
18650600	53.1	29.6	6.0	VII	b	*HZF*	*Daryan*
18650000	53.1	27.2	5.6	VII	b	*ZMFF*	-
18800800	54.1	27.1	5.3	VII	a	*ZMFF*	*Bastak*
18831016	52.3	27.7	5.8	VII+	a	*ZMFF*	*Kangan*
18900325	53.5	28.8	6.4	VII+	a	*SARV*	*Fasa*
18911214	51.6	29.9	5.3	VII+	b	*KAZE*	*Kazeroun*
18920815	52.7	29.1	5.3	VIII	c	*SABZ*	*Kavar*
18940226	53.3	29.5	5.9	VII+	b	*HZF*	*Kharameh*

Tableau 4-1. Les séismes historique dans la région de Ghir-Karzine et les régions vosinages (Ambraseys et Melville, 1982).

région. Les deux événements importants du 14 septembre 1968 (Mb=5,8) et du 10 avril 1972 (Ms=6,9) et leurs répliques constituent cette concentration.

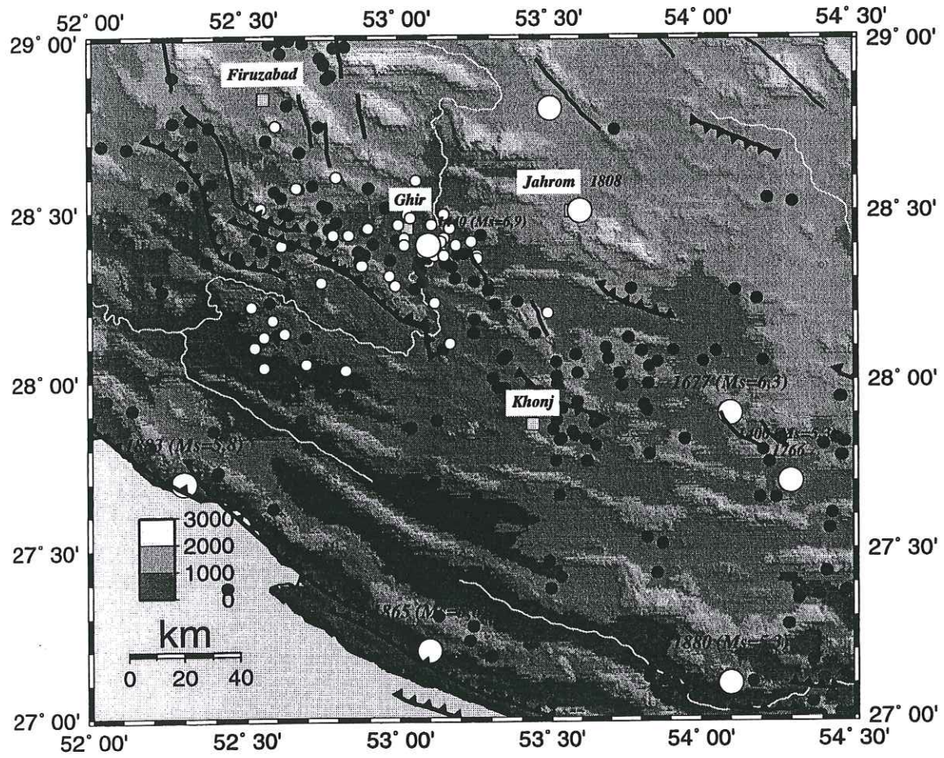


Figure 2.15: *L'ensemble de la sismicité instrumentale (>3,5), cercle gris, entre 1964 et 1998 (catalogue d'Engdahl, 1998) et les séismes instrumentaux entre 1961 et un mois après le séisme de 1972, cercle blanc (Dewey et Grantz, 1973) avec la sismicité historique (cercle blanc plus grand) dans la région de Ghir.*

Le séisme de Ghir

A la suite du séisme de magnitude Ms=6,9 en 1972 dans la région de Ghir, plusieurs tentatives ont été effectuées pour étudier la structure de la croûte, et pour déterminer les caractéristiques des failles actives, visibles ou cachées dans cette partie du Zagros (Ambraseys et al., 1972; Dewey et Grantz, 1973; Jackson et Fitch, 1981). Les études

concluent que le séisme de Ghir a eu lieu sur une faille inverse WNW-ESE, parallèle à l'orientation les axes des plis et des failles inverses dans la région et a provoqué une rupture d'environ 35 km (Dewey et Grantz, 1973). Il semble que la rupture de la faille qui a provoqué le séisme de 1972, a migré vers E-SE, vers la région du séisme du 14 septembre 1968 (Dewey et Grantz, 1973; Jackson et Fitch, 1979).

Le mécanisme au foyer du séisme principal montre un pur chevauchement d'orientation WNW-ESE plongeant vers NE et SW (Dewey et Grantz, 1973). La relocalisation des événements (Jackson et Fitch, 1979) montre que la plupart des séismes sont localisés au NE du séisme principal (Figure 2.16) parallèlement aux axes des plis.

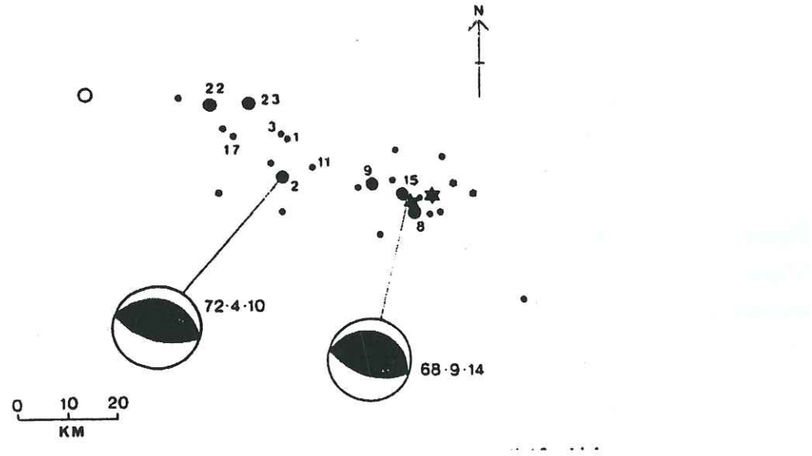


Figure 2.16: *Les séismes relocalisés dans la région de Ghir par rapport au séisme principal du 10 avril 1972. Des grands symboles sont associés aux séismes supérieur à mb=5,0 qui tous ont été enregistrés au moins par 80 stations. Les étoiles sont associées au séisme de 1968, le cercle blanc au séisme 1970, et les cercles noirs associés au séisme 1972 et ces répliques. Les mécanismes focaux ont été calculés par North (1971) et par McKenzie (1972) (Jackson et Fitch, 1979).*

Jackson et Fitch en examinant la coupe de la sismicité relocalisée (Figure 2.16), considèrent probable un pendage vers NE (Figure 2.17). Si on considère un plongement vers NE, nous pouvons dire la faille qui a jouée en 1972 est probablement l'extension ESE de la faille inverse de Surmeh d'orientation WNW qui plonge vers NNE.

Les séismes sont localisés jusqu'à profondeur de 40-50 km, mais il y a deux séismes encore plus profond (Figure 2.17). Le séisme principal de Ghir se situe probablement dans la croûte supérieure à une profondeur d'environ 12 km ($\pm$4 km) (Jackson et Fitch, 1981).

Il n'y a aucune rupture associée à ce séisme. Il est donc intéressant qu'un séisme de magnitude Ms=6,9 est limité au-desous de couverture sédimentaire d'épaisseur 10-12 km.

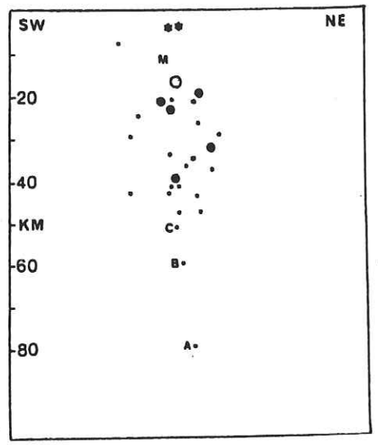


Figure 2.17: *Coupe perpandiculaire à la distribution de la sismicité entre 1968 et 1973 (Figure 2.16). Les symboles sont les même que pour la figure 2.16 et A, B, et C sont trois séismes profonds du 1972. M montre la position de séisme principal (Jackson et Fitch, 1979)*

2.8.3 Mécanismes au foyer

Tout les mécanismes au foyer construits par la méthode CMT ainsi que ceux qui ont été modélisés (Jackson et Fitch, 1981; Ni et Barazangi, 1986; Baker, 1993; Maggi et al., 2000) ainsi que ceux basés sur la polarité des premières arrivées des ondes P (McKenzie, 1972; Jackson et McKenzie, 1984; Chandra, 1984) pour la région de Ghir-Karzine sont représentés sur la Figure (2.18). On observe essentiellement qu'à l'exception de deux mécanismes au Nord-Ouest de la région (séisme n°940301 et n°940330), tous les mécanismes sont chevauchant avec un pendage fort vers NE et un plongement faible vers SW. Il est peu probable qu'ils sont associés à un décollement de pendage quasi horizontal (Jackson, Fitch, et McKenzie, 1981).

L'existence de deux mécanismes de coulissage au NW de la région d'étude est probablement dûe à l'activité de la faille de Kare Bas et de la zone décrochant de Sabz Pushan. La faille de Kareh Bas est une faille coulissage dextre avec une direction NW-SE qui a décalé les plis de 10 km environ (Chapitre 2). Sauf le mécanisme le plus récent (n°000301), qui montre un composante de coulissage, les autres mécanismes présentés pour la région

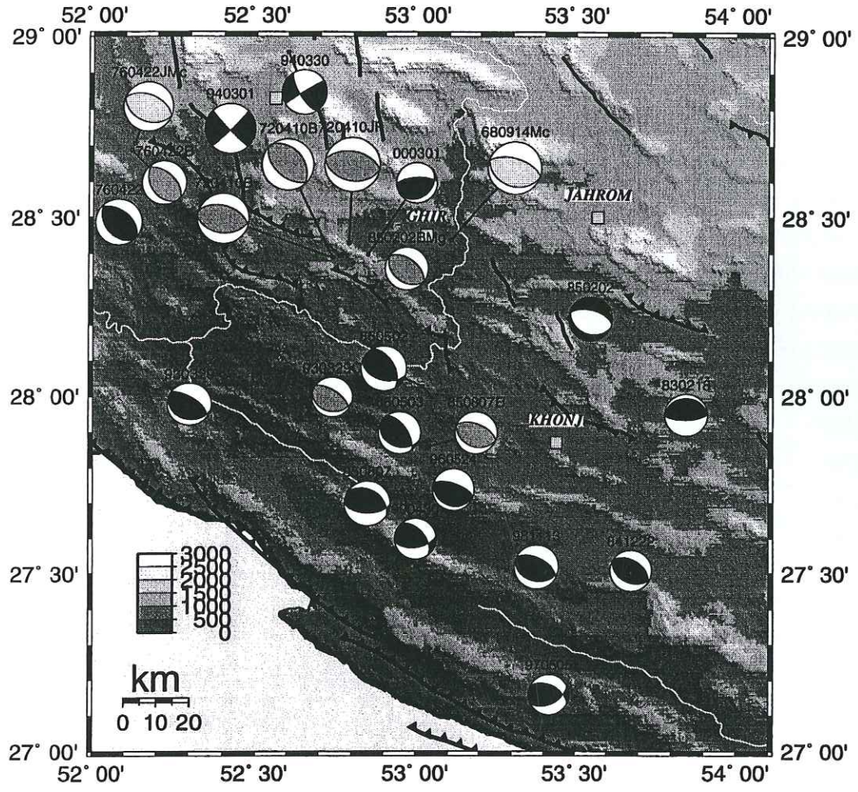


Figure 2.18: *Mécanismes au foyer construits par la méthode CMT (noir) et modélisés (gris)(Jackson et Fitch, 1981; Ni et Barazangi, 1986; Baker, 1993; Maggi et al., 2000) et ceux construits à partir de la polarité des premières arrivées des ondes P (gris clair) (Jackson et McKenzie, 1984) pour la région de Ghir dans la partie centrale du Zagros plissé.*

autour de Ghir sont tous des chevauchements purs. Les mécanismes construits dans la partie Ouest et Sud-Ouest de Khonj montrent du chevauchement avec une très faible composante du coulissage.

Parmi les mécanismes construits par la méthode CMT, on observe qu'il y a un mécanisme en faille normale au Sud-Est de Ghir (n°850202). Ce type de mécanisme n'est pas habituel dans le Zagros. Baker (1993) et Maggi et al. (2000) ont re-examiné le mécanisme concernant ce séisme et ils ont construit un mécanisme chevauchant pour cet événement. On remarque que la position de ce séisme est probablement différente de celle qui a été présentée par CMT. La position présentée par Baker (1993) et par Maggi et al. (2000) est en accord avec celle du catalogue de Engdahl (1998). En comparant les positions présentées pour les CMT et celles calculées par la modélisation d'ondes, pour les séismes n°850807, n°930329, n°850202, et n°760422, et d'après le catalogue Engdahl, on trouve qu'il y a une différence assez grande (environ $\pm$ 40km). Maggi et al. (2000) ont déjà mentionné qu'il y a quelque fois de sérieuses erreurs sur la profondeur et les mécanismes des solutions présentés par Harvard CMT solution.

Les paramètres de tous les mécanismes présentés sur la Figure (2.18), sont dans le Tableau (4.2).

Date	Lon (°E)	Lat (°N)	Prof. (km)	Mag. (Mb)	Azimut (°)	plunge (°)	Rake (°)	Ref.
760422	52.08	28.49	24.0	6.0	141.0	41.0	98.3	CMT
830218	53.85	27.95	8.0	5.0	272.0	20.0	93.8	CMT
841222	53.68	27.51	14.0	5.1	115.0	41.0	83.9	CMT
850202	53.48	28.22	33.0	5.1	114.0	32.0	-81.5	CMT
850807	52.89	27.72	33.0	5.4	303.0	39.0	115.9	CMT
860502	53.02	28.03	33.0	5.5	107.0	47.0	56.6	CMT
860503	53.00	27.90	33.0	5.4	111.0	33.0	60.5	CMT
930329	52.30	27.98	33.0	4.9	104.0	28.0	71.3	CMT
940301	52.42	28.75	33.0	4.4	136.0	85.0	179.0	CMT
940330	52.60	28.96	33.0	5.3	148.0	71.0	176.9	CMT
960524	53.12	27.74	33.0	4.9	107.0	22.0	88.1	CMT
970505	53.42	27.16	33.0	5.0	296.0	52.0	128.2	CMT
981113	53.38	27.52	33.0	5.3	103.0	35.0	77.6	CMT
990430	52.96	27.74	33.0	-	321.0	53.0	135.0	CMT
000301	52.85	28.40	33.0	-	49.0	26.0	54.9	CMT
660918	54.30	27.90	18.0	5.9	82.0	56.0	85.5	Mc
680914	53.11	28.44	33.0	5.8	108.0	30.0	90.0	Mc
710406	51.89	29.80	10.0	5.2	124.0	59.0	96.2	JMc
760422	52.13	28.71	24.0	6.0	112.0	40.0	90.0	JMc
720410	52.79	28.43	12.0	6.1	101.0	40.0	90.0	JF
720410	52.74	28.39	9.0	6.6	288.0	49.0	99.0	Bk
720410	52.74	28.39	9.0	6.7	322.0	40.0	98.0	Bk
760422	52.12	28.69	7.0	5.7	312.0	52.0	80.0	Bk
850807	53.04	27.86	17.0	5.5	290.0	56.0	88.0	Bk
850202	52.97	28.36	11.0	5.6	128.0	37.0	91.0	BMg
930329	52.74	28.00	13.0	5.2	104.0	28.0	72.0	Ma

Tableau 4.2: *Les paramètres de tous les mécanismes au foyer construits pour la région de Ghir. Bk= Baker, 1993; JF= Jackson et Fitch, 1981; JMc= Jackson et McKenzie, 1984; Mc= McKenzie, 1972; Ma= Maggi et al., 2000*

Chapitre 3:

La campagne de microsismicité de Ghir en 1997

La campagne de microsismicité de Ghir en 1997

3.1 Introduction.

Une campagne de microsismicité de deux mois a été organisée pendant les mois de novembre et décembre 1997 dans la région de Ghir au Sud-ouest de l'Iran. Notre objectif est de caractériser la sismicité dans la région de Ghir, préciser la profondeur de foyer, essayer de contraindre la géométrie des failles en profondeur, et préciser le type de mécanisme qui accommode le raccourcissement.

La région de Ghir-Karzin était une région intéressante pour plusieurs raisons : 1) La présence de failles inverses et l'absence de coulissage malgré l'existence de deux zones de coulissage, Kareh-Bas à l'Ouest et Sabz-Pushan à l'Est, 2) l'existence d'un séisme important (Ms=6,9) en 1972 qui est la conséquence d'une sismicité élevée. Par ailleurs, l'accessibilité facile à toute la région étaient les raisons principales de choisir cette région pour effectuer une étude précise de la sismotectonique dans la ceinture plissée du Zagros.

3.2 Réseau d'acquisition et matériel.

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 la profondeur des localisations soit bien contrainte, la distance épicentrale de la station la plus proche a été choisie de manière à être de l'ordre de grandeur de la profondeur des séismes. Dans la région d'étude, la profondeur des séismes varie de 8 a 14 km (Jackson and Fitch, 1981; Ni and Barazangi, 1986) ce qui impose une distance maximale entre les stations de 20 km. Par ailleurs, la faible magnitude des microséismes nécessite un réseau assez dense pour qu'ils soient enregistrés dans de nombreuse stations. Le réseau était opérationnel du 10 novembre 1997 au 2 janvier 1998.

Parmi les 30 stations qui ont été utilisées pour la mission (Figure 3.1), la plus grande partie (25) étaient des stations TAD à une composante, accompagnées d'un sismomètre 2

Hz Mark-product L22. En addition aux stations TAD, cinq stations REFTEK à trois composantes ont été installées avec 4 capteurs (courte période) L22 et 1 capteur (large-bande) CMG40 (Tableau 3.1). Les sites des stations REFTEK ont été choisis pour déterminer la profondeur du Moho a partir de la méthode des fonctions de transfert (Langston, 1979; Ammon, 1991). La position de tous les sites a été déterminée à l'aide d'un récepteur GPS de type LOCSAT qui permet une précision $\sim$ 100 m en horizontal. Le contrôle de la dérive de l'horloge interne de toutes les stations se fait aussi a l'aide de l'enregistrement des signaux horaires d'un récepteur GPS.

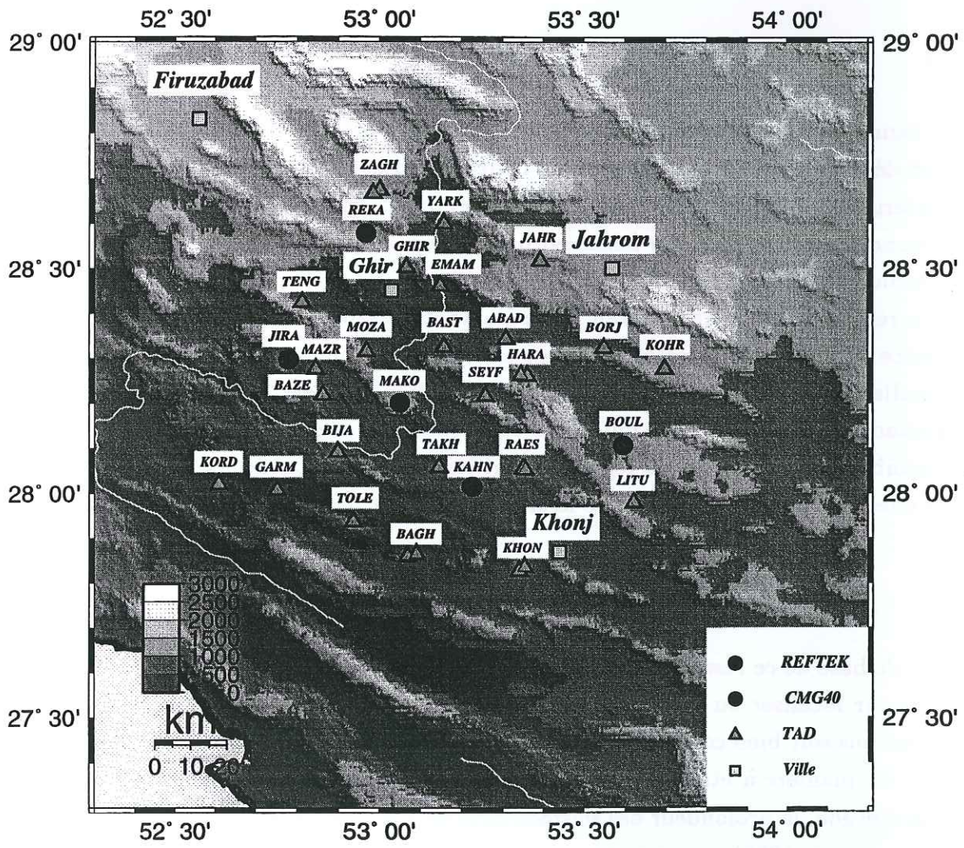


Figure 3.1: *Réseau d'acquisition pendant les mois Novembre et Décembre 1997.*

Toutes les données traitées proviennent exclusivement d'instruments à enregistrement numérique enregistrant sur déclenchement. Les données sont enregistrées sur des cartes Flash de capacités 5 Mo. Le seuil de déclenchement est basé sur le rapport de deux

fenêtres de temps de longueur différente : (LTA) et (STA), le seuil de détection étant alors défini par le rapport STA/LTA. Typiquement, on a choisi un LTA entre 20 et 40 sec et un STA de 1 sec. Les stations étaient visitées tous les 4 jours pour récupérer les cartes Flash et vérifier l'état de fonctionnement des matériels.

3.3 Dépouillement des données

Le dépouillement des données comprend les corrections horaires des enregistrements et le pointé des temps d'arrivée des phases P et S. Pour le pointé de la phase P, nous avons toujours choisi la première arrivée en ayant conscience qu'elle peut ne pas correspondre à l'onde P directe, mais à une onde réfractée dans le croûte inférieure. La phase S présente souvent une forme d'onde complexe. Pour cette raison nous avons évité de pointer les arrivées des ondes S quand celles-ci n'étaient pas très claires. En général on attribue aux lectures des arrivées P et S un facteur de qualité qui va de 0 (très bon) a 4 (très mauvaise). Aux premières lectures, les ondes P, nous avons généralement associé un facteur 0 alors que les ondes S ont été associées à un facteur 2. Ensuite, pendant les corrections qui ont suivi, ces facteurs ont été modifiés en fonction du résidu présent.

Le dépouillement de nos données s'est fait sur P.C. a l'aide de logiciel SISMALP développé à Grenoble (Fréchet, J. et Thouvenot, F., 1997). Le logiciel effectue un tri automatique des traces de toutes les stations, les regroupant en ce qu'il considère être des événements sismiques. Avant de regrouper les événements, nous avons effectué la correction horaire pour chaque station à l'aide d'un logiciel et des signaux temporels d'un récepteur GPS connecté à la station. La longueur des enregistrements pour les stations TAD était de 40 sec avec une fréquence d'échantillonnage de 100 Hz et pour les stations REFTEK il était 120 s avec la même pas d'échantillonnage.

3.4 Localisation des séismes

Nous avons d'abord regroupé toutes les phases qui présentaient un écart inférieur à 20 secondes et qui pourraient donc appartenir au même événement. Les événements trop petits ou très lointains pour lesquels il y avait moins que 4 lectures, ont été enlevés du fichier d'entrée. Ensuite, l'ensemble de nos données a été localisé à l'aide du logiciel HYPO71 (Lee et Lahr, 1975 ; modifié par J. Fréchet et J.P. Glot, 1986).

Site	Latitude	Longitude	Altitude	Type	Sismometre
GHIR	2830,22 N	5304,07 E	1019	TAD	L22
BIJA	2805,58 N	5254,00 E	550	TAD	L22
TAKH	2803,57 N	5308,89 E	661	TAD	L22
KORD	2801,32 N	5236,57 E	331	TAD	L22
GARM	2800,48 N	5245,26 E	409	TAD	L22
BAG2	2751,68 N	5304,22 E	594	TAD	L22
BAGH	2751,95 N	5305,50 E	660	TAD	L22
KHO2	2749,67 N	5320,59 E	670	TAD	L22
KHON	2750,15 N	5321,42 E	709	TAD	L22
HARA	2815,78 N	5321,83 E	946	TAD	L22
HAR2	2815,87 N	5320,90 E	946	TAD	L22
KOHR	2816,65 N	5341,97 E	1058	TAD	L22
BORJ	2819,49 N	5333,15 E	875	TAD	L22
ZAGH	2840,58 N	5300,19 E	1099	TAD	L22
ZAG2	2840,12 N	5259,17 E	1135	TAD	L22
YARK	2836,14 N	5309,59 E	829	TAD	L22
JAHR	2831,13 N	5323,75 E	1226	TAD	L22
ABAD	2820,63 N	5318,68 E	656	TAD	L22
EMAM	2827,81 N	5309,06 E	804	TAD	L22
MOZA	2819,00 N	5258,19 E	830	TAD	L22
MAZR	2816,59 N	5250,78 E	879	TAD	L22
SEYF	2813,02 N	5315,59 E	751	TAD	L22
BAST	2819,56 N	5309,58 E	750	TAD	L22
TOLE	2756,31 N	5256,30 E	390	TAD	L22
TENG	2825,54 N	5248,83 E	1025	TAD	L22
RAES	2803,36 N	5321,24 E	686	TAD	L22
RAE2	2803,24 N	5321,54 E	867	TAD	L22
BAZE	2813,21 N	5251,86 E	752	TAD	L22
LITU	2758,87 N	5337,50 E	723	TAD	L22
BOUL	2806,49 N	5335,92 E	1087	REFTEK	L22
KAHN	2800,97 N	5313,66 E	920	REFTEK	L22
MAKO	2812,11 N	5303,11 E	589	REFTEK	CMG40
JIRA	2817,87 N	5246,85 E	736	REFTEK	L22
REKA	2834,80 N	5258,15 E	100	REFTEK	L22

Tableau 3.1: *Liste des stations avec leur localisation et le type de l'instrument employé sur chaque site.*

Vitesse (km/s)	*Profondeur (km)*
5,5	0,0
6,5	15,0
8,1	35,0

Vp/Vs=1,73

Tableau 3.2: *Modèle de vitesse (Goudarzi, 1974) et rapport Vp/Vs initial employés pour la première localisation.*

3.4.1 Le programme HYPO71

Ce logiciel qui calcule les coordonnées du foyer et le temps origine d'un événement sismique à partir des données qu'on lui fourni est très répandu dans les études de sismicité. Le principe de son fonctionnement est par la minimisation, au sens des moindre carrés, de la différence entre les temps de parcours hypocentre-sites observés et calculés. Ce programme utilise le tracé de rais dans un milieu homogène à interfaces planes. Il a besoin comme entrée d'une carte d'initialisation, avec des valeurs adaptées à la nature des données (ex. distance entre les stations, précision des lectures, nombre d'itérations, etc...), des coordonnées des stations, du modèle de vitesse en couches horizontales et homogènes, et de la liste des phases P et S associées à un facteur de qualité. Il est suivi par des cartes de contrôle comprenant la profondeur focale initiale et la distance épicentrale maximale au-delà de laquelle le programme ne tient plus compte des pointés pour la localisation. Les valeurs adaptées à la nature des données, comme la carte d'initialisation et les cartes de contrôle, ont été choisies à partir des données très bien localisées (rms<0,2 sec, erz et erh <2 km, gap<180°) lors d'une première étape de localisation. En addition des coordonnées du foyer sismique et du temps d'origine pour chaque séisme, le programme fourni aussi des paramètres qui sont en relation avec la qualité de la localisation. Ces paramètres sont:

-le RMS : racine carrée de la somme des carrés des résidus dans les stations

-le ERH et ERZ : erreur statistique épicentrale et sur la profondeur, respectivement.

3.4.2 Test sur le modèle de vitesse

Pour effectuer la première localisation on a d'abord testé le modèle proposé par Goudarzi (1974) pour la région du Zagros (Tableau 3.2). Par manque d'information locale, le rapport Vp/Vs initial que l'on a utilisé (1,73) a été choisi comme la moyenne de ce qui est proposé pour la croûte supérieure.

Pour effectuer les tests sur le modèle de vitesse et le rapport Vp/Vs, nous avons

sélectionné un groupe de données bien localisées sur la base des criteres suivants :

- Nombre minimal de phase> 8
- RMS < 0,2 sec
- ERH et ERZ < 2 km
- GAP < 180°

En appliquant cette sélection on est arrivé à un total de 186 événements qui correspondent aux critères demandés. Ce groupe de données (Figure 3.2) a été utilisé tout d'abord pour déterminer le rapport Vp/Vs à utiliser dans notre étude.

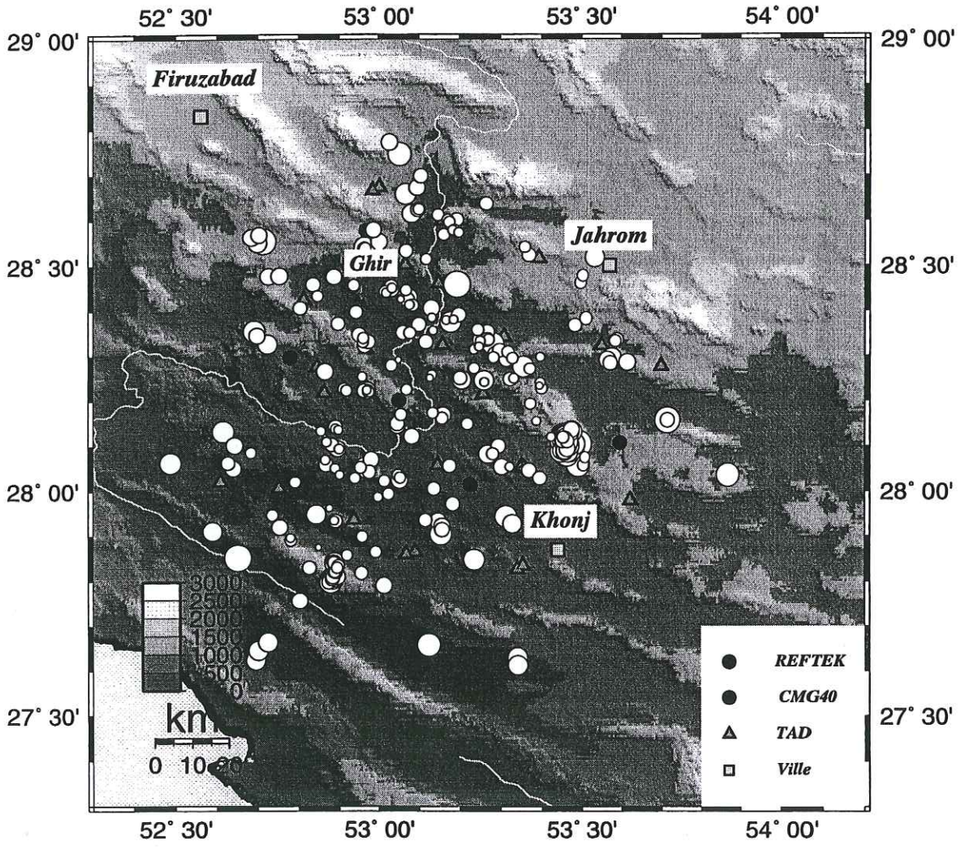


Figure 3.2: *Emsemble des 186 séismes sélectionnés (cercle blanc), utilisés pour la détermination du modèle de vitesse. La position de nos stations est aussi représentée.*

3.4.3 Rapport Vp/Vs

1) Méthode de Chatelain

Nous calculons pour chaque séisme le rapport entre la différence des temps de parcours des ondes P et la différence des temps de parcours des ondes S pour un couple de stations de la façon suivante :

$$t_p^j - t_p^i = \frac{d^j - d^i}{V_p} \tag{3.1}$$

$$t_s^j - t_s^i = \frac{d^j - d^i}{V_s} \tag{3.2}$$

donc,

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{t_s^j - t_s^i}{t_p^j - t_p^i} \tag{3.3}$$

En déterminant la droite de régression d'un diagramme portant en abscisse $t_p^j - t_p^i$ et en ordonnée $t_s^j - t_s^i$, on obtient le rapport Vp/Vs (Figure 3.3). Ce rapport calculé à partir nos 186 événement sélectionnés est égal à $1{,}772 \pm 0{,}004$.

2) Méthode de Wadati

Il s'agit ici, toujours à partir des temps d'arrivée des phases P et S, de déterminer la droite de régression du diagramme $t_s - t_p = f(tp)$. Pour chaque événement de temps origine t_0, nous avons donc :

$$t_s = t_0 + \frac{d}{V_s} \tag{3.4}$$

$$t_p = t_0 + \frac{d}{V_p} \tag{3.5}$$

donc,

$$t_s - t_p = \left(1 - \frac{V_p}{V_s}\right) t_0 + \left(\frac{V_p}{V_s} - 1\right) t_p \tag{3.6}$$

Ainsi on construit un diagramme pour chaque séisme portant en abscisse le temps d'arrivée des ondes P et en ordonnée la différence entre le temps d'arrivée des ondes P et le temps d'arrivée des ondes S. Les diagrammes construits nous donnent le rapport Vp/Vs pour chaque événement. Ces différents rapports sont ensuite représentés sous forme d'un

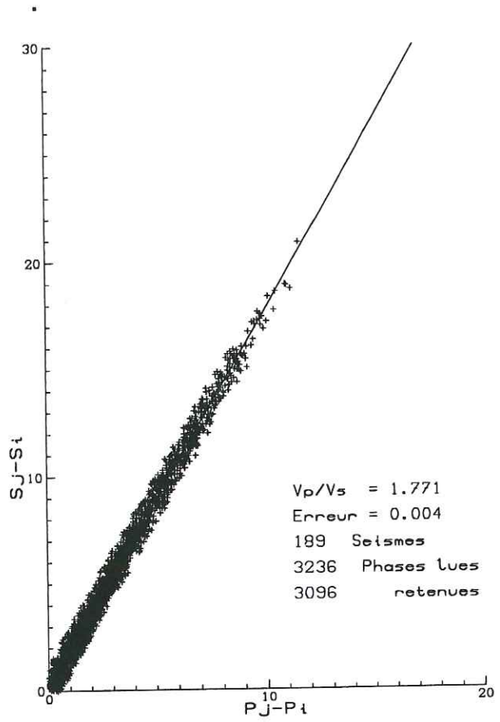


Figure 3.3: *Rapport Vp/Vs déterminé avec la méthode Chatelain.*

histogramme à partir duquel on calcule la valeur moyenne de Vp/Vs (Figure 3.4). Les résultats que l'on a obtenus avec cette méthode indiquent un maximum pour un rapport Vp/Vs compris entre 1,75 et 1,80.

Le résultat que l'on obtient avec la méthode de Chatelain (1978) correspond à un rapport Vp/Vs moyen calculé à partir de toutes les données (186) alors que dans le cas de la méthode Wadati, le nombre minimal des S que l'on a imposé pour chaque séisme (>4) limite le nombre de données employées à 148. Étant donné que le calcul avec la méthode de Chatelain est moins influencé par une erreur de lecture et qu'en plus il est calculé à partir de la totalité de nos donnés on choisi d'employer celui-ci pour la localisation de nos microséismes.

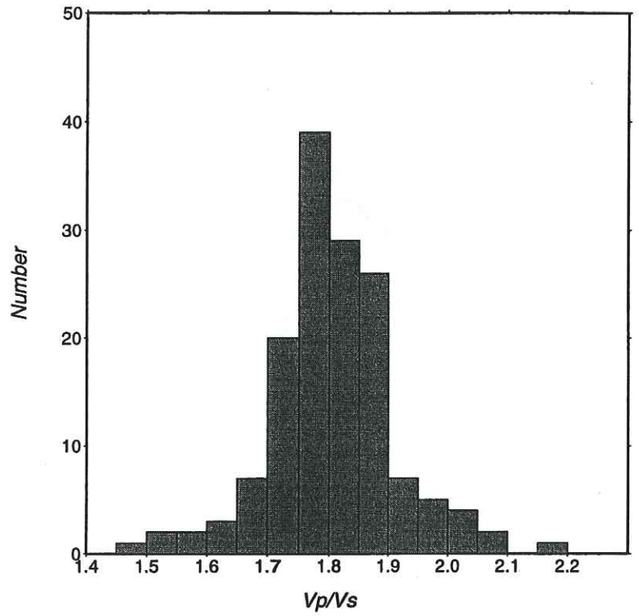


Figure 3.4: *Rapport Vp/Vs calculé avec la méthode de Wadati.*

3.4.4 Le modèle de vitesse

1) Minimisation de RMS moyen

En l'absence de modèle de vitesse pour notre région, nous avons été obligé d'en calculer un correspondant à la minimisation du RMS moyen. Nous allons déterminer le modèle de vitesse tabulaire qui minimise RMS résidus. Pour cela on se sert encore du groupe des 186 séismes sélectionnés avec les critères que l'on a imposé au départ. Tout d'abord on a localisé nos données avec un demi-espace dont la vitesse variait entre 5,0 et 7,0 km/s. On obtient les meilleurs résultats de RMS moyen pour un vitesse 5,3 km/s (Tableau 3.3).

Vp (km/s)	**5,0**	**5,10**	**5,20**	**5,30**	**5,40**	**5,50**	**5,60**	**5,70**	**5,80**
RMS (s)	0,1717	0,1535	0,1418	***0,1389***	0,1469	0,1604	0,1774	0,1991	0,2230

Tableau 3.3: *Variation du RMS moyen par rapport à la vitesse des ondes P pour un demi-espace.*

Ensuite, nous considérons une structure constituée d'une couche superficielle de vitesse 5,3 km/s dont l'épaisseur varie de 6 à 18 km et d'un demi-espace dont la vitesse varie entre 5,5 et 6,4 km/s (Tableau 3.4). La minimisation du RMS dans ce cas correspond à un demi-espace de 5.9 km/s de vitesse, situé à 14 km de profondeur.

h1/Vp2	5,5	5,6	5,7	5,8	5,9	6,0	6,1	6,2	6,3	6,4
6,0	0,1369	0,1420	0,1513	0,1624	0,1747	0,1888	0,2027	0,2197	0,2364	0,2514
8,0	0,1329	0,1356	0,1395	0,1469	0,1564	0,1656	0,1765	0,1873	0,1996	0,2127
10,0	0,1310	0,1303	0,1324	0,1343	0,1380	0,1458	0,1521	0,1605	0,1690	0,1753
12,0	0,1302	0,1286	0,1275	0,1265	0,1280	0,1294	0,1339	0,1386	0,1454	0,1510
14,0	0,1308	0,1297	0,1267	0,1243	***0,1238***	0,1256	0,1264	0,1283	0,1305	0,1344
16,0	0,1327	0,1312	0,1297	0,1271	0,1268	0,1255	0,1261	0,1259	0,1255	0,1268
18,0	0,1325	0,1319	0,1310	0,1308	0,1304	0,1291	0,1280	0,1288	0,1277	0,1294

Tableau 3.4: *Variations du RMS moyen pour un modèle constitué d'une couche superficielle de 5,3 km/s de vitesse et d'épaisseur qui varie de 6 à 18 km, située sur un demi-espace dont la vitesse varie de 5,5 et 6,4 km/s.*

On revient donc en arrière pour vérifier la vitesse de la couche superficielle. On fait varier Vp1 de 4,8 à 5,7 km/s et l'épaisseur de la couche superficielle de 9 à 17 km (Tableau 3.5). Les résultats sont en effet optimisés pour une couche superficielle de 11 km d'épaisseur dont la vitesse est de 5 km/s.

h1/Vp1	4,8	4,9	5,0	5,1	5,2	5,3	5,4	5,5	5,6	5,7
9,0	0,1150	0,1165	0,1214	0,1285	0,1366	0,1471	0,1575	0,1700	0,1840	0,1990
11,0	0,1206	0,1139	***0,1119***	0,1164	0,1217	0,1320	0,1449	0,1589	0,1750	0,1940
13,0	0,1444	0,1294	0,1202	0,1172	0,1184	0,1248	0,1362	0,1513	0,1696	0,1880
15,0	0,1739	0,1527	0,1364	0,1277	0,1232	0,1259	0,1344	0,1486	0,1675	0,1886
17,0	0,1991	0,1728	0,1525	0,1371	0,1284	0,1291	0,1359	0,1496	0,1680	0,1875

Tableau 3.5: *Recherche de la vitesse et de l'épaisseur de la couche superficielle. La vitesse du demi-espace situé au-dessous de cette couche est de 5,9 km/s.*

Ayant défini Vp1 on fait une dernière vérification de la vitesse de la deuxième couche en gardant la profondeur de l'interface à 11 km (Tableau 3.6)

Après avoir défini Vp1 et Vp2 et la profondeur de première interface, nous avons continué de la même manière pour obtenir la vitesse et l'épaisseur de la troisième couche. On considère une structure constituée d'une couche superficielle de vitesse 5,0 km/s et

h1/Vp2	5,5	5,6	5,7	5,8	5,9	6,0	6,1	6,2	6,3	6,4
11,0	0,1305	0,1235	0,1177	0,1142	***0,1119***	0,1147	0,1183	0,1267	0,1328	0,1405

Tableau 3.6: *Vérification de la vitesse du demi-espace situé au-dessous d'une couche superficielle dont la vitesse est défini à 5,0 km/s et l'épaisseur est de 11 km.*

d'épaisseur de 11,0 km, une deuxième couche de vitesse 5,9 km/s dont l'épaisseur varie de 2 à 12 km, et d'un demi-espace dont la vitesse varie entre 6,0 et 6,9 km/s (Tableau 3.7). La minimisation du RMS dans ce cas correspond à un demi-espace de 6,5 km/s de vitesse, situé à 19 km de profondeur.

h2/Vp3	6,0	6,1	6,2	6,3	6,4	6,5	6,6	6,7	6,8	6,9
13,0	0,1186	0,1198	0,1223	0,1333	0,1331	0,1359	0,1411	0,1488	0,1598	0,1663
15,0	0,1130	0,1132	0,1142	0,1158	0,1179	0,1201	0,1250	0,1300	0,1349	0,1388
17,0	0,1125	0,1130	0,1129	0,1131	0,1134	0,1148	0,1154	0,1173	0,1194	0,1211
19,0	0,1120	0,1121	0,1129	0,1121	0,1120	***0,1119***	0,1121	0,1125	0,1135	0,1144
21,0	0,1120	0,1120	0,1120	0,1122	0,1120	0,1125	0,1126	0,1121	0,1121	0,1132
23,0	0,1120	0,1120	0,1120	0,1120	0,1120	0,1120	0,1121	0,1120	0,1123	0,1124

Tableau 3.7: *Variations du RMS moyen pour un modèle constitué d'une couche superficielle de vitesse 5,0 km/s et l'épaisseur de 11,0 km, une deuxième couche de vitesse 5,9 km/s dont l'épaisseur varie de 2 à 12 km, et d'un demi-espace dont la vitesse varie entre 6,0 et 6,8 km/s.*

Puis on revient arrière pour vérifier la vitesse de deux premières couches et aussi bien la profondeur de leur interface. Nous avons fait varier la vitesse et l'épaisseur pour les deux premières couches superficielles, mais les résultats sont inchangés.

En appliquant la méthode de minimisation de RMS pour la détermination de la vitesse dans les couches plus profondes, on se rend compte que l'on n'arrive pas à avoir une diminution du RMS. Ceci est attribué à la profondeur faible de nos données (situées essentiellement dans les premiers 20 km) qui ne nous permet pas d'avoir un contrôle de la structure de vitesse au dessous 20 km. Donc nous avons essayé de déterminer la profondeur du Moho en cette partie du Zagros en employant d'autres méthodes.

3) Inversion 1-D

En plus de la méthode d'optimisation du RMS moyen, nous avons essayé de calculer le modèle de vitesse par la méthode d'inversion 1-D. En utilisant la programme VELEST (Kissling, 1988), on a relocalisé les séismes et calculé la structure de vitesse en même temps par inversion des premieres arrivées des ondes P. On a considéré le modèle obtenu par la méthode précédente (minimisation du RMS moyen) comme le modèle initial et subdivisé chaque couche en plusieurs couches d'épaisseur 2 km.

Parmi totalité de 416 séismes, on ne garde que seulement les 186 événements bien sélectionnées ayant un minimum de 8 lectures, un GAP inférieur à 180° et un RMS inférieur à 0,2 sec. On a choisi un nombre d'itération égale 7.

Le modèle de vitesse que l'on a obtenu finalement consiste en une couche d'une vitesse 5,1 km/sec et 11 km épaisseur, sur une couche de vitesse 6,0 km/sec avec une épaisseur de 8 km reposant sur demi-space d'un vitesse de 6,5 km/sec. La figure (3.5) montre le modèle calculé pour la dernière itération par la méthode inversion 1-D, et ainsi que le modèle initial, pour la région de Ghir.

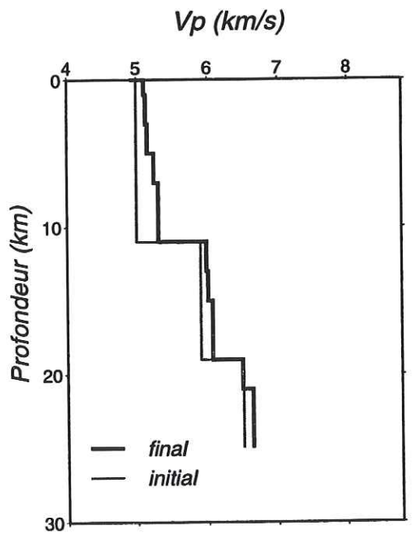


Figure 3.5: *Le modèle de vitesse calculé par la méthode d'inversion 1-D (noire) et le modèle initial obtenu par la méthode d'optimisation du RMS moyen (gris) pour la région de Ghir située dans la ceinture plissée simple du Zagros.*

2) Hodochrones

D'abord on a utilisé la méthode de hodochrones à partir de toutes nos donnés. Cette méthode consiste à tracer le temps réduit (temps de parcours - distance épicentrale multipliée par la vitesse de réduction) en fonction de la distance épicentrale de nos données de manière à calculer la vitesse de propagation dans les différentes couches. Les hodochrones tracées consistent en deux branches (Figure 3.6) dont la première correspond aux arrivées des ondes directes alors que la deuxième correspond aux arrivées des ondes réfractées. La disposition des première arrivées à partir du point de brisure nous indique la vitesse et la profondeur de deuxième couche.

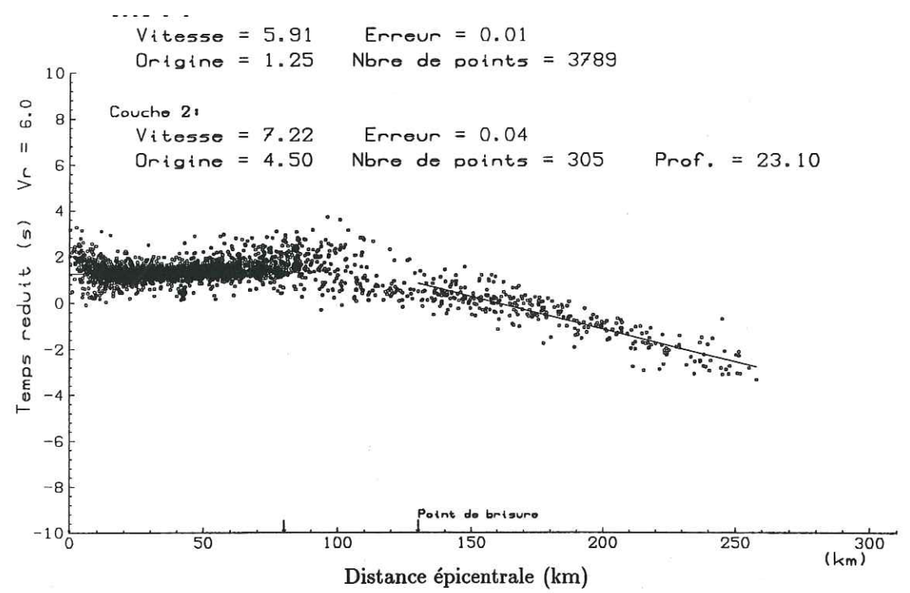


Figure 3.6: *Hodochrones obtenues à partir de tous les 416 événements enregistré dans la région de Ghir pendant deux mois.*

Les résultats que l'on a obtenu avec cette méthode ne sont pas satisfaisants pour déterminer la profondeur du Moho pour la région de Ghir, parce que le groupe de données n'a pas suffisamment d'ondes réfractées sous le Moho.

Ceci est lié à la profondeur faible des foyer qui nécessite des distances épicentrales importantes pour que l'on puisse avoir comme première arrivée l'onde réfractée alors que la magnitude des microséismes limite leur enregistrement aux stations proches. Donc les hodochrones dessinées (Figure 3.6) ne nous montrent que la vitesse moyenne de la

deuxième couche supérieure.

Finalement pour le Moho, on a utilisé la profondeur (h=48 km) que nous avons obtenu par la méthode fonction de transfert (Chapitre 5)(Figure 3.7). Cette profondeur n'est pas utile pour la localisation des séismes car les ondes réfractées sous le Moho ne sont pas enregistrées dans les stations de notre réseau.

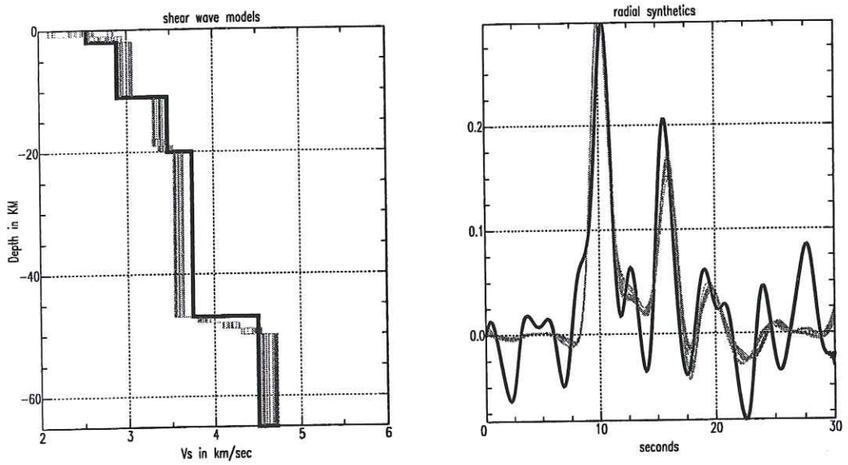
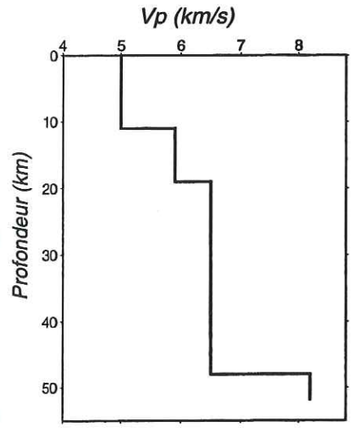


Figure 3.7: *Profondeur du Moho calculé par la méthode fonction de transfert. A gauche les modèles de vitesses synthétiques (en gris) calculé à partir du modèle initial (en noir) sont présentées. Les fonctions de transfert synthétiques (en gris), avec la fonction initiale (en noir) sont présentées à droite.*

Le modèle définitif que l'on a employé pour la localisation de nos données (Figure 3.8) est donc constitué de trois couches superposées sur un demi-espace. Le RMS moyen obtenu avec ce modèle pour la totalité de nos données (416) est de 0,146 s au lieu de 0,186 s pour le modèle initial (Goudarzi, 1974).



Vitesse (km/s)	*Profondeur (km)*
5,0	0,0
5,9	11,0
6,5	19,0
8,2	48,0

Figure 3.8: *Modèle de vitesse final et employé pour la localisation des séismes dans la région de Ghir situé dans le Zagros central.*

3.5 Magnitude des séismes

Pour savoir la magnitude des séismes enregistrés dans la région d'étude pendant de deux mois, nous avons calculés la magnitude locale pour chaque séisme utilisant le programme Sismalp (Fréchet et Thouvenot, 1997). Ce programme calcule la magnitude locale Ml selon la formule de Richter (1935). Le calcul comprend les étapes suivantes:

1)Intégration du signal,

2)Filtrage passe-haut,

3) Calcule du maximum d'amplitude crête à crére (en éliminant les stations saturées avant intégration),

4) Calcule du gain de chaque station,

5) Calcule des distanece séisme-station,

6) Calcule de la magnitude.

3.6 Résidus aux stations.

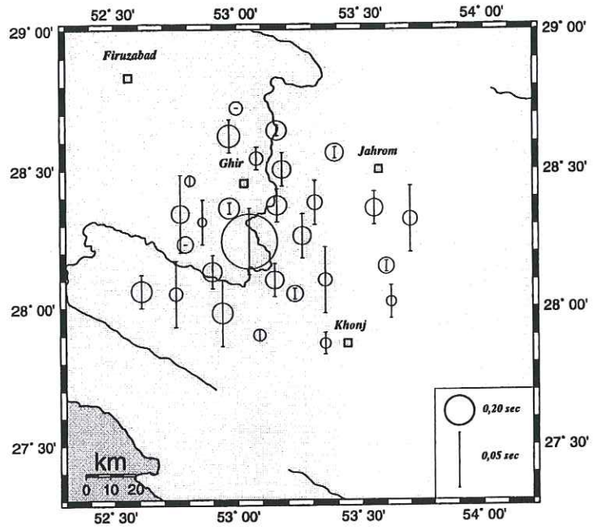
Avec HYPO71, il est possible de tenir compte des corrections de stations liées soit à l'altitude des sites, soit à des effets superficiels (anomalie de vitesse sous la station). Pour évaluer la meilleure correction à apporter, nous avons étudié le résidu moyen à chaque

site a partir des 186 séismes sélectionnés. Les événements mal localisés à cause d'un nombre insuffisant de lectures (événements trop petits ou trop lointains) ont été éliminés du fichier d'entrée. Après avoir effectué les corrections de lecture, nous avons associé aux arrivées des ondes P et S un facteur de qualité (de 0 à 4) dépendant de leur résidu, de sorte que les lectures problématiques ne perturbent pas la détermination des paramètres de la localisation. Après une localisation, HYPO71 fournit une moyenne des résidus sur les phases P et S enregistrées dans chaque station. Ces résidus sont considérés comme significatifs lorsqu'ils sont supérieurs, en valeur absolue, à 0,05 s (des résidus plus petits sont liés davantage aux incertitudes sur les pointés et aux erreurs d'horloge qui peuvent subsister plutôt qu'à un effet de site). Le Tableau (3.8) donne les résidus P pour toutes les stations installées dans la région d'étude.

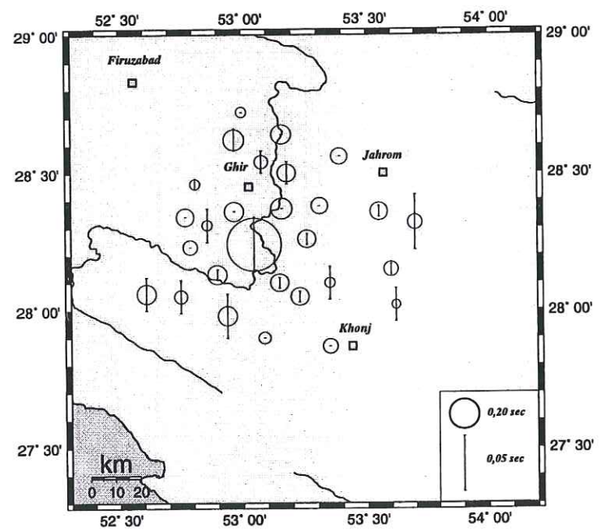
On a représenté le résidus moyen obtenu à chaque station à partir la localisation des séismes (Figure 3.9 a). On se rend compte que la majorité de nos stations présente un résidu assez faible (inférieur à 0,05 sec). Le RMS moyen pour la totalité des données après correction est 0,1459 s contre 0,1464 s précédemment. A cause des résidus très petits, il n'y a pas beaucoup de différence entre ces deux valeurs. Le résidu de chaque station, après la correction du résidu moyen, est présenté sur la Figure (3.9 b).

Site	Nombre de phase	Résidus (s)	Ecart-type
GHIR	78	-.02	.09
BIJA	91	.03	.13
TAKH	122	-.03	.12
KORD	46	.03	.14
GARM	81	.06	.09
BAG2	90	.00	.09
BAGH	9	-.01	.08
KHO2	15	-.05	.18
HAR2	132	-.02	.14
KOHR	28	-.06	.10
BORJ	67	.03	.12
ZAGH	31	.00	.09
ZAG2	20	.02	.12
YARK	95	-.01	.13
JAHR	98	-.01	.12
ABAD	83	.04	.10
EMAM	109	-.03	.12
BOUL	32	.01	.11
KAHN	30	-.01	.11
MOZA	117	-.01	.14
MAZR	3	-.04	.06
JIRA	45	-.07	.12
SEYF	150	-.04	.12
BAST	141	.03	.13
TOLE	63	.06	.14
REKA	24	.00	.15
MAKO	28	-.06	.37
TENG	25	.00	.07
RAES	50	.06	.09
RAE2	29	.02	.11
BAZE	123	.00	.11
LITU	35	-.03	.07

Tableau 3.8: *Résidus P aux les sites situé dans la région de Ghir.*



(a)



(b)

Figure 3.9: *(a) Résidus aux stations obtenus pour tous les séismes localisés dans la région de Ghir. La barre correspond au résidu moyen alors que les rayon des cercles représentent leur écart-type. (b) Résidus après la correction du résidu moyen.*

3.7 Mécanismes au Foyer

3.7.1 Principe de construction d'un Mécanisme au Foyer.

Le principe de la construction d'un mécanisme focal est basé sur la radiation des ondes sismique (Figure 3.10). L'espace au point de rupture est séparé par le plan de faille et un plan auxiliaire perpendiculaire donnant quatre quadrants dans lequel la radiation est alternativement positive et négative.

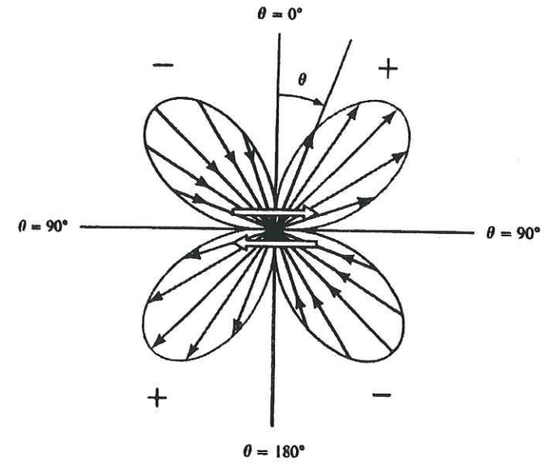


Figure 3.10: *Représentation schematique de la radiation des ondes P.*

Si l'on considère une sphère centrée au foyer du séisme ainsi divisée par les 2 plans nodaux, on obtient 2 zones en compression (+) et 2 zones en dilatation (-). La polarité de la première arrivée enregistrée à une station dépend alors de l'azimut de celle-ci par rapport à l'épicentre (Figure 3.11) et de l'angle d'incidence. La construction du mécanisme focal s'effectue en projetant sur le plan horizontal l'intersection de la demi-sphère inférieure avec les rais reliant le foyer aux différentes stations. La répartition des polarités lues permet de définir 4 régions séparées par les deux plans nodaux. L'indétermination sur le plan de la faille ne peut être levée que sur la base d'autres informations.

Les mécanismes au foyer sont représentés par la demi-sphère inférieure. Or dans le cas d'un réseau dense couvrant une petite région, les rais sortent de la sphère focale par la demi-sphère supérieure, sauf pour les rais réfractés. Les polarités P sont reportées sur la

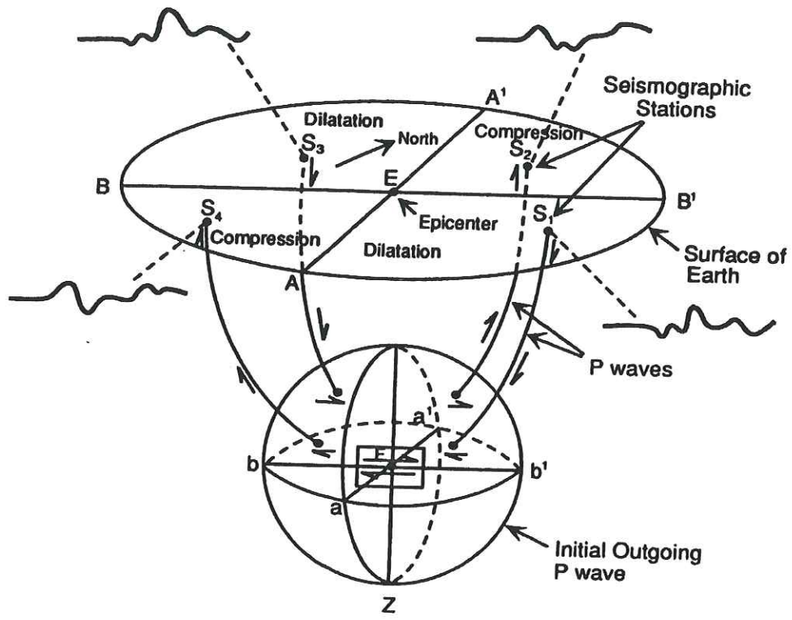


Figure 3.11: *Principe de construction des mécanismes au foyer.*

demi-sphère par l'azimut du site et l'angle d'émergence du rai à la source. Ainsi, puisque les mécanismes qui seront présentés ici, seront toujours sur la demi-sphère inférieure, il faudra prendre azimut et angle opposés. La sphère focale possédant une symétrie par rapport à son centre.

La première sélection des événements pour tracer les mécanismes au foyer a été faite sur la base d'un minimum de huit polarités. Ensuite les polarités qui posaient des problèmes pour la définition des plans nodaux ainsi que celles qui servaient à contraindre les plans nodaux ont été vérifiées et éventuellement corrigées.

Une fois tantes que les corrections de polarités faites, on s'est retrouvé avec une totalité de 73 mécanismes au foyer. Ces mécanismes ont été partagés en trois groupes selon leur qualité. Les solutions de qualité A sont caractérisées par deux plans nodaux bien contraints, ceux de qualité B par un plan bien contraint et un deuxième qui pourrait varier de 10° à 20° alors que pour les solutions de qualité C les paramètres des plans nodaux pourraient changer de 20° à 30°. Pour tracer les plans nodaux des mécanismes de qualité C, on a utilisé les paramètres définis pour les mécanismes de qualité A ou B situés à proximité.

Pour avoir un première idée sur la positions des plans nodaux, on a utilisé le programme FPFIT (Reasenberg et Oppenheimer, 1985). Finalement les plans nodaux possibles ont

été tracés manuellement.

3.8 Conclusions

L'installation d'un réseau sismologique pendant une période de deux mois dans la région de Ghir au Sud de l'Iran, nous a permis d'enregistrer 420 événements sismiques. Ces données ont servi pour la détermination de la structure de vitesse par minimisation du RMS moyen et par la méthode d'inversion 1-D.Ensuite nous avons employé la méthode fonction de transfert pour la détermination de la profondeur et de la vitesse au niveau du Moho dans la ceinture plissée simple du Zagros.

Etant donnée la densité du réseau (30 stations sur une superficie de 70 x 70 km^2), nous avons obtenu des localisations précises ($\pm$ 2 km) et 63 mécanismes au foyer contraints (plans nodaux détermines à ($\pm 20°$ en direction et pendage dans les cas les plus mauvais) qui vont permettre de situer les études et interprétations a l'échelle d'une faille et d'aborder le problème de son mode de fonctionnement dans son contexte tectonique en dehors de toute rupture sismique majeure.

Chapitre 4:

Répartition de la sismicité et mécanismes au foyer

Répartition de la sismicité et mécanismes au foyer

4.1 Introduction

Depuis longtemps de nombreux géologues et sismologues ont travaillé sur la sismicité et la sismotectonique de la chaîne plissée du Zagros. Cependant, il reste plusieurs questions sur la structure profonde et la profondeur des séismes dans cette partie active de l'Iran.

Il y a donc quelques questions auxquelles on tentera de répondre :

Le séisme de Ghir 1972 est-il sur une faille? Peut-on dire qu'il y a des failles cachées? Quelle est le pendage des failles inverses? Existe-il un décollement plat? Est-ce qu'il y a une relation entre les plis et des failles cachées ? La sismicité est-elle dans la couche sédimentaire? Existe-t-il une sismicité profonde montrant une subduction active?

Par la suite on essayera, en considérant les travaux des autre chercheurs et en utilisant nos données sismologiques locales, de répondre à ces questions.

4.2 Distribution de la microsismicité

4.2.1 Précision de la localisation

A partir des 416 événements localisés pendant la période du 10 novembre au 2 janvier nous avons construit des histogrammes (Figure 4.1) afin d'en connaître les principales caractéristiques. On peux voir que le RMS est essentiellement concentré entre 0,05 et 0,20. Les erreurs, horizontales et verticales, se situent entre 0 et 2 km. On peut dire donc que les erreurs de localisation sont essentiellement inférieures à 2 km. L'histogramme des GAP montre que la moitié des séismes est localisée à l'intérieur du réseau.

En examinant l'histogramme dessiné pour la magnitude des séismes (Figure 4.1) on peut voir que la magnitude varie entre 1 et 4 avec une importante concentration entre 1,5

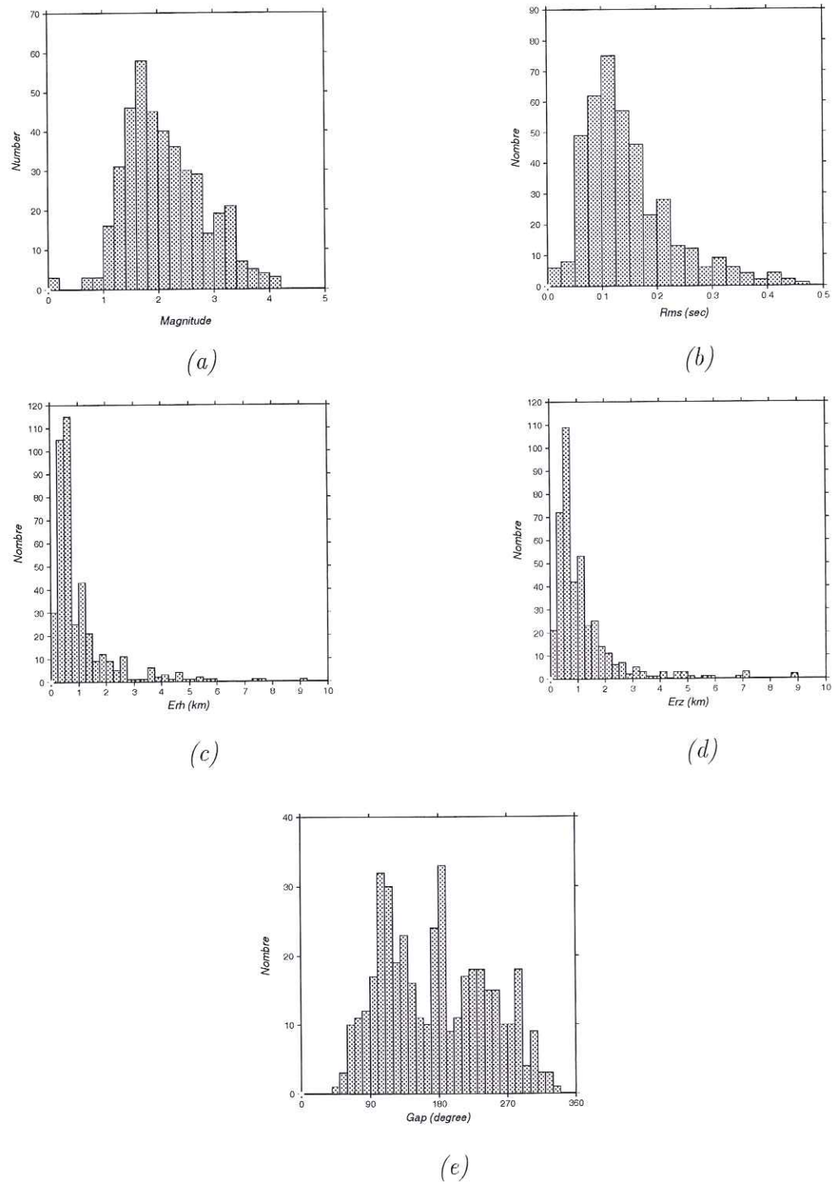


Figure 4.1: *Histogramme des données localisées pendant les mois du novembre et décembre 1997 en fonction de : (a) la Magnitude, (b) le RMS, (c) le ERH, (d) le ERZ et (e) le GAP.*

et 2,5. On peut donc déduire que le seuil de détection de notre réseau se situe pour les séismes de magnitude 1,5. Les plus grands séismes (Ml>4) enregistrés appartiennent à l'essaim de Karian (Figure 4.18). Les magnitudes rapportées par ISC, USGS et aussi le catalogue de Engdahl correspondent approximativement à celles que nous avons calculé ce qui nous donne une certaine confiance dans nos résultats (Tableau 4-?).

4.2.2 Profondeur des séismes

La question de la profondeur des séismes dans le Zagros est discutée depuis longtemps (Nowroozi, 1971; Bird et al., 1975; Niazi et al., 1978; Jackson et Fitch, 1981; Ni et Barazangi, 1986; Baker, 1993; Maggi et al., 2000). Les premières études sur la sismotectonique de l'Iran étaient limitées car la détermination de l'hypocentre des séismes était calculée avec la première arrivée des ondes P télésismiques. L'existence des séismes plus profonds que 50 km dans les catalogues ISC (International Seismic Centre) et USGS (U.S. Geological Survey), ont incité certains sismologues à proposer la subduction d'une plaque continentale Arabie sous l'Iran, dans la région du Zagros (Nowroozi, 1971; Bird et al, 1975; Moores et Twiss, 1995).

Nous savons bien que la profondeur focale déterminée par le temps d'arrivée des ondes télésismique seule, a une incertitude d'environ 50 km s'il n'y a pas d'ondes de profondeur pP (Jackson, 1999), il n'est donc pas possible de dire qu'un séisme se situe dans la croûte ou dans le manteau.

Depuis les études récentes de la sismicité du Zagros et grâce à la bonne précision (± 4 km pour la profondeur; Jackson, 1999) des nouvelles méthodes de modélisation des ondes de volume, on sait bien que tous les événements du Zagros de magnitude suffisamment importante pour être modélisés, se situent à une profondeur inférieure à 20 km (Jackson et Fitch, 1981 ; Ni et Barazangi, 1986, Baker, 1993 ; Maggi et al., 2000).

Mais en l'absence d'un réseau local et à cause de la faible couverture azimutale des stations sismologiques, ainsi que l'absence d'un modèle précis de structure de vitesse pour le Zagros, il reste encore une question à répondre : est-ce que les séismes se situent dans la couverture sédimentaire ou dans le socle? Nous essayerons répondre à cette question grâce aux données obtenues dans la partie centrale du Zagros.

L'histogramme dessiné pour la profondeur des séismes (Figure 4.2 a) dans la région d'étude, montre que la majorité de nos données sont localisées entre 9 et 15 km de profondeur avec un pic important à 11 km. Pour être sur que ce pic n'est pas dû à l'effet d'une interface à 11 km, on a relocalisé les séismes en utilisant un modèle de vitesse à plusieurs couches entre 0 et 12 km. En construisant l'histogramme à partir de ces nou-

velles localisations, on trouve qu'il y a toujours un maximum autour de 11 km (Figure 4.2 b).

Si nous examinons la distribution de la sismicité en fonction de la profondeur (Figure 4.3 a), à première vue, on trouve que la plupart de la sismicité se situe dans la croûte supérieure entre 9 et 15 km de profondeur sous la couche sédimentaire. Il n'y a pas beaucoup de séismes superficiels avec une profondeur inférieur à 8 km dans cette partie du Zagros. En examinant les séismes situés dans la couverture sédimentaire, nous avons trouvé que ces événements, de magnitude inférieure à 3, ne sont généralement pas enregistrés par beaucoup de stations. Ils ne sont pas donc localisés aussi précisément que les autres. Le résidu moyen pour ces séismes est 0,2 sec et des incertitudes théoriques moyennes sur la profondeur et la position épicentrale est environ de 2 km. Ces valeurs sont un peu plus importantes que la moyenne observée pour tous les séismes (Figure 4.1).

On a donc effectué une coupe identique à celle tracée précédemment en ne gardant seulement que les séismes localisés à mieux que 1 km horizontalement et en profondeur (Figure 4.3 b). La plupart des événements localisés à une profondeur inférieure à 8 km n'est pas conservée. Nous pouvons donc dire que dans cette région, la sismicité est concentrée essentiellement dans la partie supérieure du socle métamorphique, sous les sédiments.

4.2.3 Microsismicité: Présentation Générale

L'ensemble de ces événements est représenté sur la Figure (4.4). La distribution de la sismicité est assez diffuse mais elle semble être associée à plusieurs structures tectoniques montrant une direction NW-SE, parallèles à l'axe des plis. Ces structures ne sont pas associées à des failles visibles en surface. Un essaim important à l'Est du réseau, dans la région de Karian, est visible sur cette figure.

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, et avec un Rms <0,3 sec et Gap<280°, et comprenant au moins 6 phases. Les 319 séismes qui correspondent aux critères imposés sont représentés sur la Figure (4.5). On remarque qu'une grande partie des données localisées à l'extérieur de notre réseau est éliminée.

En examinant la carte de la sismicité nous pouvons distinguer plusieurs concentrations et alignement de sismicité significatifs. Tout d'abord une grande partie de la sismicité est concentrée au Sud et au Sud-Est de la ville de Ghir. Ces événements montrent un alignement dans la direction NW-SE. Plusieurs alignements parallèles à cette direction, mais situés plus au Nord et plus au Sud, sont visibles sur la carte de sismicité. Ces alignements d'épicentres sont séparés d'environ 10-15 km. Du fait de l'absence des failles en surface dans cette région, et considérant la profondeur de ces événements, on ne peut pas associer

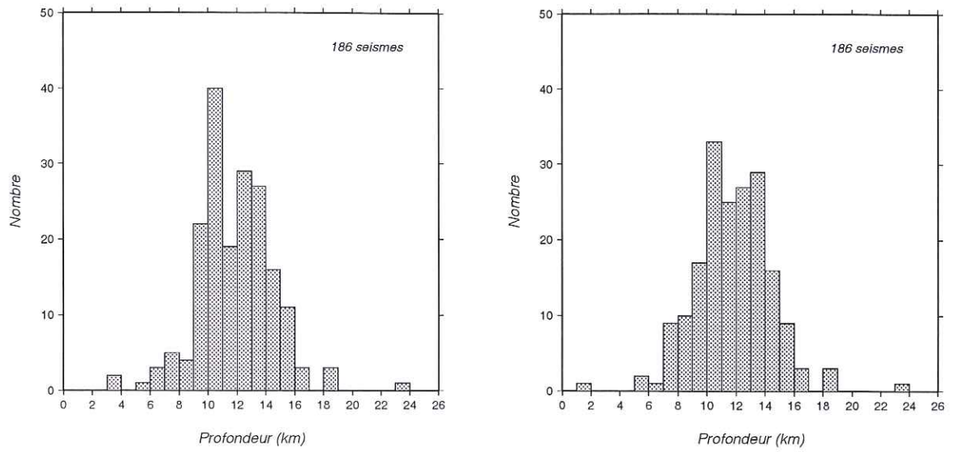


Figure 4.2: *Histogramme de la profondeur de nos données à partir du modèle final (a) et l'histogramme des données relocalisées à partir d'un modèle de vitesse à plusieurs couches entre 0 et 12 km (b). Les deux modèles utilisés sont présentés sur la figure (c).*

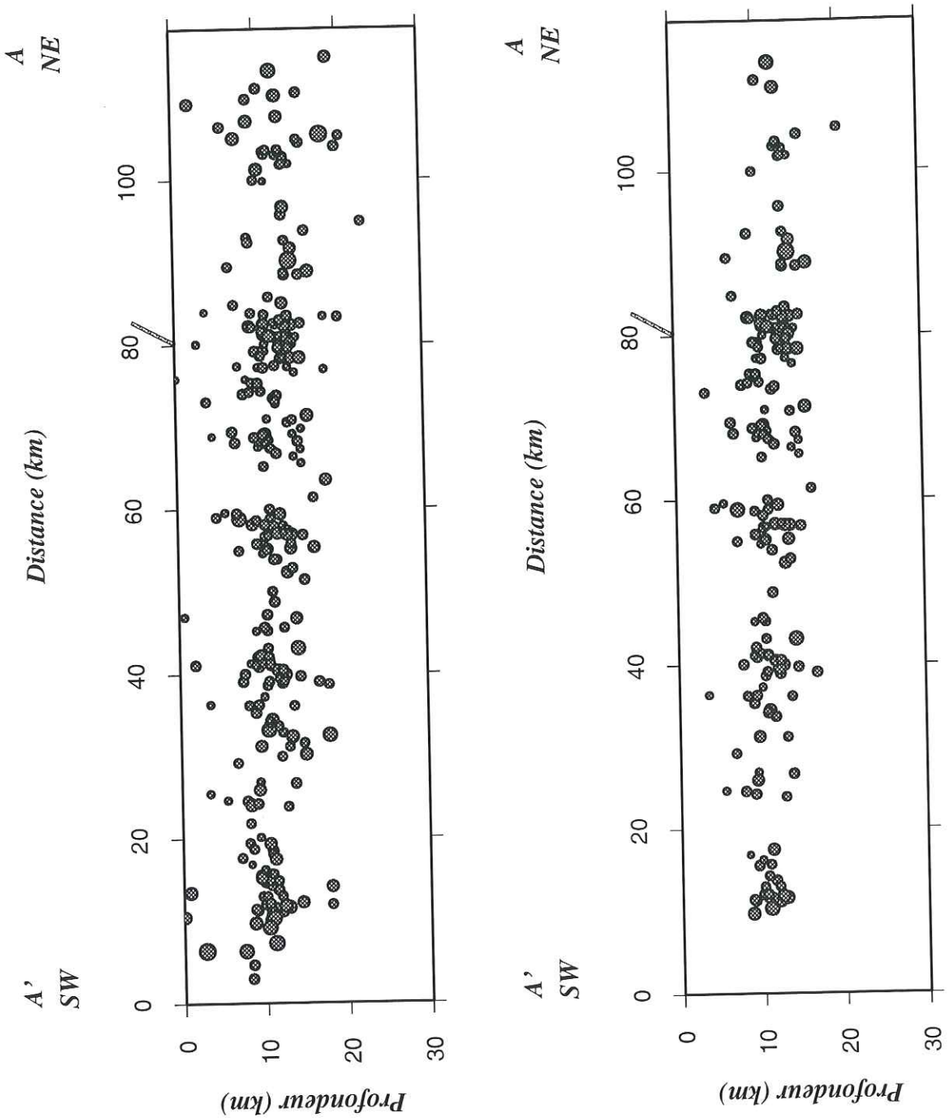


Figure 4.3: *Coupe SW-NE effectuée perpendiculairement à la distribution de la sismicité dans la région de Ghir-Karzine. (a) à partir de tous les séismes (416), (b) à partir des séismes localisé à mieux que 1 km horizontalement et en profondeur(208).*

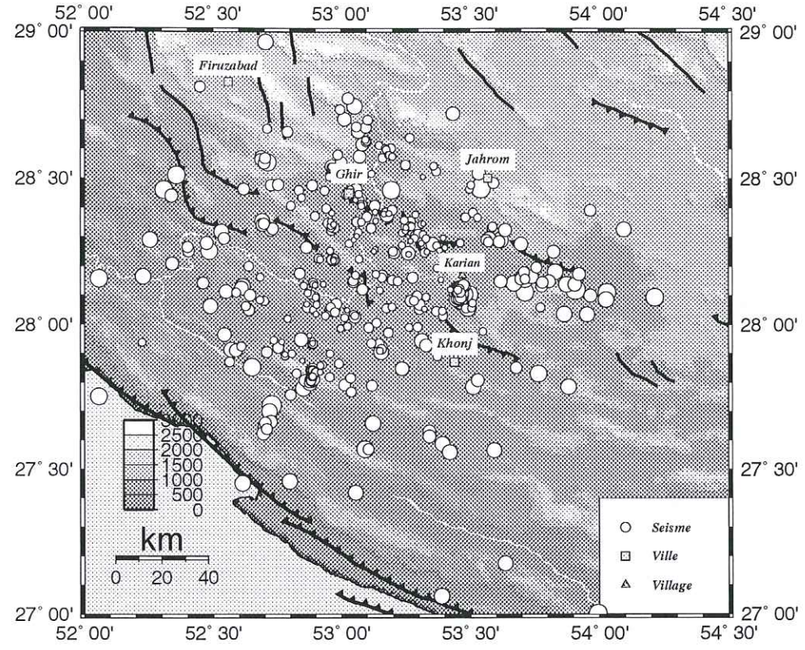


Figure 4.4: *Distribution de tous les 416 séismes localisée pendant les moins novembre et décembre 1997 dans la région de Ghir-Karzine.*

la distribution de la sismicité à des structures tectoniques en utilisant seulement la carte de sismicité.

A la terminaison SE de l'alignement de la sismicité au Sud-Est de Ghir, et environ 3 km au Sud du village de Karian, un groupe de séismes est constitué d'un séisme de magnitude 4,2 est de ses répliques. Au SW de la ville Khonj on remarque un alignement des épicentres dans la direction NW-SE avec un petite concentration de la sismicité au Sud-Ouest du village Baghan.

Sur la coupe générale dessinée pour cette région (Figure 4.3 a), quelques alignements de sismicité avec un pendage forte vers SE sont visibles.

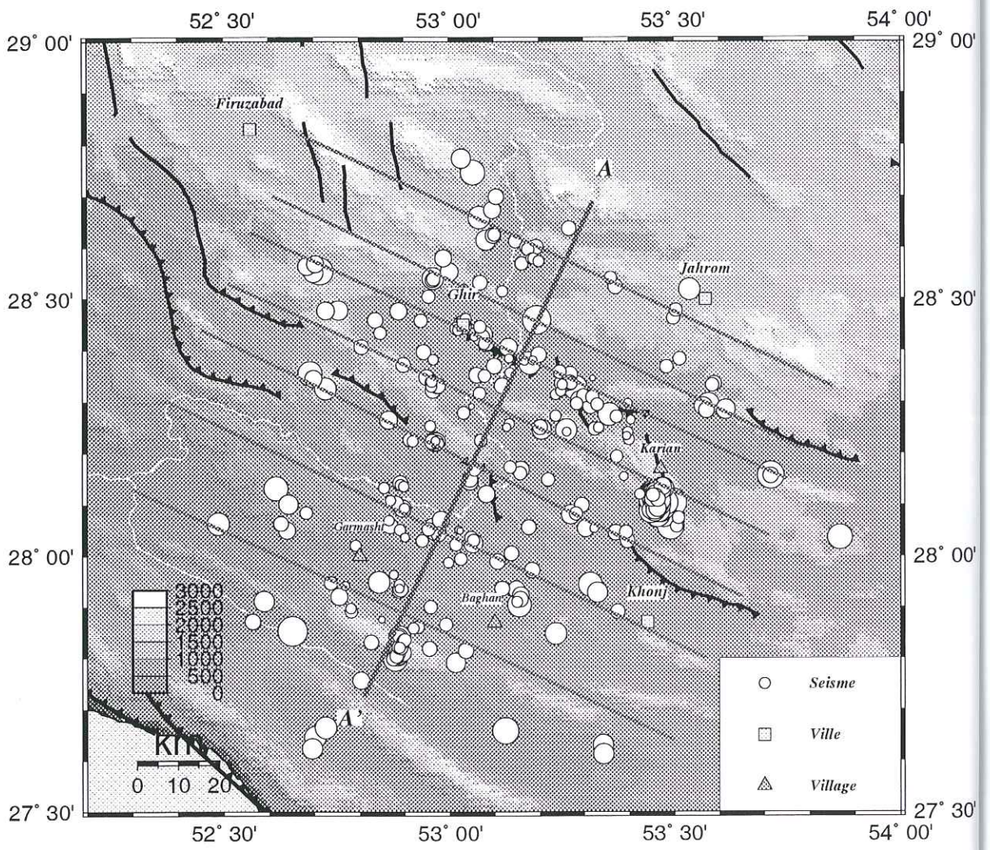


Figure 4.5: *Distribution des 319 événements localisées sélectionnées avec Erh<2 km, Erz<2 km, Rms<0,3 sec, Numéro de phases > 6, et Gap<280°.*

4.3 Résultats généraux des mécanismes au foyer

Nous avons calculé 73 mécanismes au foyer dans la région de Ghir-Karzin à partir les séismes pour lesquels nous possédions au moins 12 polarités (Annexes de Sismologie). Nous ne présentons que 37 mécanismes sur la figure (4.6), car nous avons supprimé environ 30 mécanismes de l'essaim situé au Sud de Karian, qui montrent tous la même solution.

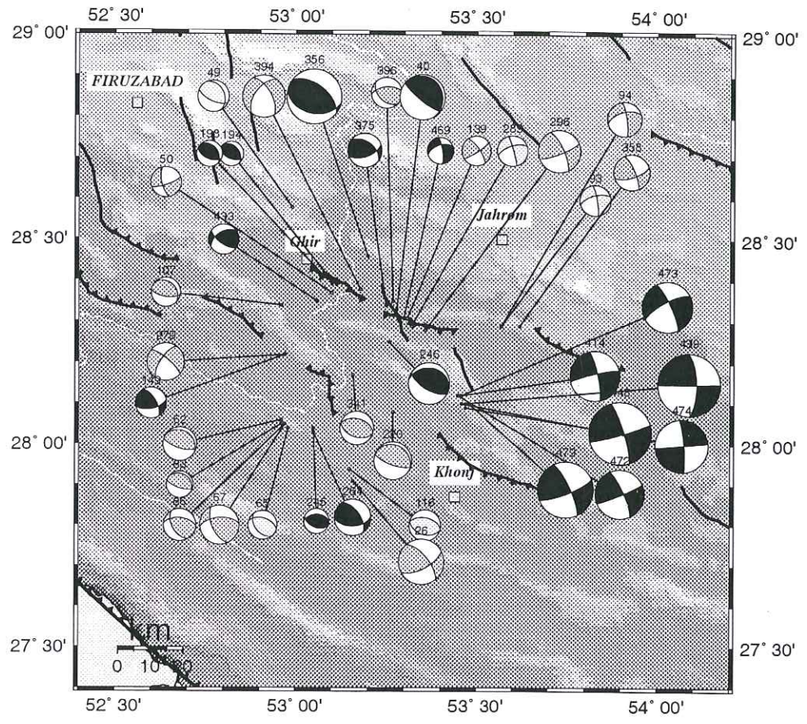


Figure 4.6: *Répartition des mécanismes au foyer à partir de nos données. Les mécanismes de qualité A sont représentés en noir, ceux de qualité B en gris alors que ceux de qualité C sont représentés en gris clair.*

Les solutions focales présentées sur la figure sont classées en 3 groupes de A au C selon leur qualité. Les solutions de qualité A sont caractérisées par deux plans nodaux bien contraints. Ceux de qualité B sont caractérisées par un plan bien contraint et un deuxième qui pourrait varier de 10° à 20°, alors que pour les solutions de qualité C les paramètres des plans nodaux pourraient changer de 20° à 30°.

Nous avons comparé les plans nodaux de chaque mécanisme avec ceux des mécanismes

qui sont situés à proximité.

Sur la Figure (4.6) nous observons des mécanismes en coulissage (dextre sur un plan orienté NW-SE), des mécanismes en chevauchement ou en chevauchement avec un composante du coulissage. Sauf deux mécanismes coulissage (n°149 et n°279) qui peuvent être associés à la terminaison de la faille Kare Bas, toute les autres solutions de coulissage sont limités a l'Est (essaim au Sud de Karian) et au Nord-Est de la région de Ghir. La distribution de la sismicité et la direction des structures de coulissage importantes comme le décrochement de Kare Bas et la zone de Sabz Pushan (Chapitre 2), nous incite à choisir la direction NNW-SSE ce qui implique un coulissage dextre.

La particularité de nos mécanismes par rapport aux CMT et aux mécanismes modélisés qui ne présentent que des mécanismes inverses, est la présence de coulissage dans cette partie du Zagros.

Après une présentation générale de la sismicité et des mécanismes au foyer dans la région de Ghir-Karzine, et en examinant la carte de la sismicité (Figure 4.5) qui montre plusieurs concentrations et alignements significatifs des séismes, nous diviserons la région d'étude en 3 parties que nous examinerons de manière plus précis.

4.4 Région autour de Ghir

4.4.1 La microsismicité

La distribution de la microsismicité autour de Ghir est fortement concentrée au SE de cette ville (Figure 4.5 et 4.7). La sismicité montre un alignement NW-SE parallèlement à l'axe des plis dans la région, avec une longueur d'environ 60 km. La magnitude des séismes varie entre 1,5 et 3,0 . Quelques alignements de sismicité se trouvent parallèlement un peu plus vers SW, avec une direction de N110°. Une autre concentration de la sismicité est visible a la terminaison d'alignement situé au SE de cette région à côté du village de Karian que l'on expliquera séparément par la suite.

Si nous comparons la distribution de la microsismicité avec celle des séismes importants instrumentaux de la région (Figure 4.8), on constate qu'il y a certaines ressemblances. Particulièrement le long de l'anticlinal de Surmeh, au Sud-Ouest de Ghir, il y a une concentration de nos données microsismiques et des séismes instrumentaux. Les deux catalogues montrent une direction d'environ N110°. La concentration de la microsismicité et de la sismicité instrumentale et l'existence d'un séisme historique autour de la ville de Ghir, nous indiquent que cet endroit est très actif.

Malgré l'existence de traces de failles en surface (Figure 4.7) , nous ne pouvons pas associer avec certitude cette sismicité à des failles actives. Les séismes sont localisés sous

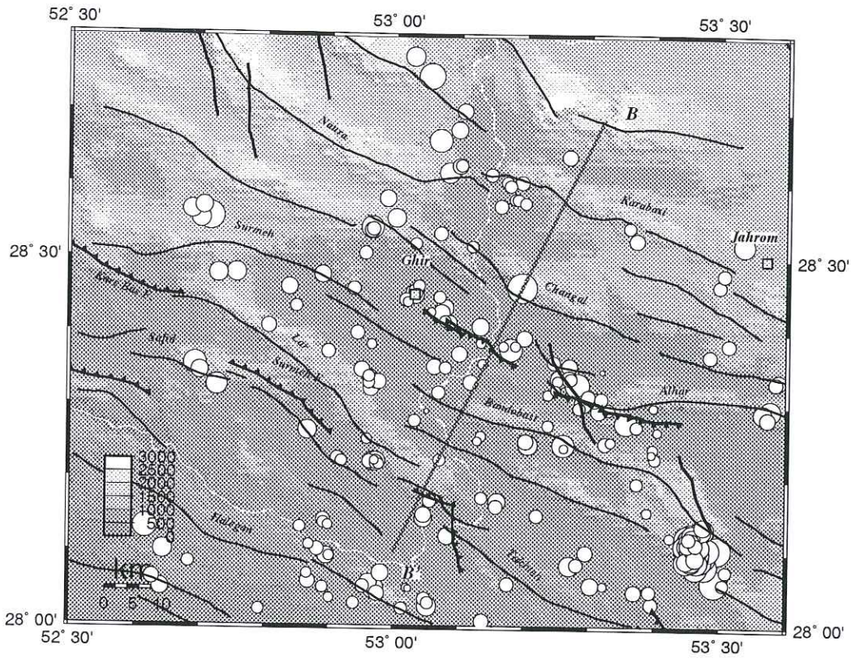


Figure 4.7: *La distribution de toute la microsismicité autour de Ghir à partir des 319 séismes sélelctionnées, enregistrées pendant les novembre et décembre 1997 dans une réseau sismologique local.*

la couche sédimentaire qui se déforme de manière ductile ou qui est découplée le socle par la couche de sel.

Pour tenter d'identifier l'origine de la microsismicité nous avons effectué une coupe perpendiculaire à la distribution de la sismicité dans la régions de Ghir (Figure 4.9). Un premier examen suggère que la plupart des événements sont localisés à une profondeur supérieure à 10 km, et donc dans le socle métamorphique. Sur la coupe, un essaim de séismes montre un alignement possible avec un pendage fort vers le SW. D'autres alignements de séismes avec un fort pendage vers le SW, sont visibles un peu plus vers Sud-Ouest. Au Nord-Est de Ghir, au moins deux alignements de sismicité avec une direction NW-SE sont aussi visibles. Mais le peu de sismicité enregistrée semble être trop diffuse pour permettre de préciser un plan de faille dans cette partie.

L'examen de la région de Ghir montre que la distribution de la microsismicité aussi bien en carte qu'en coupe, ne permet pas de déterminer des failles actives dans la région ou de préciser une relation entre les failles présentées sur la carte géologique et celles

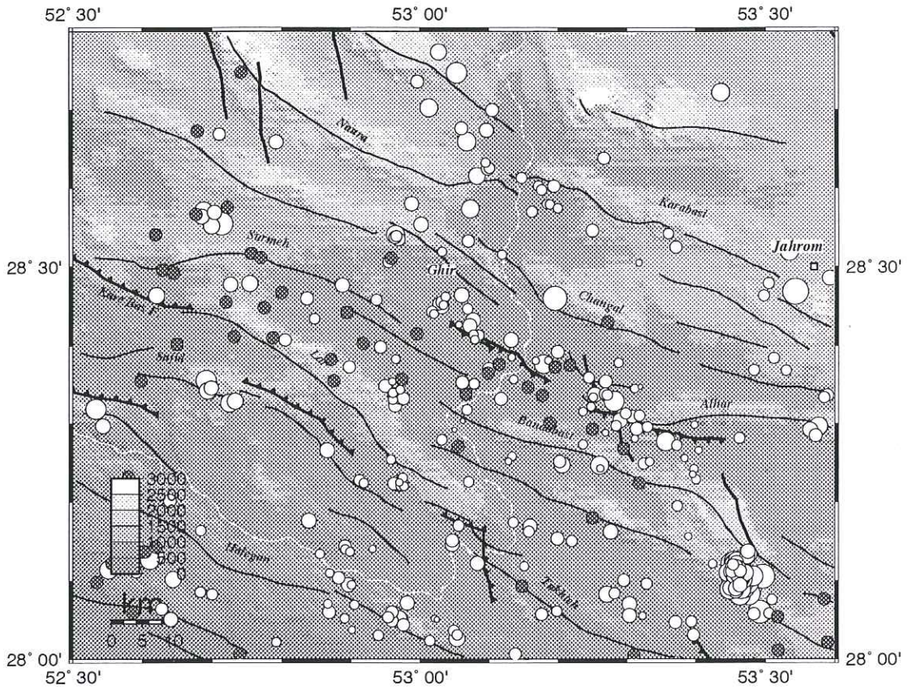


Figure 4.8: *L'ensemble de la sismicité instrumentale (>4,5) entre 1964 et 1998 (catalogue d'Engdahl, 1998) (cercle gris), et notre microsismicité pendant novembre et décembre 1997 (cercle blanc) dans la région de Ghir.*

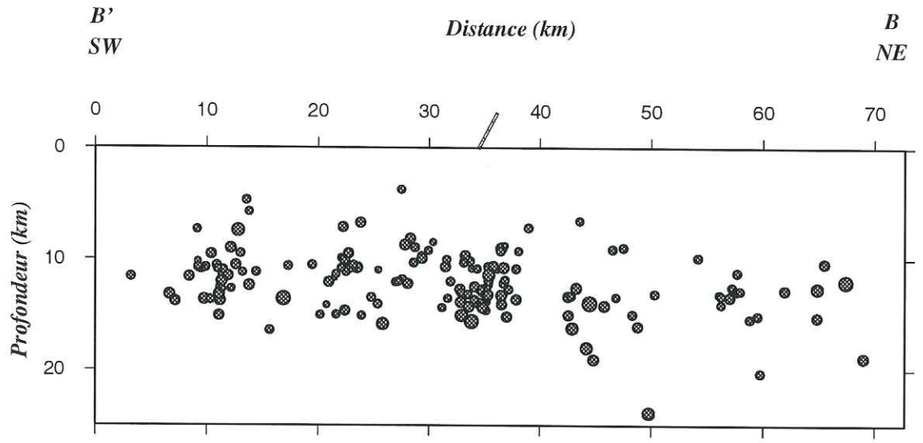


Figure 4.9: *Coupe SW-NE selon le profile B'-B (Figure 4.7) effectuée perpendiculairement à la distribution de 319 séismes sélectionnés (Erz et Erh <2 km, Rms<0,3 s) dans la région de Ghir-Karzine. Les traces de failles en surface sont aussi représentées.*

déduites par distribution de la microsismicité. Nous ne pouvons pas établir un rapport clair entre des structures actives en profondeur et les failles observées en surface.

4.4.2 Mécanismes au foyer

D'abord nous re-examinons les mécanismes au foyer calculés par la méthode CMT et modélisés (Jackson et Fitch, 1981; Chandra, 1984; Baker, 1993; Maggi et al., 2000) et aussi ceux calculés à partir des polarité de première arrivée des ondes P (McKenzie, 1972) dans la région de Ghir (Figure 4.10). On observe qu'à l'exception du séisme le plus récent (n°000301), tous les autres mécanismes autour de Ghir montrent un chevauchement de direction NW-SE avec un pendage fort vers NE et un pendage faible vers SW.

Le premier mécanisme de cette région, est celui du séisme de 1968 qui a été calculé par McKenzie (1972). Le séisme de 1972 (Ms=6,9) montre un mécanisme chevauchant calculé à partir de la polarité des premières arrivées et la méthode de l'angle de polarisation des ondes S, alors que le séisme 1968 de magnitude Mb=5,8 montre un mécanisme différent par la méthode de l'angle de polarisation des ondes S (Figure 4.11).

Les angles de polarisation des ondes S obtenues pour le séisme de 1968 sont tout à fait différents de ceux obtenus pour le séisme de 1972 (Dewey et Grantz, 1973). Ils montrent le minimum de variance pour un mécanisme de coulissage comprenant des plans nodaux orientés N30°W et N60°E (Figure 4.11).

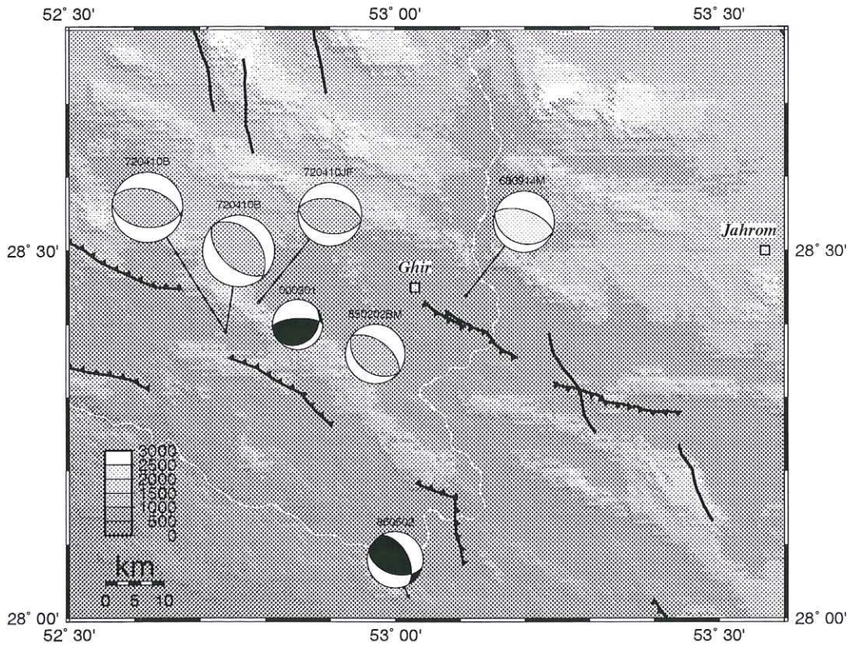


Figure 4.10: *Mécanismes focaux construits par la méthode CMT (noir) ainsi que mécanismes modélisés (gris fonce)(Jackson et Fitch, 1981; Chandra, 1984; Baker, 1993; Maggi et al., 2000) et mécanismes construit basés sur la polarité de la première arrivée des ondes P (gris clair)(McKenzie, 1972).*

En examinant les mécanismes au foyer calculés pour la région autour de Ghir (Figure 4.12), nous remarquons que les mécanismes au SE de Ghir forment deux groupes de caractéristiques différentes. Le groupe situé à l'Ouest de 53,30°E est très homogène puisque tous les mécanismes excepté le n°394 montrent une compression de la direction NW-SE. Comme nous observons sur la Figure (4.12) plus vers SE le long de cet alignement, les mécanismes chevauchant deviennent progressivement d'abord chevauchement avec une composante de coulissage (n°375, n°396) et puis à partir de l'Est de 53,30°E, ils deviennent du coulissage (n°469, n°139, n°289, et n°296). Ces mécanismes peuvent associer à la zone décrochant NW-SE du Sabz Pushan qui passe par l'Est de Ghir (Figure 4.12).

L'alignement existant au Nord de la ville de Ghir montre les mêmes caractéristiques que celui situé au Sud-Est de cette ville. Comme précédemment, le groupe situé à l'Ouest de cet alignement (Figure 4.12) montrent chevauchement (n°49 et n°356), et celui l'Est

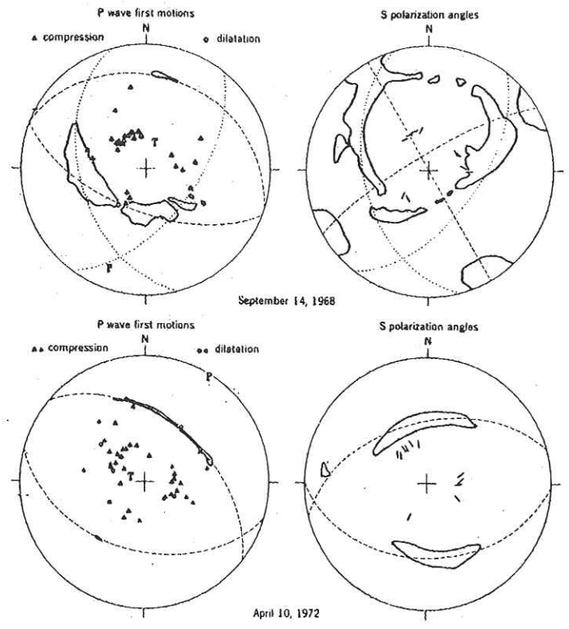


Figure 4.11: *Les mécanismes construit pour les séismes de 1968 et 1972 basé sur la polarité de premier arrive des ondes P et la méthode des angles de polarisation des ondes S (Dewey et Grantz, 1973).*

montrent du coulissage (n°94, n°93 et n°358).

A partir des mécanismes de coulissage que l'on a construit à l'Est de Ghir, et en considérant le sens de déflection des axes d'anticlinaux dans cette région, on peut proposer que cette zone est affectée par un coulissage dextre d'orientation NW-SE. Ce sens confirme le mécanisme qui a été calculé pour l'événement de 1968 par la méthode des angles de polarisation des ondes S (Dewey et Grantz, 1973).

Au Sud de Ghir on observe encore que nous avons des mécanismes de chevauchement pour les séismes présentés a l'Ouest de 53,30°E (n°107, n°246,n°341,et n°220). Les seules exceptions sont les mécanismes n°279, et n°149 qui montrent du coulissage associé à raccourcissement . Ces mécanismes sont associés au décrochement N-S du Kare Bas qui à côté de Ghir tourne vers SE pour former la faille de socle de Ghir. Un mouvement de coulissage NW-SE à côte de ces séismes est visible et fait tourner le tracé de faille en surface et aussi les axes des anticlinaux de Lar et Safid d'une manière dextre avec une direction NW-SE.

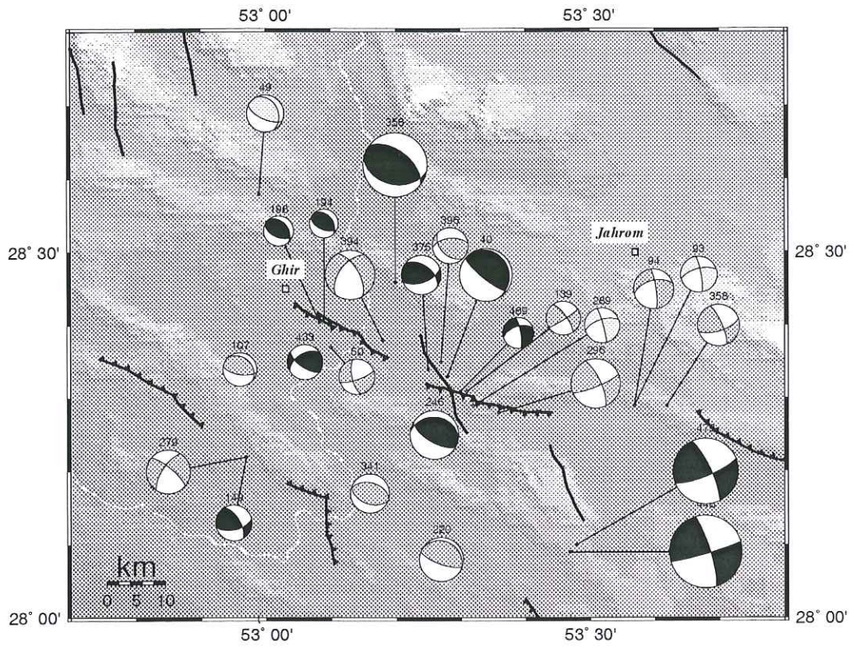


Figure 4.12: *Les mécanismes au foyer qui nous avons calculé pour la région de Ghir.*

La coupe des mécanismes que l'on a effectué perpendiculairement à la distribution de la sismicité est présentée sur la Figure (4.13). Sur cette coupe on peut voir que la plupart des mécanismes montre un plan plongeant vers NE et un autre plan plongeant vers SW. Les mécanismes n°40, n°194, n°198, et n° 375 montrent bien un alignement vers SW. Un peut plus vers SW les deux mécanismes n°433 et n°246 sont aussi bien sur un alignement plongeant vers SW. Le trace d'une faille en surface suivre la direction de plan de pendage vers SW de ces mécanismes.

Les mécanismes n°107, n°220, et n°341 sont situés sur des alignements de la sismicité qui montrent un pendage plus probable vers SW.

En examinant cette coupe et en considérant la coupe tracée pour la sismicité dans cette région (Figure 4.9), nous pouvons proposer que l'existence des failles de pendage vers SW est plus probable que vers NE.

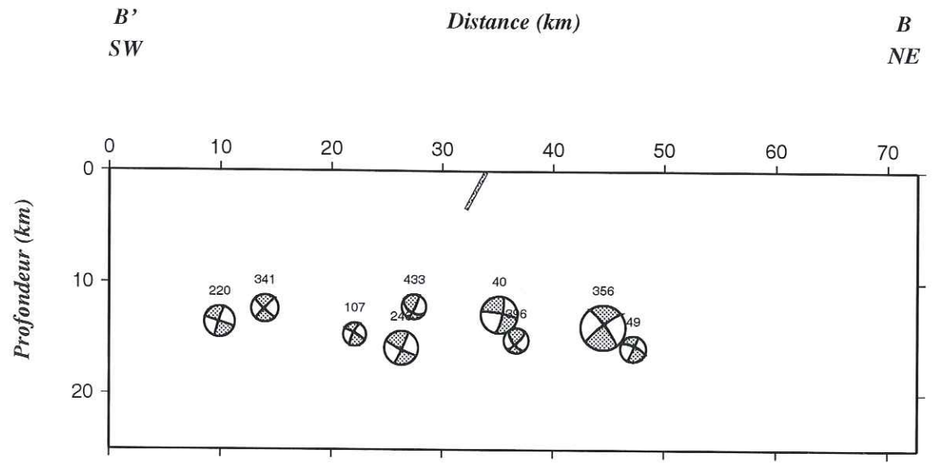


Figure 4.13: *Coupe SW-NE selon le profile B'-B (Figure 4.7) effectuée perpendiculairement à la distribution de la sismicité dans la région de Ghir.*

4.5 Région de Khonj

4.5.1 La sismicité

Plus vers Sud, après une lacune de sismicité de 15-20 km, des événements s'alignent dans une direction approximativement N110°, au NW et à l'Ouest de la ville de Khonj. Cet alignement de séismes (Figure 4.14), est parallèle aux axes de plis et aux failles en surface. Au NW de Khonj on remarque quelques failles inverses avec un pendage vers SW qui semblent être associées aux séismes.

En examinant la carte de sismicité instrumentale et historique pour la région de Ghir-Karzine (Chapitre 2), on peut dire que la région de Khonj est moins active que la région de Ghir. La seule concentration de sismicité visible est située à l'Est de Khonj. Un alignement de séismes d'une orientation NW-SE est présent du Sud-Ouest au Sud-Est de cette ville. Il n'y a aucune sismicité historique autour de Khonj.

La distribution de la sismicité sur la coupe effectuée selon le profil C-C' (Figure 4.14) montre que toute la sismicité est située dans le socle, jusqu'à une profondeur d'environ 18 km (Figure 4.15). La distribution des séismes sur cette coupe permet de suggérer un alignement des événements avec un pendage fort vers SW à l'Ouest de Khonj.

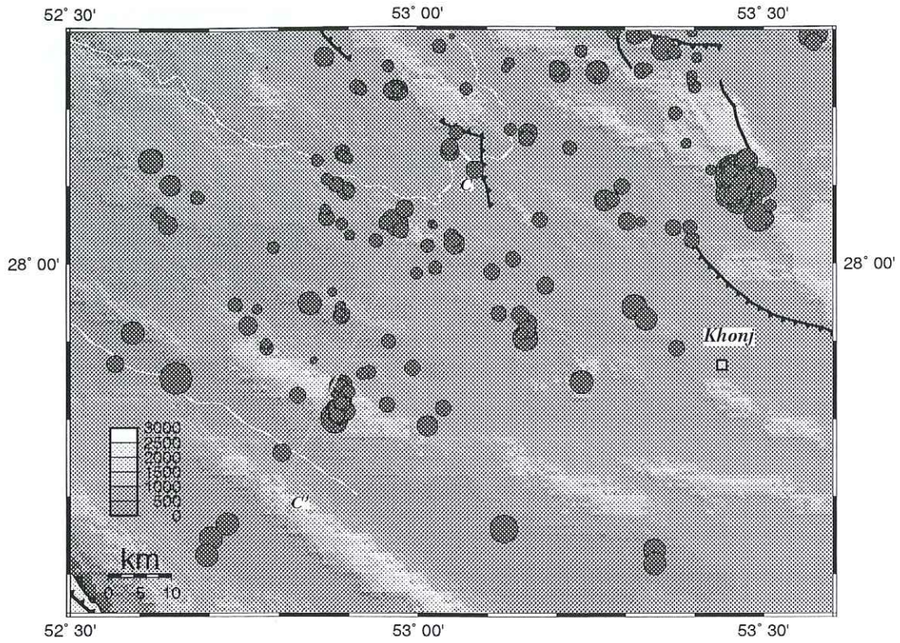


Figure 4.14: *Distribution de la sismicité au NW et à l'Ouest de Khonj.*

4.5.2 Mécanisme au foyer

Les mécanismes au foyer calculés, ainsi que ceux calculés par la méthode CMT et la modélisation des ondes de volume (Chandra, 1984; Baker, 1993) sont représentés sur la Figure (4.16). Au NW et à l'Ouest de Khonj nos données montrent deux mécanismes différents, soit du chevauchement pur (n°62, n°63, n°116, n°245) soit du chevauchement avec un composante de coulissage (n°26, n°65, n°66, n°67, n°264).

Tous les mécanismes montrent un plan NW-SE parallèle à la distribution de la sismicité, avec un pendage fort vers SW. La deuxième plan d'une direction de E-W au NW-SE montrent un pendage faible vers N-NE.

Si on compare les mécanismes calculés par la méthode CMT que ceux modélisés (Figure 4.16 a), avec ceux que nous avons calculés (Figure 4.16 b), on peut voir que tous ces mécanismes sont du chevauchement le long d'une direction NW-SE. Mais on remarque que les mécanismes construits par la méthode CMT, ainsi que ceux modélisés, au contraire de la plupart des mécanismes de notre campagne, montrent un pendage fort vers NE et un pendage faible vers SW.

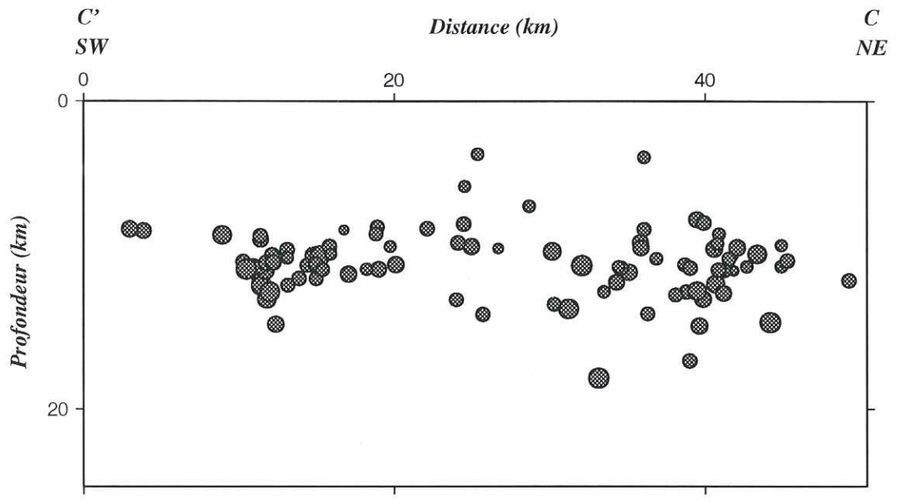
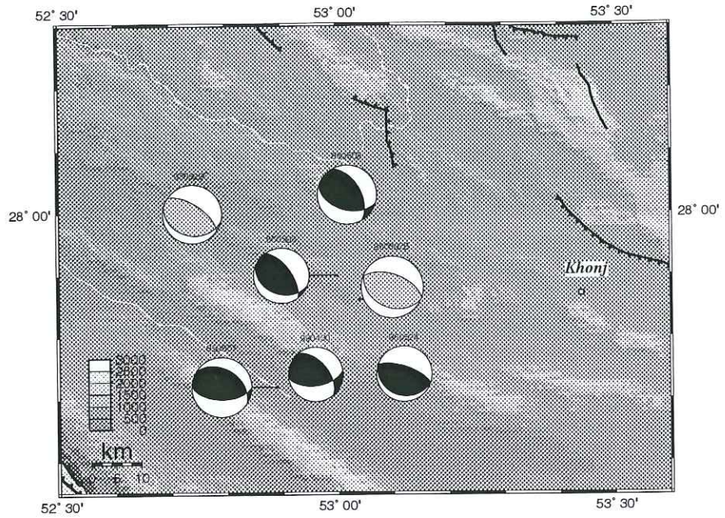


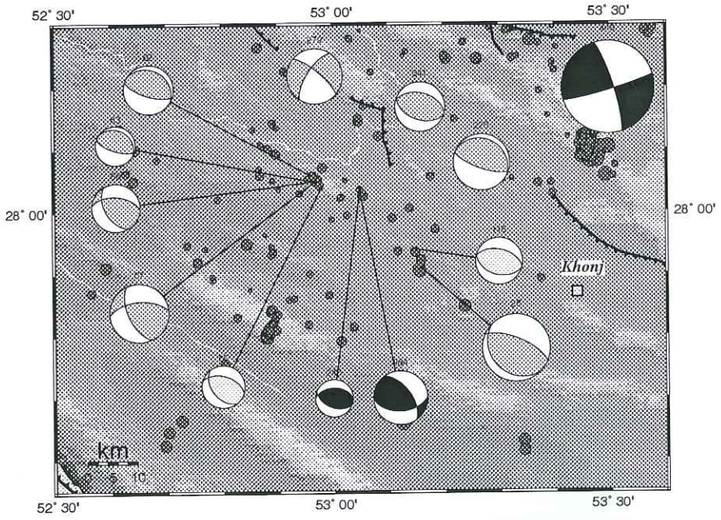
Figure 4.15: *Coupe effectué perpendiculairement à la microsismicité dans le NW et à l'Ouest de Khonj selon le profile C-C' figure (4.14).*

Pour en savoir plus sur le pendage des failles présentes au NW et à l'Ouest de Khonj, nous avons effectué une coupe perpendiculaire à la sismicité sur laquelle nous présentons les mécanismes au foyer (Figure 4.17). En examinant cette coupe et en considérant la coupe tracée pour la sismicité dans cette région (Figure 4.15) et aussi bien la coupe générale tracée pour la région de Ghir-Karzine (Figure 4.3 a), on peut proposer qu'une faille de pendage SW est plus probable que vers le NE.

Par ailleurs, il faut noter que du fait de la mauvaise localisation des séismes par Harvard (CMT), on peut pas bien comparer nos mécanismes avec les CMT. Sur la Figure (4.16) nous observons qu'il y a des incertitude d'environs 25 km (pour le séisme n°850807) et 45 km (pour le séisme n°930329) entre la position présentée par Harvard et ceux modélisés par Baker (1993) et Chandra (1984) et localisés par Engdahl (1998).



(a)



(b)

Figure 4.16: *Les mécanismes au foyer construits par la méthode CMT et la méthode modélisé (a)(Chandra, 1984 ; Baker, 1993) et ceux qui nous avons calculés pour la région de Khonj (b).*

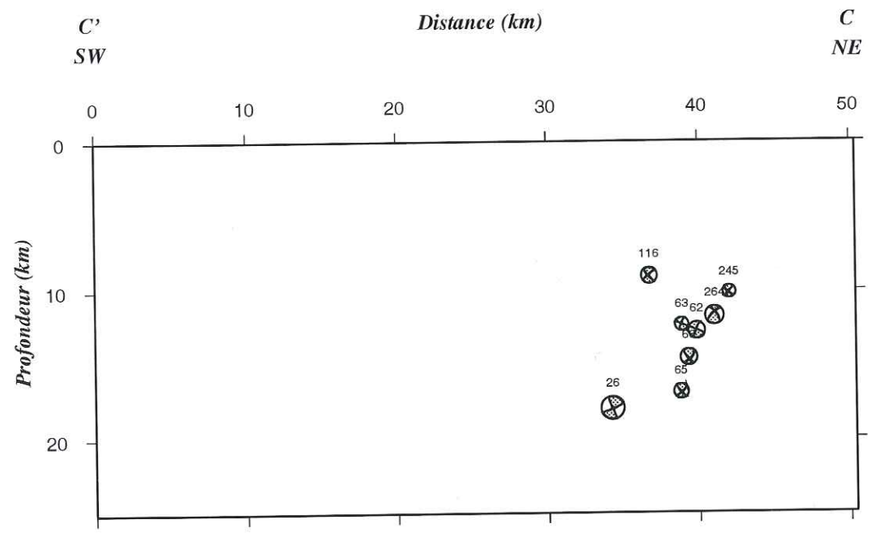


Figure 4.17: *Coupe effectuée perpendiculairement à la distribution de la sismicité dans la région de Khonj selon le profile C'-C (Figure 4.14). Les traces de failles aussi sont représentés.*

4.6 Région de Karian

Comme nous l'avons mentionné précédemment, à la terminaison de l'alignement de la sismicité au Sud-Est de Ghir, et autour du village Karian, il y a un groupe de séismes constitué essentiellement d'un séisme de magnitude 4,2 et de ses répliques (Figure 4.4). À la différence des autres alignements dans la région, qui montrent une direction approximativement N110°, la distribution des épicentres s'aligne suivant une direction N165° (Figure 4.18).

A l'examen de la distribution temporelle des séismes dans cet essaim, on constate que l'activité sismique dans cette région a commencé au Nord et puis elle a migré vers S-SE (Figure 4.18). L'activité a commencé par le séisme du 22 décembre (Ml=4,10) au Sud du village Karian. A l'exception de quelques petits séismes, il n'y avait aucune sismicité avant le séisme du 22 décembre. Ce premier événement ainsi que ses répliques, peut être considéré comme le précurseur d'un séisme légèrement plus fort (Ml=4,20) qui s'est produit le 26 décembre, au SE du premier. Ce deuxième événement a été suivi de beaucoup de répliques, montrant une migration vers SE. Il semble que les répliques suivantes sont distribuées autour du séisme principal et vers le SE.

Pour effectuer une coupe perpendiculaire au plan de faille qui est mal déterminée par la distribution de ces séismes et de leurs répliques, on a construit l'histogramme montrant la

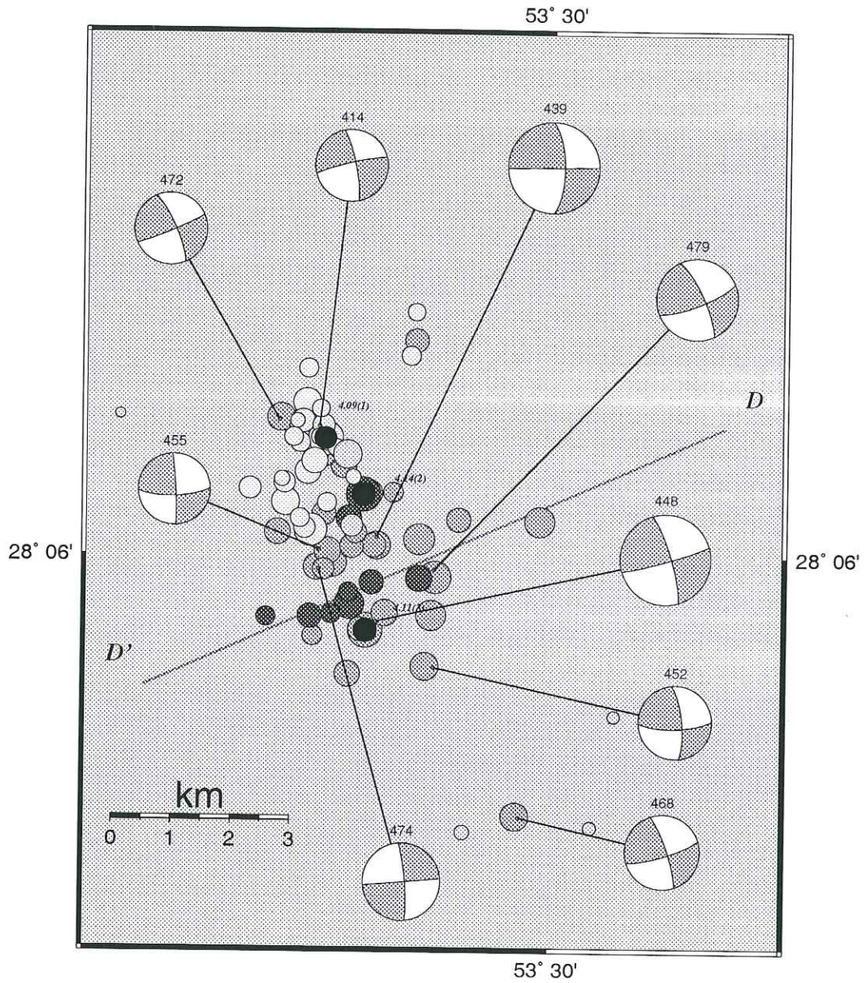


Figure 4.18: *Mécanismes au foyer et distribution de la sismicité autour du village de Karian. Le séisme principal (Ml=4,2) et ses répliques sont présentés en gris, les événements avant le séisme principal et après un séisme du magnitude Ml=4,09 en gris clair et le troisième séisme important (Ml=4.11) et ses répliques se présentent en gris fonce. Des mécanismes focaux calculés pour cette région tous montrent du coulissage dextre sur un plan orienté NNW-SSE.*

direction dominante des plans nodaux de tous les mécanismes au foyer calculés dans cette région (Figure 4.19). Ceci nous donnera l'azimut probable du plan possible de faille du séisme principal. Cet histogramme montre une direction N165° pour les plans de failles. On a donc effectué une coupe perpendiculaire à cette direction qui montre une alignement de sismicité avec un pendage fort vers NE (Figure 4.20). En examinant la distribution temporelle de la sismicité sur la coupe, on constate que l'activité a commencé d'abord à la profondeur de 10 km et puis a migré plus profondément.

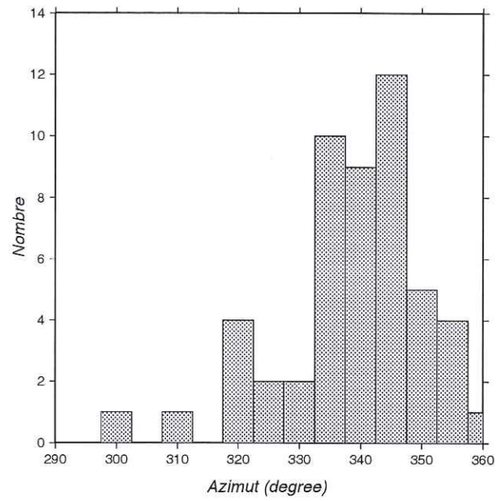


Figure 4.19: *Histogramme des plans nodaux principaux (entre 0 et 180°) de tous les mécanismes en coulissage dans le essaim de Karian. Cet histogramme montre que le plan de faille a probablement une direction N165°.*

L'examen temporel des séismes sur la carte et sur la coupe (Séismes n° 1, 2 et 3) nous montre que l'activité a commencé au début au Sud de Karian avec un séisme de magnitude Ml=4,10 à 11 km de profondeur, puis elle a migré vers SE et en profondeur. Ensuit la sismicité a continué plus vers le SE et à une profondeur d'environ 15 km (Figures 4.18, 4.20).

On remarque que l'essaim de Karian est situé complètement dans le socle métamorphique, et il n'y a aucune évidence d'activité sismique dans la croûte sédimentaire dans

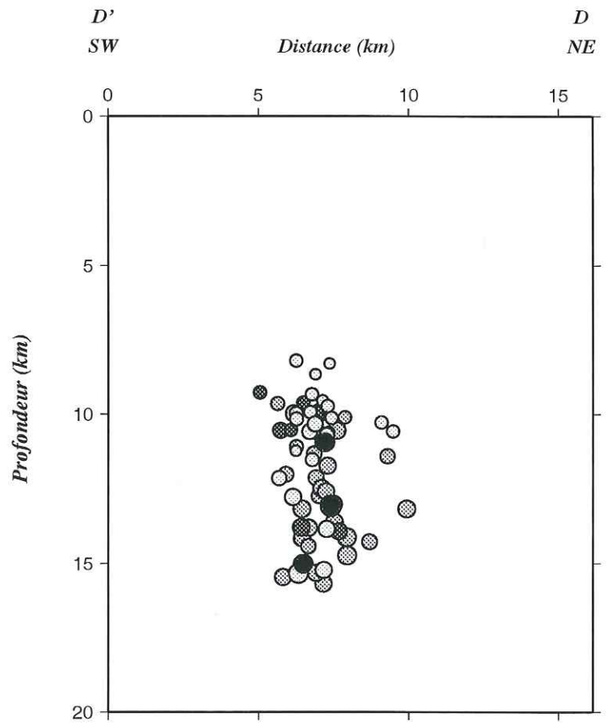


Figure 4.20: *Coupe effectuée perpendiculairement à la distribution de la sismicité selon de profile D-D' la Figure (4.18) dans la région de Karian. Les couleurs des séismes ont été choisies comme la Figure (4.18).*

cette région.

On remarque que tous les mécanisme au foyer construit pour l'essaim situé au Sud de Karian sont du coulissage dextre (Figures 4.6 et 4.18), mais nous ne pouvons comparer à aucun mécanisme calculé par la méthode CMT ou modélisé.

4.7 Conclusion

L'étude des données microsismiques recueillies en Zagros Central (région de Ghir-Karzin) a mis en évidence les information suivantes :

- La distribution de la sismicité est diffuse mais elle semble suivre la direction de plusieurs structures tectoniques orientées NW-SE, parallèle à l'axe des plis. L'examen de la microsismicité montre plusieurs concentrations et alignements de sismicité significatifs similaire à ceux obtenués pour les répliques du séismes de 1972.

- L'espacement entre ces alignements est différent de l'espacement entre l'axe des plis, indiquant qu'il n'y a pas de relation entre des failles cachées situées au dessous et le plissement en surface.

- La distribution de la sismicité sur la coupe montre que la majorité de nos données sont localisées entre 9 et 15 km de profondeur c'est à dire dans le socle supérieur métamorphique. Cette distribution indique plusieurs alignements montrant un plongement fort vers SW.

- Les mécanismes au foyer que nous avons calculé montrent deux caractéristiques différentes : les mécanismes de coulissage et les mécanismes indiquant des failles inverses. Les mécanismes inverses, aussi que le pendage de la sismicité associée, suggèrent un plongement vers SW.

- Les mécanismes de coulissage qui se présentent à l'est de la ville de Ghir, aussi que l'existence de la seul rivière dans la région recoupant les plis, et le décalage des axes de plis de manière dextre, suggèrent de l'existence d'une zone de coulissage dans cette partie du Zagros. Cette zone est probablement la zone de décrochement du Sabz Pushan.

Chapitre 5:

Épaisseur de la croûte par la fonction de transfert télésismique

Épaisseur de la croûte par la Fonction de transfert télésismique

La lithosphère se compose de deux domaines bien distincts, la croûte et le manteau, qui ont des caractéristiques chimiques, pétrologiques et élastiques très différentes. L'interface qui sépare la croûte du manteau est associée à la discontinuité de vitesse la plus importante de la lithosphère. Mise en évidence par Mohorovicic en 1909, elle est désignée par le terme de Moho. Du fait de l'existence d'une importante discontinuité de vitesse associée au Moho, une partie de l'énergie de l'onde P télésismique qui traverse le Moho, est convertie en onde Sv (Ps). Nous allons plus particulièrement chercher cette phase pour estimer l'épaisseur du Moho dans les régions d'études. Son retard par rapport à l'onde P incidente permet de calculer le profondeur du Moho.

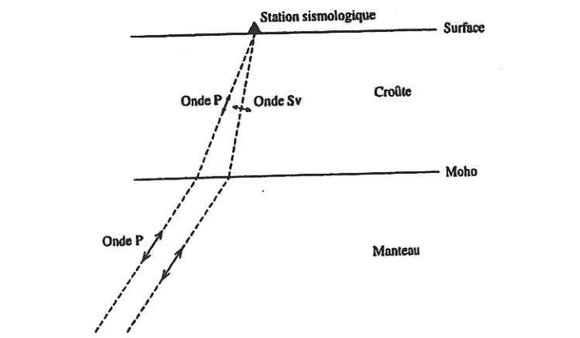
5.1 Principe

Considérons une onde P télésismique incidente sur une discontinuité de vitesse plane, séparant deux milieux homogènes. Elle donne naissance à quatre type d'ondes : deux ondes réfléchies et deux ondes transmises de type P et Sv. L'onde transmise de type Sv est appelée onde convertie Ps. Nous considérons le cas où une onde P et une onde P, convertie au Moho en une onde Sv, ont été enregistrées par une station sismologique. Sur la Figure (5.1) en haut, nous avons schématisé cette situation en omettant les ondes réfléchies pour préserver la clarté de la figure. Sur cette même figure en bas à gauche, sont présentées les composantes verticale et radiale d'un sismogramme synthétique correspondant à une arrivée P télésismique à une incidence subverticale pour une croûte de 68 km d'épaisseur. On note la présence de l'onde directe P polarisée pratiquement verticalement, ce qui se traduit par sa faible amplitude sur la composante radiale par rapport à celle sur la composante verticale. On remarque aussi une arrivée secondaire aux alentours de 8 secondes après P, polarisée horizontalement. Cette seconde arrivée correspond à l'onde Ps convertie au Moho, elle est de très faible amplitude par rapport à l'onde P. Dans ce schéma, la profondeur de l'interface H et le délai entre l'onde P direct et l'onde Ps, $\delta(Ps - P)$, sont

liés par la relation :

$$\delta(P_s - P) = \frac{H}{Vp}\left(\frac{Vp}{Vs}cosj - cosi\right) \tag{5.1}$$

où j et i sont les angles d'incidence des ondes Ps et P au Moho, et Vp et Vs les vitesses moyennes des ondes P et S dans la croûte. La détermination du délai $\delta(Ps - P)$ permet moyennant quelques hypothèses sur les vitesses de propagation de calculer la profondeur de l'interface.



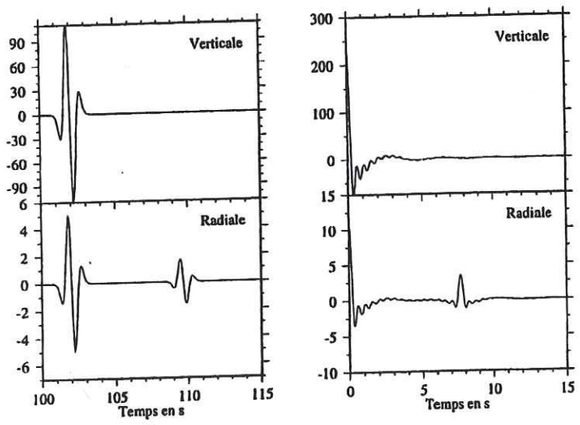


Figure 5.1: *En haut, exemple de conversion d'une onde P en onde S à la base de la croûte. En bas, composantes verticale d'un sismogramme synthétique et de sa fonction récepteur.*

L'onde qui arrive à la station est enregistrée sur trois composantes : Verticale, Nord-Sud, et Est-Ouest. Ces enregistrements peuvent ensuite être amenés par rotation dans le repère Vertical, Radial et Transversal associé à chaque événement. Il est alors possible d'écrire les déplacements de chaque composante comme la convolution dans le domaine temporel d'une Source, du chemin parcouru et de l'instrument :

$$d_v(t) = i(t) * s(t) * e_v(t) \tag{5.2}$$

$$d_r(t) = i(t) * s(t) * e_r(t) \tag{5.3}$$

$$d_t(t) = i(t) * s(t) * e_t(t) \tag{5.4}$$

où s(t) représente la fonction source en temps des ondes concernées, i(t) est la réponse impulsionnelle de l'instrument et $e_v(t)$, $e_r(t)$, et $e_t(t)$ représentent les réponses impulsionnelle des structures, dite les fonctions récepteurs respectivement verticale, radiale, et tangentielle.

A des distances épicentrales pour lesquelles il n'y a pas de triplication ou de caustique, la composante verticale du déplacement du sol pour des téléséimes profonds apparaît souvent très simple. Elle se compose d'une arrivée principale très énergétique suivi d'arrivées secondaires mineures due a des réverbérations crustales et à la présence de phases convertie (Langston, 1979; Baumont, 1999) . L'expression du déplacement vertical se réduit à :

$$d_v(t) \simeq i(t) * s(t) \tag{5.5}$$

Ceci est illustré sur la Figure (5.1) en bas à gauche, où la composante verticale du sismogramme se compose essentiellement d'une arrivée P directe.

La base de la méthode repose sur cette observation directe du terme $i(t) * s(t)$. La réponse impulsionnelle de la structure peut donc être déterminée par déconvolution des composantes horizontales par la composante verticale. Plusieurs approches existent mais il ne s'agit pas ici de présenter les différentes techniques qui ont été développées. La méthode que nous utiliserons est basée sur le calcul du rapport spectral de la composante radiale et de la composante verticale proposée par Langston (1979) et Ammon (1991), utilisant des techniques présentées par Helmberger et Winggins (1971), et Dey-Sarkar et Wiggins (1976) pour le seuillage de l'autospectre et détermination de la déconvolution.

La déconvolution de la composante radiale par la composante verticale est faite en divisant l'interspectre $D_r(\omega).D_v^*(\omega)$ par l'autospectre $D_v(\omega).D_v^*(\omega)$ blanchi. Un filtrage gaussien $G(\omega)$ est ensuite appliqué. Dans le domaine fréquentiel, la procédure s'écrit :

$$E_r(\omega) = \frac{D_r(\omega).D_v^*(\omega)}{\phi(\omega)}.G(\omega) \tag{5.6}$$

avec

$$\phi(\omega) = max(D_v(\omega).D_v^*(\omega), c.max(D_v(\omega).D_v^*(\omega))) \tag{5.7}$$

et

$$G(\omega) = e^{\frac{-(\omega-\omega_{max})^2}{4\alpha^2}} \tag{5.8}$$

$E_r(\omega)$ est la réponse radiale de la terre déconvoluée, et $*$ sur la $D_v(\omega)$ indique le conjugué complexe. La fonction $\phi(\omega)$ peut être considérée simplement comme l'autocorrélation de $D_v(\omega)$ avec les minima normalisés à un niveau dépendant du paramètre c. On a stabilisé la déconvolution avec un minimum normalisé , c, pour le spectre de la composante verticale. Ensuite la fonction récepteur résultante a été filtrée par un filtre Gaussian, où la largeur facteur α, limite vers le haut le contenues fréquentiel de la forme d'onde finale. Dans cette étude pour bien choisir les paramètre c et α, nous avons calculé la déconvolution pour les valeur c=0,0001-0,01 et α=1-5. Les meilleures valeurs pour c et α ont été choisies pour chaque fonction récepteur individuellement par l'inspection visuelle entre la forme de la fonction récepteur vertical (la déconvolution de la composante verticale de la sien) et la stabilité des fonctions récepteurs radiale et tangentielle.

Finalement nous avons déterminé la structure vitesse crustale sous chaque station utilisant une combinaison de méthode inverse et méthode directe.

5.2 Résultats de la fonction récepteur: Structure crustale du Zagros et de l'Alborz

5.2.1 Le Zagros : région de Ghir

La structure de la croûte et du manteau supérieur dans le montagne du Zagros n'était pas connue auparavant. On sait qu'une couche sédimentaire de 5-14 km (Falcon, 1969 ; Berberian, 1981) repose sur le socle métamorphique précambrien. L'épaisseur de la croûte qui a été estimée par l'analyse des ondes de surface (Asudeh, 1982), ou les mesures gravimétriques (Dehghani et Makris, 1984) est environ de 45-50 km.

Pour en savoir plus sur la structure crustale dans cette chaîne de montagne, nous avons décidé d'utiliser la méthode de fonction de transfert à partir des enregistrements télésismiques d'une station sismologique large bande à 3 composantes installée dans la région de Ghir ($28°12.11'N, 53°03.11'E$).

Données

Comme nous l'avons mentionné précédemment (chapitre 3), parmi les 30 stations sismologiques portables installées dans la région de Ghir pendant novembre et décembre 1997, on avait une station avec un capteur large bande de type Guralp (CMG40, 30 sec) connecté à un système d'enregistrement 16 bit de type REFTEK. Cette station se situe au centre de notre réseau à côté du village de Makouyeh.

Pendant la période de l'expérience, nous avons enregistré plus de 400 événements locaux dans notre réseau sismologique (Chapitre 3), et environ 26 téléséismes à la station large bande.

Structure crustale supérieure

Tout d'abord, on a calculé un rapport Vp/Vs égal 1,77 ($\pm 0,01$) pour les séismes sélectionnés (Chapitre 3). Puis, à partir des mêmes données, nous avons essayé de déterminer la structure de vitesse de la croûte supérieure à l'aide de la méthode d'optimisation du RMS moyen (Chapitre 3). On a obtenu un modèle consistant dans une couche sédimentaire superficielle de vitesse 5 km/s et de 11 km d'épaisseur, reposant sur une couche représentant le socle supérieur de vitesse de 6 km/s et d'épaisseur 8 km, reposant sur le socle inférieur de vitesse de 6,5 km/s (Tableau 3.8).

En plus, nous avons le modèle de vitesse pour la région de Ghir par la méthode d'inversion 1-D en utilisant le programme VELEST (Kissling, 1988). Ce programme relocalise les séismes et calcule la structure de vitesse en même temps par inversion des premières arrivées des ondes P. A l'aide de ce programme on a obtenu une structure comprenant une couche d'une vitesse 5,1 km/sec et 11 km épaisseur associée aux sédiments, reposant sur le socle de vitesse 6,0 km/sec avec une épaisseur de 9 km, lui même situé sur le socle inférieur d'une vitesse de 6,5 km (Figure 3. 5). Mais du fait de l'absence d'événements situés à une profondeur supérieur à 20 km, la vitesse obtenue pour le socle inférieur n'est pas bien contrainte.

Structure crustale inférieure

En absence de la sismicité intermédiaire dans la région d'étude, nous avons déterminé la structure de vitesse de la croûte inférieure et la profondeur du Moho, par la méthode de fonction de transfert. On a calculé une fonction récepteur radiale et tangentielle avec l'amplitude vraie (Langston, 1979 ; Ammon, 1991), et puis on l'a filtré à 0,4 Hz, correspondant à une longueur d'onde supérieur à 8 km. La résolution minimum de notre modèle est donc, d'environ 2 km. Pour choisir la meilleure valeur de c et α on a déterminé la fonction récepteur pour la valeur de c=0,0001-1 et $\alpha = 1 - 5$ et puis nous avons choisi la meilleure

fonction de transfert en examinant les différentes fonctions récepteur radiale, verticale et tangentielle dessinées pour chaque téléséisme. Pour une couche horizontale, isotropique (le cas idéal), la fonction récepteur tangentielle doit avoir une amplitude nulle. Nous avons utilisé la fonction récepteur de cette composante comme un facteur de qualification de la structure par rapport au modèle idéal.

Du fait de la durée courte d'enregistrement des séismes, nous n'avons pas beaucoup de téléséismes pour effectuer une sommation. Nous examinons les trois événements de distance épicentrale $75,7° \pm 4°$ et d'azimut $6° \pm 3°$. Un séisme montre un rapport S/N plus grand que les autres événements. Nous comparons donc la fonction de transfert de cet événement avec celles des autre pour obtenir une onde-forme plus stable de fonction (Figure 5.2), mais nous analyserons seulement la fonction récepteur du plus grand séisme.

Pour déterminer la structure de vitesse et la profondeur du Moho sous la région de Ghir, nous avons utilisé une combinaison d'inversion et de méthode directe. D'abord un modèle de vitesse 1-D a été déterminé en utilisant la procédure d'inversion d'Ammon et al. (1990) dans le domaine du temps. Pour commencer, un modèle initial de la structure crustale supérieure, déterminé par l'optimisation du RMS et l'inversion 1-D des événement locaux, combiné avec un modèle de la croûte inférieure composé de plusieurs couches minces horizontales (jusqu'à la profondeur de 60 km) a été utilisé. La vitesse des ondes S est le paramètre libre dans cette inversion. La vitesse des ondes P est déterminée en considérant un coefficient de Poisson de 0,27. L'épaisseur des couches a été fixée. Le modèle initial a été perturbé de manière aléatoire pour générer 80 nouveaux modèles initiaux et la fonction récepteur radiale a été inversé par minimisation de la différence entre fonction récepteur observée et fonction synthétique calculée pour chaque modèle. L'inversion produit plusieurs solutions qui ajusterons la fonction récepteur observée.

Ensuite nous avons diminué le nombre de paramètres libres dans le modèle initial, en regroupant les couches minces adjacentes de même vitesse en couches plus épaisses. On a continué cette procédure jusqu'à arriver à un modèle de vitesse correspondant un minimum de paramètres et de manière que la fonction récepteur synthétique correspondant à ce modèle montre le ressemblance maximum avec la fonction récepteur observée.

Les résultats pour la station située dans la région de Ghir sont présentés sur la Figure (5.2). A gauche de cette figure, la fonction récepteur de quatre séismes est présentée. Les formes d'onde (a), (d) et (e) sont trois séismes du Kamchatka. La formes d'onde (a) et (b), sont dues à un événement le 5 décembre 1997 de magnitude Mb=6,2, qui a la meilleur rapport S/N. Mais comme on peut voir sur la figure, la phase convertie du Moho, Ps, est claire pour toute les fonction récepteurs, et donne une valeur de $\delta(Ps-P)$ identique pour tous les trois séismes.

La formes d'onde (c) est la fonction récepteur tangentiel du séismes de 5 décembre 1997, et elle ne montre pas de différence azimutale importante. Sur la Figure (5.2) la formes d'onde (f) est la fonction récepteur pour un séisme situé au Nord de l'île de Hokkaido (20 décembre 1997, Mb=5,1). Le temps de $\delta(Ps-P)$ pour cet événement et environ 1 sec plus grand en comparaison de ceux que on observe pour les séismes de Kamchatka. Cela est probablement dû à un bruit plus important. Le rapport S/N mauvais pour cet événement ne permet pas de calculer l'épaisseur du Moho en utilisant la méthode fonction de transfert pour ce séisme.

Sur la Figure (5.2) à gauche, (a), on compare la fonction récepteur observée (en noire) avec celles de synthétiques calculées pour le modèle initial (en gris). Sur la figure (b) nous avons comparé la fonction récepteur observée (la même que a) avec les résultats de l'inversion obtenue pour le modèle final. Sur la Figure (5.2) au milieu, on compare le modèle initial (gris) avec les modèles synthétiques obtenus pour la première inversion. La profondeur du Moho sélectionnée est de 45 km dans le modèle initial, mais on a mis plusieurs couches de 1 km d'épaisseur à cette profondeur, pour donner la liberté à nos modèles au voisinage du Moho. Pour diminuer les paramètres du modèle, on a commencé depuis la partie la plus profonde du modèle et combiné les couches adjacentes de même vitesse. Mais nous avons laissé les couches minces d'épaisseur 1 km au voisinage du Moho, permettant un changement de la profondeur du Moho.

Le modèle final simplifié est présenté sur la Figure (5.2) à droite. Ce modèle présent un premier gradient fort autour de 20 km, et un deuxième à la profondeur d'environ 50 km. Ce modèle confirme une vitesse d'onde P d'environ 5,2 km/s pour la première couche associée à la partie sédimentaire, une deuxième couche associée à la croûte supérieure cristalline d'une épaisseur 10 km et de vitesse 6-6,1 km/s. Ce modèle confirme aussi que la croûte inférieure d'épaisseur 25-30 km, a une vitesse de 6,4 km/s. L'épaisseur totale est 48-50 km, et la croûte cristalline a une épaisseur de 37-39 km. La vitesse du manteau supérieur est d'environ 8-8,1 km/s.

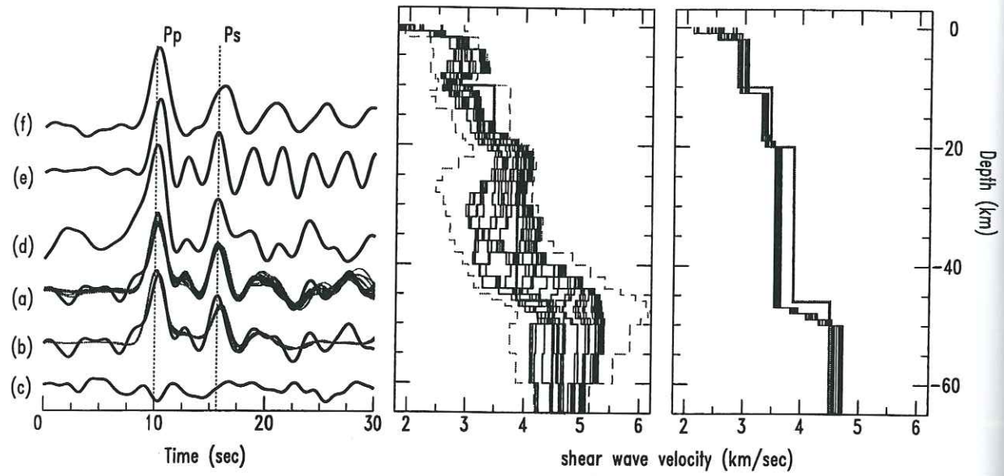


Figure 5.2: *Structure de vitesse obtenue pour la croûte cristalline par la méthode de fonction récepteur pour quatre téléséismes enregistrés sur la station large bande située dans la région de Ghir. À gauche quatre fonction récepteurs calculées pour ces événements sont présentées. Les formes d'onde (a-b) sont radial et (c) est tangentielle pour le séisme de 5 décembre 1997 du Kamchatka. Les traces (d-e) concernant les deux séismes plus petits du Kamchatka. La forme d'onde (f) est la fonction récepteur d'un séisme du Nord Hokkaido. Toutes les fonction récepteurs montrent une phase convertie visible, Ps, environ 6-7 seconde après l'onde P. Les modèles de vitesses synthétiques (en noir) calculés à partir du modèle initial (en gris) sont présentées au milieu de cette figure. La figure située à droite montre le modèle final (en noir) construit par inversion après avoir réduit les paramètres et simplifié le modèle. Le modèle initial se présente en gris sur cette figure.*

5.2.2 L'Alborz : région de Roudbar

L'Alborz est une chaîne de montagne assez compliquée. Nous avons peu d'informations sur la structure de la croûte dans cette partie de l'Iran. La première information pour la structure de cette zone vient d'étude Russe (Deep Seismic Sounding) qui a été faite en 1950-1960. Cette investigation montre que la structure au Sud du bassin Caspien est différente de celle située à côté. Depuis, notre information de la structure de croûte est bien meilleure grâce à la méthode de fonction de transfert (Mangino et Priestley, 1998) et à l'étude des ondes de surface (Priestley et Patton, 2001) sur les données large bande des stations installées autour de ce bassin. Les résultats obtenus par la méthode fonction de transfert pour la partie SW du bassin Caspien montrent que la croûte consiste en une couche sédimentaire jusqu'à 13 km, reposant sur le socle de vitesse $Vp =\sim 7.1$ km/sec, et le Moho qui situé à ~ 33 km. L'analyse des ondes de surface montre aussi que la région située au Sud du bassin Caspien comprend une couche de faible vitesse qui se situe sur le socle cristallin d'épaisseur 20-25 km. Cet résultat concerne la région à côté du bassin. Nous n'avons aucune mesure précise pour estimer la structure de croûte dans l'Alborz et les région voisines.

Pour étudier la sismicité et la sismotectonique de la partie Est d'Alborz, nous avons installé un réseau sismologique de 30 stations dans la région de Roudbar. Comme la région de Ghir présentée précédemment, nous avons installé une station avec un capteur large bande Guralp (CMG40, 30 sec) connecté à une système d'enregistrement REFTEK. Cette station ($36°57.31'N, 49°44.10'E$) se situe au Nord de notre réseau et à côté du village de Rudsar.

Pendant la durée courte de notre expérience (juin et juillet 1998), en plus des 500 séismes locaux, nous avons enregistré aussi environ 22 téléséismes. On n'a pu utiliser que seulement 3 événements pour étudier la structure de vitesse dans la région par la méthode de fonction de transfert. La plupart des séismes n'était pas localisés à une distance épicentrale agréable ($30° - 95°$) ou ils n'avaient pas un rapport S/N assez grand.

Structure crustale supérieure

A partir de séismes locaux que l'on a enregistrés pendant une période de 2 mois, et en utilisant la même méthode que nous avons expliqué précédemment (Section 5.2.1, chapitre 3), on a déterminé le modèle de la croûte supérieure pour la région de Roudbar. Notre modèle final construit par la méthode d'optimisation du RMS moyen et l'inversion 1-D est présenté sur la Figure (5.3). Ce modèle consiste en une couche superficielle de 6 km d'épaisseur et de vitesse 5,4 km/s associée à la couverture sédimentaire. Ensuite la croûte supérieure probablement cristalline qui consiste en une couche de vitesse 5,9 km/s

050 035782 1

et d'épaisseur 8 km, reposant sur une couche d'épaisseur 4 km et de vitesse 6,3 km/s. La croûte inférieure commence à une profondeur d'environ 18 km et montre un vitesse de 6,5 km/s.

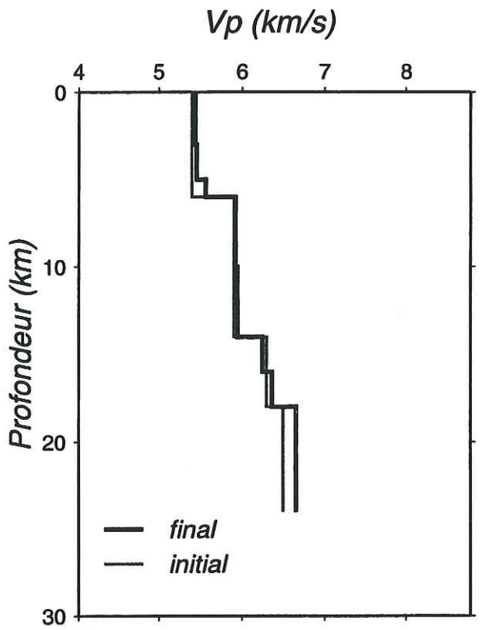


Figure 5.3: *Le modèle de vitesse obtenue par la méthode d'inversion 1-D (Kissling, 1988) et optimisation du RMS moyen pour la premier 20 km de la croûte Dans la région de Roudbar.*

Structure crustale inférieure

Nous avons déterminé la structure de vitesse de la couche inférieure et la profondeur du Moho dans la région de Roudbar, en utilisant la méthode des fonctions de transfert. De la même façon que l'on a expliqué pour la région de Ghir, nous avons calculé la fonction récepteur radiale et tangentielle, et puis l'on a filtré a $0,4Hz$. La fonction récepteur radiale de trois séismes sélectionnés , après filtrage, est présentée sur la Figure (5.4). Les deux première formes d'onde (980630 et 980802) qui viennent du Nord- Est montrent un phase convertie Ps visible autour de 5 secondes après l'arrivée P, mais celle du séisme 980709 qui vient du Nord-Ouest montre un $\delta(Ps - P)$ d'environ 4 secondes. Cette différence

est probablement due à l'existence d'un faible pendage de l'interface du Moho dans la région d'étude. Mais il faut noter que le rapport S/N pour ces événement n'est pas très favorable.

Parmi les trois séismes utilisés, celui du 9 juillet 1998 montre le plus grand rapport S/N, qui n'est cependant pas suffisant pour fournir une fonction de transfert de bonne qualité.

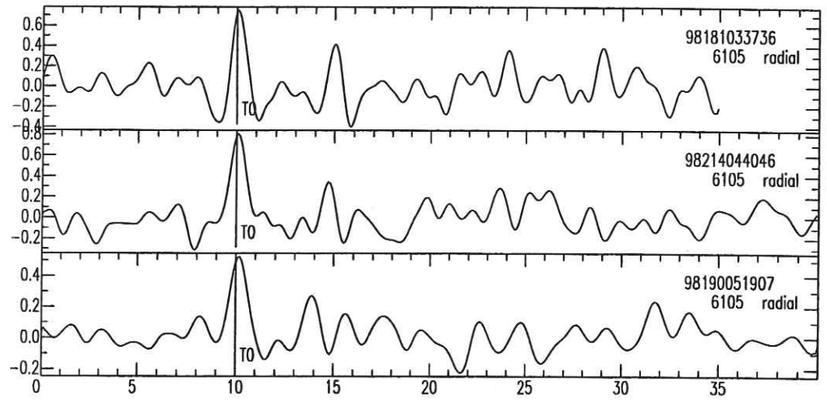
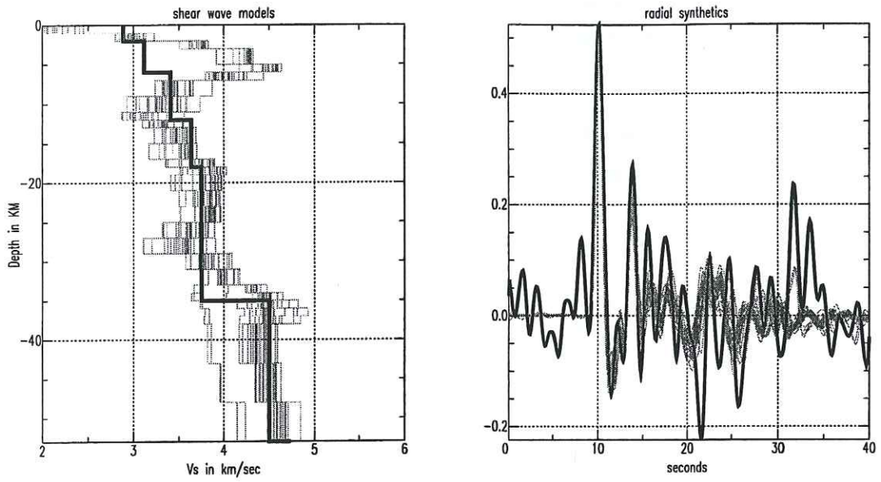


Figure 5.4: *Les fonction récepteur radiales de trois séismes sélectionné pour déterminer la profondeur du Moho dans la région de Roudbar au Nord de l'Iran.*

Le résultat de la fonction de transfert analysée pour cet événement est présentée sur la Figure (5.5). Sur cette figure en haut à gauche nous avons présenté le modèle initial (en noir) et ceux calculés par perturbation du modèle initial (en gris). À droite, on a comparé la fonction récepteur observée (en noir) avec celles obtenues par l'inversion de modèle initial (en gris).

Pour simplifier le modèle nous avons diminué les paramètres du modèle de la même façon que déjà expliqué. Le résultat est présenté sur la même figure en bas. On remarque que, du fait de la présence de bruit, on ne peut pas préciser les interfaces pour la croûte supérieure, mais le modèle montre bien que l'interface du Moho se situe à la profondeur de 33 $\pm$ 2 km.

Les résultats obtenus pour les séismes de 30 juin et de 3 aout 1998 sont présentés sur les Figures (5.6, et 5.7) respectivement. Les résultat montrent une profondeur de 35 $\pm$ 2 km.



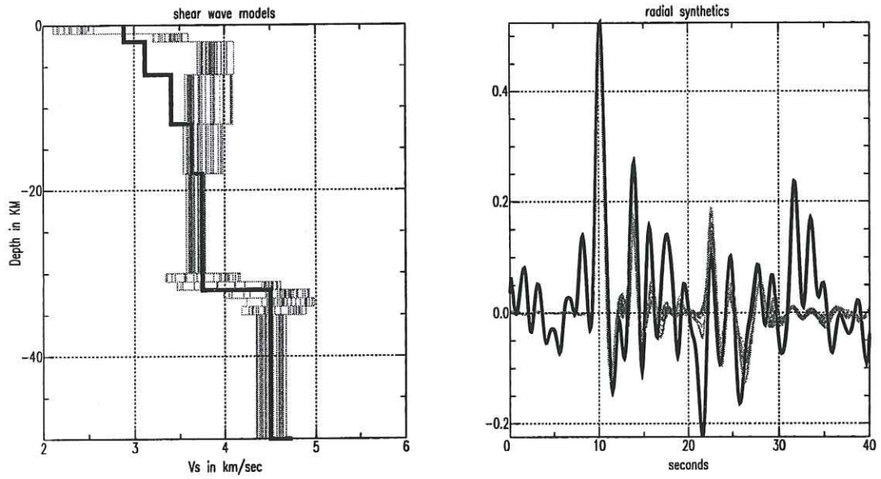
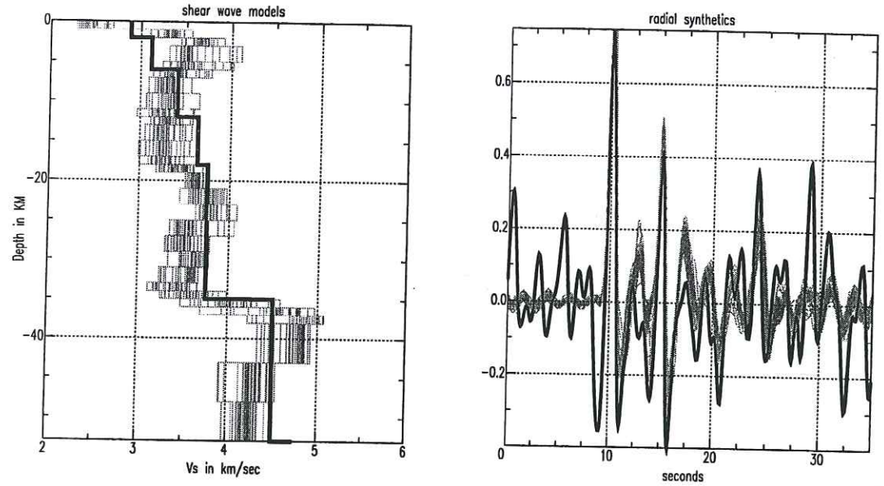


Figure 5.5: *Structure de vitesse obtenue pour la croûte cristalline par la méthode fonction de transfert du séisme de 9 juillet 1998 enregistré sur la station large bande située dans la région de Roudbar. En haut à gauche les modèles de vitesses synthétiques (en gris) calculés à partir du modèle initial (en noir) sont présentés. Les fonctions récepteurs synthétiques (en gris) et initiales (en noir) sont présentées en haut à droite. Les figures situées en bas, montrent les modèles synthétiques (à gauche) et les fonctions récepteurs synthétiques (à droite) construit par inversion après avoir réduit les paramètres et simplifié le modèle.*



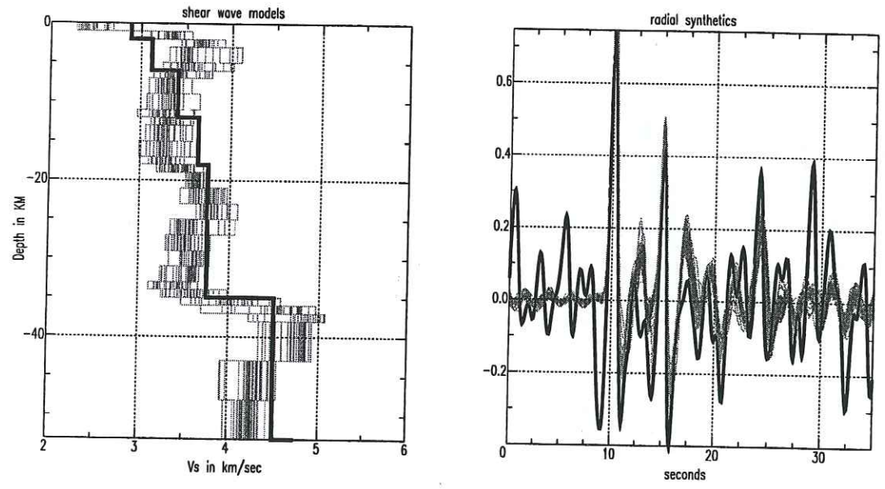


Figure 5.6: *Structure de vitesse obtenue pour la croûte cristalline par la méthode fonction de transfert du séisme de 30 juin 1998 enregistré sur la station large bande située dans la région de Roudbar. En haut à gauche les modèles de vitesses sunthétiques (en gris) calculés à partir du modèle initial (en noir) sont présentés. Les fonctions récepteurs synthétiques (en gris) avec celle de initiales (en noir) sont présentées en haut à droite. Les figures situées en bas, montrent les modèles synthétiques (à gauche) et les fonctions récepteurs synthétiques (à droite) construit par inversion après avoir réduit les paramètres et simplifié le modèle.*

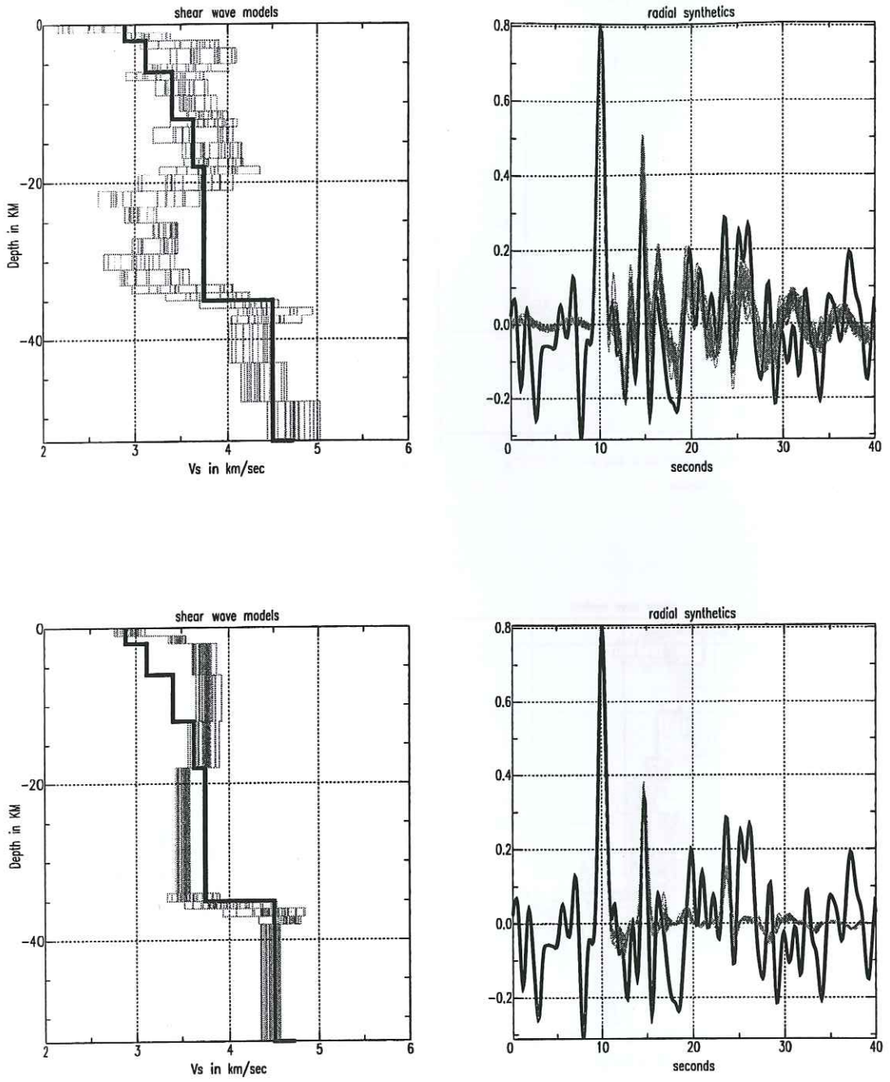


Figure 5.7: *Structure de vitesse obtenue pour la croûte cristalline par la méthode fonction de transfert du séisme de 2 aout 1998 enregistré sur la station large bande située dans la région de Roudbar. En haut à gauche les modèles de vitesses synthétiques (en gris) calculés à partir du modèle initial (en noir) sont présentés. Les fonctions récepteurs synthétiques (en gris) avec celle de initiales (en noir) sont présentées en haut à droite. Les figures situées en bas, montrent les modèles synthétiques (à gauche) et les fonctions récepteurs synthétiques (à droite) construit par inversion après avoir réduit les paramètres et simplifié le modèle.*

Malgré le bruit important pour les trois séismes, en essayant plusieurs modèles initiaux différents, on a pu déterminer la vitesse et l'épaisseur de la croûte inférieure et la profondeur du Moho pour la région d'étude situé dans la partie Ouest de l'Alborz. Les modèles obtenus par l'analyse du séisme du 2 août 1998 montrent une zone de faible vitesse pour la croûte inférieure qui est probablement causée par le bruit élevé dans la forme d'onde de ce séisme et de la fonction récepteur calculée pour ce séisme.

Nos résultats montrent que pour cette région nous avons une croûte inférieure d'une épaisseur d'environ 15-17 km et de vitesse 6,5 km/s située sur manteau supérieur d'une vitesse de 8,1 km/s. L'interface entre la croûte et le manteau se situe à une profondeur de 35 $\pm$ 2km.

5.3 Conclusion

La conversion de l'onde P à Sv au Moho, nous permet de déterminer la profondeur de cette surface (Moho) en utilisant la méthode de la fonction de transfert. La fonction de transfert est une méthode connue et efficace pour déterminer le modèle de croûte particulièrement la profondeur du Moho.

L'analyse de quatre événements enregistrés sur notre station large bande installée dans la région de Ghir (Zagros Central) montre que la croûte dans cette région consiste en une couche de 11 km d'épaisseur comprenant la partie sédimentaire, une couche associé à la partie supérieure du socle métamorphique d'épaisseur 8 km reposant sur la partie inférieure du socle qui se prolonge jusqu'au Moho situé à la profondeur de 48 $\pm$2 km.

L'analyse de trois séismes enregistrés sur la station large bande installée dans la région de Roudbar (partie Est de l'Alborz) indique une croûte moins épaisse que le Zagros, avec le Moho situé à la profondeur d'environ 35 $\pm$2 km.

The crustal velocity structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran)

Denis Hatzfeld, Mohammad Tatar, Keith Priestley, Mohsen Ashtiany

(Papier soumis à Geology)

Abstract

The Zagros Mountain belt represents the early stage of a continental collision between the Arabian plate and the central Iran continental blocks. We investigate the velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Ghir region located in the central Zagros. The structures of the sedimentary cover and the upper crystalline crust are deduced from arrival times of local earthquakes recorded on a dense seismological network. The velocity of the lower crust and the depth of the Moho are found using receiver function analysis of teleseismic earthquakes. The total crustal thickness beneath the Ghir region is 48-50 km and consists of an 11-km thick sedimentary layer above a 10-km thick upper crystalline crust (Vp 6.0 km/s), overlying a unusually slow (Vp 6.4 km/s) 20-km thick lower crystalline crust. A comparison of the thickness of the crystalline crust of the Zagros with available information for the thickness of the crystalline crust of the Arabian Platform shows that at present, both are of comparable thickness. However, the crust of the Arabian Platform had been stretched and thinned in the Permo-Triassic and again in the Jurassic. Comparing the current crustal thickness beneath the Zagros with the pre-collision crustal thickness of the Arabian Platform indicates a comparable amount of shortening to that inferred from the folded sediments.

1. Introduction

The Zagros mountains (Fig. 1a) are a seismically active fold-and-thrust belt resulting from the collision of the Arabian plate with the continental crust of central Iran which began in the Miocene and has continued to the present. At the surface the Zagros consists of long, linear, asymmetrical folds which form a 200-300 km wide series of ranges extending about 1200 km from eastern Turkey to the Straits of Hormuz. The Zagros contains an almost continuous sequence of shelf sediments ranging in age from the Paleozoic to the Late Tertiary. The sediments are deposited on the 1-2 km thick infra-Cambrian Hormuz Salt formation which lies on a probable Precambrian basement. Although this basement is not exposed, its age is inferred from 'exotic' metamorphic blocks brought to the surface in salt plugs (Haynes & McQuillan, 1974).

Geological evidence indicates that the Zagros mountains experienced various tectonic episodes that affected different parts of the belt (Falcon, 1974 ; Stocklin, 1974). The building process started during the Upper Cretaceous and was associated with the emplacement of ophiolitic fragments along the line of the Main Zagros Thrust. Throughout the Mesozoic, a very thick layer of sediments was deposited on the stretched and thinned, subsiding Arabian continental margin (Stoneley, 1974; Berberian and King, 1981). A second period of compressional tectonics occurred during the Plio-Quaternary time and created the uplift and folding of the sedimentary section now observed in the Zagros (Berberian, 1995). The sediments are decoupled from the underlying basement at the level of the Hormuz salt and at higher, younger evaporite horizons (Falcon, 1974; Berberian, 1981) and folding is more intense toward the Main Zagros Thrust (Falcon, 1974; Berberian, 1981).

Seismicity in the Zagros belt is restricted to the region between the Main Zagros Thrust and the Persian Gulf. Most of the larger earthquakes occur on high-angle reverse planes striking parallel to the trend of the fold axes (Jackson, 1980; Jackson & McKenzie, 1984). Strong earthquakes are thought to occur on 'blind' active thrust faults (Berberian, 1995) which do not reach the surface. In the Ghir region, microearthquakes primarily occur beneath the sediments in the shallow part of the basement (Tatar , 2001) as previously suggested by Jackson and Fitch (1981), amongst others. The centroid depths of moderate-size earthquakes throughout the Zagros determined by body wave modelling (Jackson and Fitch, 1981; Baker et al., 1993; Maggi et al, 2000) occur between about 8 and 20 km depth. There is no evidence for significant seismicity in the mantle (Maggi et al, 2000; Tatar, 2001) and thus no direct evidence of continued present day subduction.

The crust and upper mantle structure of the Zagros Mountain belt is poorly known. The sedimentary section is estimated to be between 5 and 14 km thick (e.g. Falcon, 1974; Morris, 1977; Berberian, 1981). The crustal thickness estimated from surface waves anal-

yses (Asudeh, 1982a) or gravity measurements (Dehghani and Makris, 1984) is between 45 and 55 km. The issue that we address in this paper is the relation between the Quaternary shortening of about 50 km that has folded the sedimentary cover (Falcon, 1974) and the amount of shortening that affected the crystalline crust.

2. Data and results

For seven weeks between November 1997 and January 1998, we operated a temporary network of 30 portable seismographs around Ghir, a city destroyed by a Ms 6.9 earthquake in 1972 (Berberian, 1995; Dewey & Grantz, 1973). The seismological network consisted of 25 short-period vertical seismometers and a single, three-component, broad-band seismometer.

During this period the network recorded more than 400 local earthquakes and of these, 160 events ranging in magnitude from 0.7 to 4.1, were located using 12 stations or more, with a RMS residual smaller than 0.1 sec, and an azimuthal gap less than 1800 (Fig. 1b). This guaranteed an accuracy in epicenter and depth of better than 2 km.

The shallow crustal structure

Most of the well-located microearthquakes occurred between 10 and 20 km depth; few, if any microearthquakes occur deeper than 20 km (Tatar, 2001). We first computed a mean Vp/Vs ratio of 1.77+/-0.01 from these events. The trade-off between the velocity structure and the location of the events is small when both P- and S-waves are recorded on a dense seismograph network. We use only the well located 160 events for determining the velocity structure of the upper crust. In this case, earthquake locations are relatively stable and do not depend strongly on the velocity model and we can estimate the shallow velocity structure by minimizing the mean RMS residuals and exploring a wide range of reasonable velocity models. Starting with the input model with a layer of 5.5 km/s and 15 km thick overlying a lower crust of 6.5 km/s with a RMS of 0.186, we obtain a final model which consists of an 11-km thick layer with Vp 5.0 km/s and Vs 2.8 km/s, overlying a 10-km thick layer with Vp 6.0 km/s and Vs 3.2 km/s, and a lower layer with Vp 6.4 km/s with a RMS of 0.146.

To refine and verify the inferred crustal velocity structure, we also performed a 1-D inversion of the arrival times for the same earthquakes using the program VELEST (Kissling, 1988) which relocates the earthquakes and inverts for the velocity structure simultaneously. Starting with the same velocity structure as above, we obtain a model (Fig. 2) which consists of an 11- km thick surface layer with Vp 5.1 km/s (sediments)

overlying a 9-km thick layer with Vp 6.0 km/s (crystalline upper crust). At 20 km depth there is an interface below which the P-wave estimated velocity 6.4 km/s (crystalline lower crust).

3. The deep crustal structure

Because we did not record any earthquakes in the lower crust or upper mantle, we cannot use the arrival time to infer the crustal thickness and upper mantle velocity. In order to estimate these parameters, we used receiver function analysis to constrain the S-wave velocity structure (e.g. Langston, 1979; Owens, 1984) of the crust and the depth to the Moho.

We used the teleseismic records of four events recorded in the broad-band station and inverted the receiver functions with the best signal-to-noise. All receiver functions (Fig. 3) show a clear Ps Moho conversion 6-7 sec after the direct P arrival. First, we inverted the receiver function data for a multi-layered structure with a large number of 2 or 3 km thick layers. The inversion results shows strong velocity gradients at around 20 and 50 km depth. Next, we restricted the family of velocity models by reducing the number of layers especially for the shallow sedimentary cover that is constrained by the local earthquake analysis. The final model (Fig. 3) has a strong gradient in the very shallow crust overlying a 9-km thick Vs 3.0 km/s layer, a 10 km thick upper crystalline crust with a Vs of 3.4 km/s, and a 27-29 km thick lower crust with a Vs of 3.55 km/s. The total crustal thickness is 48-50 km, and the thickness of the crystalline crust is 37-39 km. The upper mantle velocity is about 8-8.1 km/s, but this velocity is only weakly constrained by the receiver function analysis. However, this value of Pn velocity beneath the Zagros Mountains was also found by Asudeh (1982b). We tested a number of reasonable starting models and all produced similar inversion inversion results. Combining the P- and S-wave results gives a Vp/Vs of 1.67, 1.76 and 1.80 in the sedimentary layer, the upper crystalline crust, and the lower crystalline crust, respectively, and an average Vp/Vs for the crust of 1.77.

4. Discussion and conclusion

Summary of the crustal structures We can summarize our results as follows. The crustal thickness beneath the Ghir region in the central Zagros Mountains is 48-50 km and consists of a low velocity 11-km thick sedimentary cover and a 37-39 km thick crystalline layer. The velocity of the crystalline crust is much lower than that of 'normal' continental crust (Christensen and Mooney, 1995), perhaps indicating that it is has a silica-rich composition. The crystalline crust consist of two layers, an upper layer extend-

ing from about 11-20 km and a lower layer extending from about 20 km to the Moho at 48-50 km depth.

The Zagros Mountain belt lies on the northwest margin of the Arabian platform, which collided with the continental blocks in central Iran during Quaternary time. Two important issues are (1) whether the 50 km of shortening since the Pliocene which has folded the sedimentary cover has similarly affected the crystalline crust and (2) if the reverse faulting mechanisms observed for the larger earthquakes are the basement expression of the shortening. We can ascertain the amount of thickening resulting from the collision by comparing the crustal structure of the Zagros with what is known of the crustal structure of the surrounding region.

The crustal structure of central Iran is poorly known. Surface wave analysis for paths that cross Iran shows a crustal thickness of 43 km (Asudeh, 1982a). A refraction profile consisting of sparse recordings along a line from central Iran to the Strait of Hormuz (Giese et al., 1983) shows questionable quality arrivals indicating, if they are Moho reflections, a crustal thickness of 40 km beneath central Iran

The crustal structure of the Arabian shield is known from seismic refraction experiments (e.g. Mooney et al., 1985), gravity and aeromagnetic observations (Gettings et al, 1986), receiver function analysis (Sandvol et al, 1998), and surface wave analysis (Rodgers et al., 1999). The crustal thickness varies from about 35 km near the Red Sea to 40 km near the NE edge of the shield and has only a thin sedimentary cover. The crust consists of an upper layer 16-20 km thick with a P-wave velocity of 6.2-6.4 km/s and a lower layer of similar thickness with a velocity of 6.9-7.0 km/s. The upper mantle Pn velocity is about 7.9 km/s.

The velocity structure of the undeformed part of the Arabian platform is less well known. Spectral analysis of long-period P-wave amplitude ratios for earthquakes from the Eastern Mediterranean recorded in Ryad (Al-Amri, 1999), regional waveform modelling of Zagros events recorded at seismological stations located on the Arabian shield (Rodgers et al., 1999), and receiver functions for events recorded at Ryad (Sandvol et al., 1998) show the crust to be thicker (45 km) than that of the shield and overlain by a sedimentary cover about 3 km thick. The mean velocity is probably slightly slower than that of the Arabian shield (Rodgers et al., 1999) and the crust overlies a faster upper mantle. The shallow velocity structure in the Arabian platform is consistent with results obtained in the Persian Gulf (Ross et al., 1986) except that the sediment in the Gulf is about 7 km thick.

5. Interpretation

This comparison of the Zagros crustal structures with that of the surrounding region shows that the sedimentary layer thickens from 3 km on the Arabian platform, to 7 km on the Persian Gulf, to 11 km in the Zagros fold belt. The depth of the Moho is 36-40 km beneath the Arabian shield, 45 km beneath the Arabian platform, 48-50 km beneath the Zagros, and 40 km beneath central Iran. Giese et al (1983) found two reflectors beneath the Main Zagros Thrust at 20-25 km and 60 km depth, but these are poorly constrained and are located beneath the volcanic belt which may be the location of the major discontinuity between the Arabian plate and central Iran. Removing the sediments, we therefore obtain a nearly constant thickness of 40-42 km for the crystalline crust across the Arabian platform and Zagros fold belt (Fig. 4). This result is slightly different from the cross-section proposed by Seber et al. (1997) in the sense that the Moho discontinuity is smoother and deepens slowly toward the Main Zagros Thrust.

However, the crustal thickness of the leading edge of the Arabian platform which now underlies the Zagros was subjected to rifting and thinning in the Permo-Triassic and again in the Jurassic when it formed an Atlantic-like passive continental margin. To understand the effect of the continental collision on the crust, it is the thinned pre-collision crustal thickness we should compare with the present-day crustal thickness beneath the Zagros and not the current crustal structure of the undeformed Arabian platform to the southwest. Trowell (1995) deduced the tectonic history of the Arabian platform margin from back-stripped and decompacted stratigraphic data from 82 wells along the southern Zagros margin and found a stretching factor of ?????? similar to the ??values found across the Tethyan passive margin farther to the west (Wooler et al, 1992). Using the thickness of 42 km of the crystalline crust at Ryad (Sandvol et al, 1998) as the unstretched value for the Arabian platform, the thickness of the crystalline crust of the leading edge of the Arabian platform was 35 km following the stretching and prior to the collision. Comparing this thickness for the crystalline crust prior to the collision and the present day thickness 39 km of the crystalline crust beneath the Zagros suggest that the crust has undergone about 10sediments suggest about 15

The almost constant thickness of the crystalline crust, from the Arabian platform to the Main Zagros Thrust, implies that the original, pre-rifted basement thickness has been approximately restored. The response of the crust to the shortening in the sediments (folding), the brittle crystalline crust (reverse faulting) and the ductile lower crust (flow) differ, but the magnitude of the thickening in the sediments and crystalline crust are similar and the collision process is apparently thickening the crust in a uniform manner. This confirms the suggestion that, at present, the Zagros Mountains are in the very early stage of the continental collision and that shortening has restored the crystalline

basement to about its pre-stretched thickness. Future shortening will thicken the crust further, creating a more substantial crustal root similar to that seen in more developed mountain ranges such as the Himalayan Range.

Acknowledgments. We thank the observers and drivers who helped us in the field. K. P. acknowledges visiting support from INSU-CNRS. This research is supported by the French Ministry of Foreign Affairs.

References

Al-Amri, A. M. S., 1999, The crustal and upper-mantle structure of the interior Arabian platform, *Geophys. J. Int.*, **136**, 421-430.

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

Baker, C.,, Jackson, J.,, & Priestley, K., 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.

Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran, in Zagros-Hindu-Kush-Himalaya Geodynamic evolution, Gupta, H. K., and Delany, F. M. (edts), *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., King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 210-265.

Christensen, N.I., and Mooney, W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition of continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761-9788.

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

Dewey, J. W., & Grantz, A., 1973, The Ghir earthquake of April 10, 1972 in the Zagros mountains of southern Iran: seismotectonic aspects and some results of a field reconnaissance, *Bull. Seism. Soc. of Am.*, **63**, 2071-2090.

Falcon, N., 1974, Southern Iran: Zagros Mountains, in Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, edited by Spencer, *Spc. Publ. Geol. Soc. London*, **4**, 199-211.

Gettings, M. E., Blank, H. R., Mooney, W. D., and Healey, J. H., 1986, Crustal structure of Southwestern Saudi Arabia, *J. Geophys. Res.*, **91**, 6491-6512.

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

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

Jackson, J. A., 1980, Reactivation of basement faults and crustal shortening in oro-

genic belts, *Nature*, **283**, 343,-346.

Jackson, J. 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., & McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **77**, 185-264.

Kissling, E., 1988, Geotomography with local earthquake data, *Rev. of Geophys.*, **26**, 659-698.

Langston, C. A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.

Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., and Baker, C., 2001, A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophys. J. Int.*, in press.

Mooney, W., D., Gettings, M. E., Blank, H. R., and Healy, J. H., 1985, Saudi-Arabian seismic-refraction profile: A traveltime interpretation of crustal and upper mantle structure, *Tectonophysics*, **111**, 173-246.

Morris, P., 1977, Basement structure as suggested by aeromagnetic surveys in S.W. Iran, *internal report*, Oil Serv. Co. Of Iran, Tehran, Iran.

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

Niazi, M., 1968, Crustal Thickness in the Central Saudi Arabian Peninsula, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **15**, 545-547.

Owens, T. J., Zandt, G., and Taylor, S. R., 1984, Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys., Res.*, **89**, 7783-7795.

Rodgers, A. J., Walter, W. R., Mellors, R. J., Al-Amri, A. M. S., and Zhang, Y.-S., 1999, Lithospheric structure of the Arabian Shield and Platform from complete regional waveform modelling and surface wave group velocities, *Geophys. J. Int.*, **138**, 871-878.

Ross, D. A., Uchupi, E., White, R. S., 1986, The Geology of the Persian Gulf-Gulf of Oman Region: a Synthesis, *Review of Geophysics*, **24**, 537-556.

Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Vernon, F., Mellors, R., and Al-Amri, A., 1998, Lithospheric seismic velocity discontinuities beneath the Arabian Shield, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2873-2876.

Seber, D., Vallvé, M., Sandvol, E., Steer, D., and Barazangi, M., 1997, Middle East Tectonics: Applications of Geographical Information Systems (GIS), *GSA Today*, **7**, 1-6.

Snyder, D. B., & Barazangi, M., 1986, Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, *Tectonics*, **5**, 361-373.

Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia, *Mém. H. sér. Oc. Géol., Fr.*, **8**, 33-353.

Stoneley, R., 1981, The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys, *J. Geol. Soc. London*, **138**, 509-526.

Tatar, M., 2001, Sismotectonique de 2 chaînes de collision en Iran: le Zagros et l'Alborz, *Thèse de l'Université Joseph Fourier*, Grenoble.

Trowell, C.G., 1995, Lithospheric stretching, subsidence and magmatism in Oman and the Middle East, *PhD of the University of Cambridge.*

Wooler, D.A., Smith, A.G., and White, N., 1992, Measuring lithospheric stretching on Thethyan Passive margins, *J. Geol. Soc. London*, **149**, 517-532.

Figures captions:

Figure 1:

a) Map of Iran and surrounding countries showing the main tectonic features. A-B is the location of the cross section shown in Figure 4. The barbed line denotes the Main Zagros Thrust and the black region shows the location of the volcanic rocks.

b) Map of the seismologic network installed in Zagros Mountains around Ghir. Triangles denote the seismograph stations, the triangle surrounded by a circle denotes the location of the broad-band station. The selected events used for the 1-D inversion for the shallow velocity structure of the crust are shown as open circles.

Figure 2:

Velocity structure obtained for the shallow crust by inversion of the travel times of selected local earthquakes recorded on the seismological network (Fig 1b). The thin line is the starting model and the thick line is the final model.

Figure 3:

Velocity structure obtained for the crust by receiver functions analysis of four earthquakes recorded on the broadband station (see Fig. 1b). At left are shown the four receiver functions. Traces (a-b) are the radial and (c) the tangential receiver function for the 1997 Kamchatka earthquake. Traces (d-e) are smaller Kamchatka earthquakes, trace (f) is for an earthquake in Indonesia. All receiver functions show a clear Ps conversion 6-7 behind the P arrival. The middle panel shows the starting model for the inversion (thick line), the inversion velocity models (thin lines), and the model space explored (dashed lines). The right panel shows the final inversion models after reducing the number of parameters in the inversion and fixing the shallow layers to the 1-D model obtained from the travel time inversion of local earthquakes.

Figure 4:

Cross-section (see Fig 1a) from the Arabian Shield to central Iran showing the sedimentary layer and the crustal thickness from various sources (see text) and beneath Zagros (this paper). Beside the reflectors at 20-25 and 60 km depth beneath the volcanic belt from Giese et al., (1983) which are not well constrained, the thickness of the crystalline crust is almost constant across the Arabian platform and Zagros Mountains and suggests that there is no significant shortening and thickening of the crystalline crust to match the shortening observed for the folded belt at the surface in Zagros Mountains.

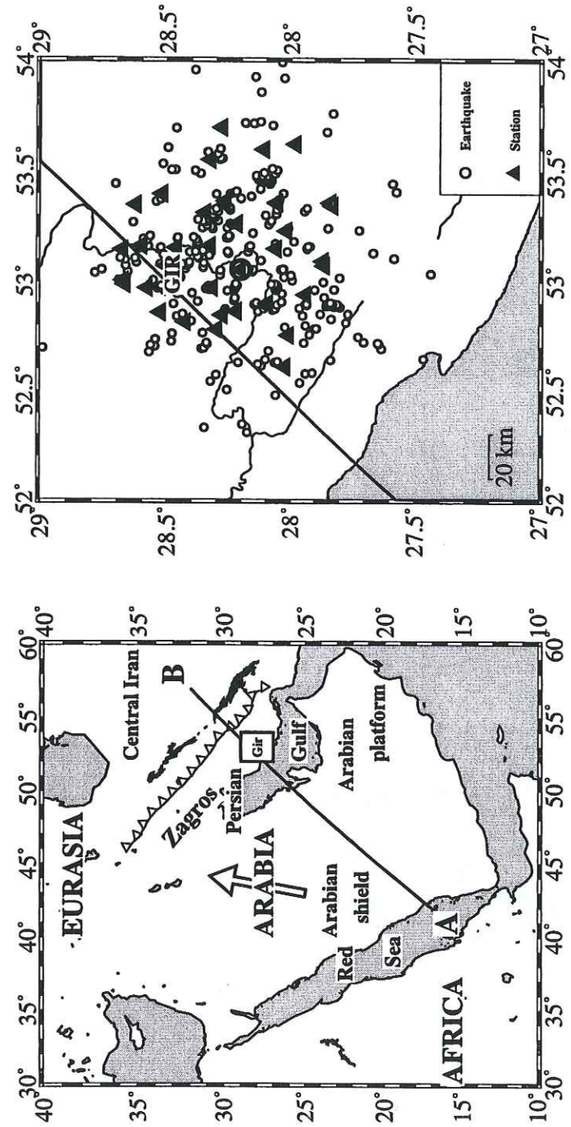


Fig. 1

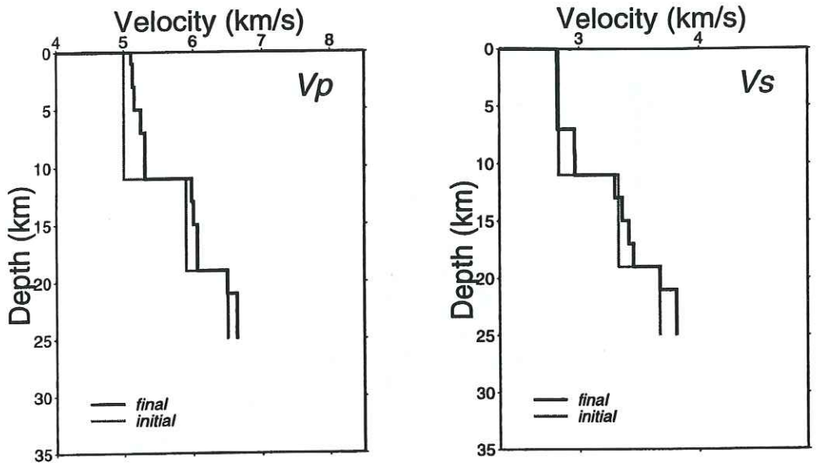


Fig. 2

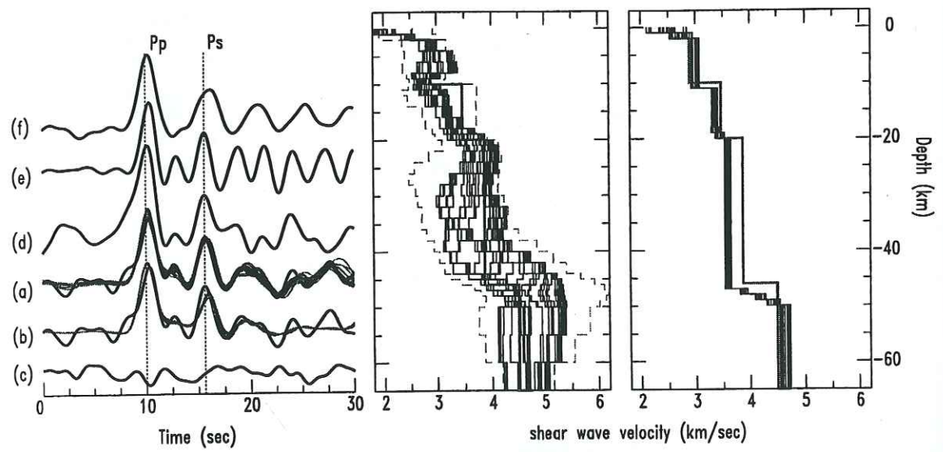


Fig. 3

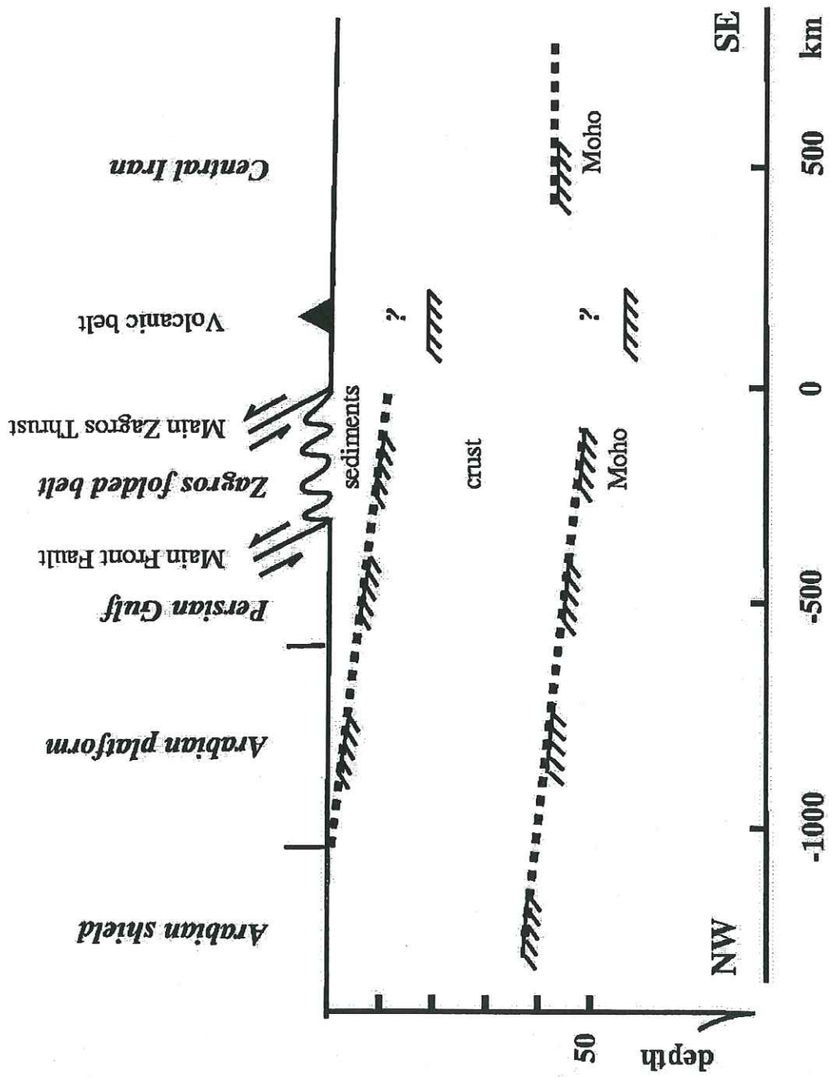


Fig. 4

Les campagnes de géodésie GPS.

6.1 Introduction

Nous avons installé un réseau géodésique traversant la zone de collision du Zagros au Sud-Ouest de l'Iran en 1997 au cours de deux campagnes GPS successives. Ce réseau s'est étendu du Golfe Persique à l'Iran Central sur toute la largeur du Zagros. À l'aide de ce réseau nous voulons observer et mesurer la déformation de surface à l'échelle de tout cette zone de collision. Cette grande échelle peut nous aider à comprendre le fonctionnement dans son ensemble du système de faille actives majeures existantes entre la côte du Golfe Persique et l'Iran Central (chapitre 2) et à aborder le problème mécanique de la déformation d'une croûte qui située dans une zone de collision.

Le système GPS (Global Positioning System) comprend un ensemble de satellites émettant des signaux captés au sol par des récepteurs. Il y a deux modes d'utilisation de ce système : 1) le positionnement approché (navigation) avec un seul récepteur. les précision atteintes étant d'environ 20-30 m en horizontal et 50-100 m en vertical; 2) le positionnement relatif avec plusieurs récepteurs qui est le mode utilisé en géodésie. Les précisions atteintes sont alors de 0,1-0,5 ppm sur les distances horizontales (soit 1-5 mm sur 10 km) et 8-10 cm en différence d'altitude.

Les avantages de la géodésie par GPS par rapport à la géodésie classique (triangulation et trilatération) sont principalement:

1) Il n'est pas nécessaire que les points mesurés soient directement visibles entre eux.

2) Il est possible de travailler sur le terrain quelque soient les conditions météorologiques.

3) Les mesures donnent directement le vecteur tridimensionnel reliant deux points stationnés simultanément.

Il existe en Iran un réseau géodésique national de 1^{er} ordre sur totalité de l'Iran qui a été mesuré à plusieurs reprises par triangulation. Ces points sont installés par le National Cartographic Center (NCC). Nous avons organisé cette campagne car nous pensions pouvoir utiliser ce réseau géodésique, mais malheureusement la précision de mesures est

	Site	Abrév.	Camp. 1997	Camp. 2000
1	*Bighard*	*BIG*	22	70
2	*Farashband*	*FRS*	19	46
3	*Islam Abad*	*ISL*	46	21
4	*Lar*	*LAR*	15	62
5	*Berke lary*	*BER*	31	-
6	*Ghir*	*QIR*	102	149
7	*Kangan*	*KAN*	13	63
8	*Bandar Mogham*	*BMO*	11	-
9	*Bandar Mogham*	*BMG*	-	65
10	*Asaloyeh*	*OSL*	17	136
11	*Ghotb Abad*	*GOT*	18	43
12	*Deh Bid*	*DEH*	17	75
13	*Tale Oroojkhany*	*TOG*	15	-
14	*Tel Mhtab Neyriz*	*TMN*	31	67
15	*Jahan Abad*	*JAB*	04	-
16	*Beshneh*	*BES*	15	63
17	*Khansare Yazd*	*KHO*	14	54
18	*Saadat Shahr*	*SAA*	4	39
19	*Sarvestan*	*SVR*	14	45

Tableau 6.1. *Des noms des sites GPS des 2 campagnes et leur période de fonctionnement.*

trois groupes emportant chacun au moins 2 récepteurs GPS. Un groupe est parti pour mesurer les stations situées à côté du Golfe Persique. Un groupe est resté au milieu de la région pour stationner les points centraux. Le troisième groupe emportant 3 récepteurs est parti pour mesurer des stations situées au Nord et au NE de la région d'étude. A cause de la large extension de notre campagne et de la distance importante entre des points situés au Sud et ceux situés au Nord, nous n'avons pas pu installer que seulement 6 récepteurs en première jour.

Pour avoir de bonnes données, nous avons mesuré chaque point pendant 3 jours. Chaque session a été choisie de façon à commencer à 00:00:00 et finir à 23:59:59, comme les stations permanentes d'IGS. Les sessions d'observation en chaque point étaient donc d'environ 72 heures. Les enregistrements se faisant toutes les 30 sec. A cause d'une erreur du paramétrage de récepteur que nous avons fait pour quelque stations au début, les enregistrements pour ces stations ont été faites toutes les 20 sec. Donc, pour traiter les enregistrements de ces stations avec celles de stations d'intervalle 30 sec, nous avons

re- échantillonné toutes les données d'une intervalle à 60 sec.

6.3 Les données

Le récepteur dans une mesure géodésique fournit trois types de fichier pour chaque station et pour chaque session d'observation:

- Le fichier B, contenant les observations qui sont les comptages de cycle des fréquences L1 et L2 à intervalle de temps régulier.

- Le fichier E, contenant les paramètres d'orbite des satellite observés pendant la session.

- Le fichier S, contenant les informations du site stationné, données par l'opérateur sur le terrain au moment de la session. Ce sont le nom du site, la hauteur d'antenne, la météo etc.

Ces données sont récupérées par un ordinateur portable et archivées, dans un premier temps, sur disquettes. Une campagne de type de celle de 2000 génère 70 à 80 Mo de données.

6.4 Le traitement des données

Le traitement des données comprend deux grand étapes : le calcul GPS et la compensation. **Le calcul GPS** concerne les différentes corrections à appliquer base par base. A l'issue de cette étape, nous obtenons un ensemble de vecteurs tridimensionnels pour l'ensemble des bases mesurées. **La compensation** du réseau consiste à rendre cohérents entre eux la position des points, les longueurs de base et les vecteurs de base mesurés. Ceci a pour but de minimiser et de répartir de façon uniforme les erreurs sur tout le réseau. Pour réaliser ces deux étapes on a utilisé le logiciel BERNESE (Beutler et al., 1996).

6.4.1 Le calcul GPS

Les principales étapes du calcul GPS pour obtenir des vecteurs de base sont :

1) **Un premier positionnement.** Ce sont les calculs de pseudo-distance qui permettent de déterminer une première position approchée des point stationnés. Ces positions serviront de position de départ pour les étapes suivantes. La précision de ces positions se situe à 10-20 m. Avec BERNESE le premier positionnement est fourni quand nous changeons le format des donnée de Rinex en Bernese. Le deuxième positionnement est

6.4.2 La compensation

Le traitement de données GPS donne un ensemble de coordonnées pour chaque point occupé et des vecteurs de base entre tous ces différents points. La compensation consiste en la résolution d'un problème inverse. En effet, on possède un modèle a priori qui est l'ensemble des coordonnées approchées des points du réseau, et des observations qui sont les vecteurs de base auxquels sont associées des erreurs. Par la compensation, on va chercher à déterminer un nouveau modèle, c'est à dire un système unique de coordonnées correspondant à la minimisation des observés moins les calculés des vecteurs de base sur tout le réseau, tout en satisfaisant aux contraintes géométriques. En géodésie, ce problème est généralement résolu par une méthode des moindres carrés. Ces ajustements des coordonnées des points d'un réseau nécessite que l'on considère un (au minimum) des points du réseau comme fixe. Le choix de ce (ou ces) point fixe pour la compensation va conditionner le résultat final. Ainsi nous ne possédons jamais des coordonnées absolues des points mais des coordonnées relatives. La compensation a pour conséquence une homogénéisation des observations et des erreurs sur tout le réseau.

Nous avons effectué la compensation pour les fichiers équations normales obtenus lors du dernier ajustement par moindre carrées (GPSEST) en utilisant le programme ADDNEQ du logiciel BERNESE. L'objectif principal de ce programme est la combinaison de tous les fichiers équations normales pour créer le fichier des coordonnées finales comprenant les coordonnées précises de toutes les stations mesurées dans une campagne géodésique.

6.5 Calculs réalisés pour les deux campagnes.

Les traitement des données s'est fait à l'aide du logiciel BERNESE. Nous avons réalisé tous les traitements avec ce logiciel. BERNESE est un logiciel qui a été mis au point par l'Institut Astronomique de l'Université de Berne (Beutler et al., 1996). Nous avons utilisé la dernière version (BERNESE 4.2) pour calculer les coordonnées précises et les vecteurs de base pour les deux campagne de 1997 et de 2000.

6.5.1 Campagne de 1997

Les données ont été traitées à l'aide du logiciel BERNESE. Nous avons, pour 18 points stationnés de notre réseau et 4 stations de l'IGS, 127 mesures de base différentes déterminées. Nous avons ajouté 4 stations IGS les plus proches (BAHR, ANKA, KIT3, et ZECK) à nos stations pour avoir nos coordonnées dans une référentiel standard (ITRF97). On a essayé, pour chaque session, de construire les lignes de base entre les stations permanentes les

plus proches de l'IGS et nos stations. Pour nos stations, nous avons construit les lignes de base entre chacun des 4 points stationnés dans chaque session. Du fait de durées courtes des mesures pour chaque station (Tableau 6.1) nous n'avons pas pu calculer la répétabilité pour les longueurs de base et sur chacun des trois composantes X, Y, Z des vecteurs de base des différentes stations. Le seul point dont nous avons pu calculer la répétabilité est la station de Ghir que nous avons mesuré de manière continue. Nous avons donc calculé la répétabilité pour les longueur de base et sur chacun des trois composantes X, Y, Z des vecteurs de base pour cette station en utilisant les station d'IGS (Figure 6.2). On remarque que les bases pour lesquelles la répétabilité est strictement nulle, sont des bases qui n'ont été déterminées qu'un seule fois. On n'a pas donc calculé la répétabilité que pour la station qui a été mesurée 5 fois. Les répétabilités moyennes obtenues sont 3,95 mm, 3,90 mm, 4,20 mm et 2,50 mm pour les longueurs de base et les composantes X, Y et Z des vecteurs de base respectivement. Ces valeurs aussi que les valeurs du RMS moyen sur les coordonnées (1,8, 2,1 et 2,5 mm pour composante Nord, Est et Up respectivement) montrent que les coordonnées obtenues pour les stations à partir de la campagne 1997 sont assez précises.

La compensation pour la campagne de 1997 s'est faite sur 22 points dont les 4 points fixes (les stations IGS), les 18 autres étant libres de se déplacer dans les trois dimensions de l'espace. Nous avons combiné les fichiers d'équations normales en utilisant le programme ADDNEQ. Les positions obtenues pour chaque point en coordonnées tridimensionnelles dans le système ITRF97 et leurs ellipses d'erreurs sont présentées sur la Figure (6.3) et dans le Tableau (AG1-Annexes Géodésie).

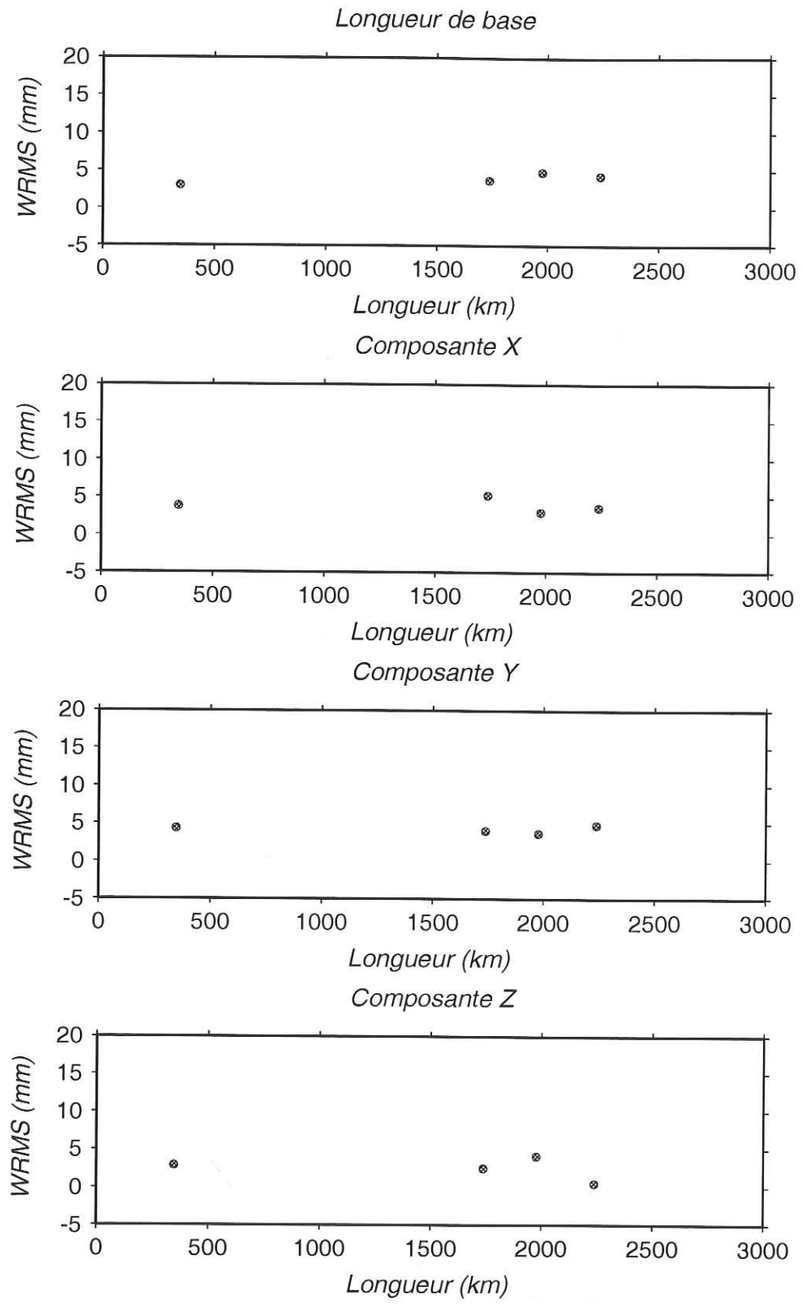


Figure 6.2: *Répétabilités pour les longueurs de base et pour chacune des trois composantes X , Y et Z des vecteurs de base observés lors de campagne 1997.*

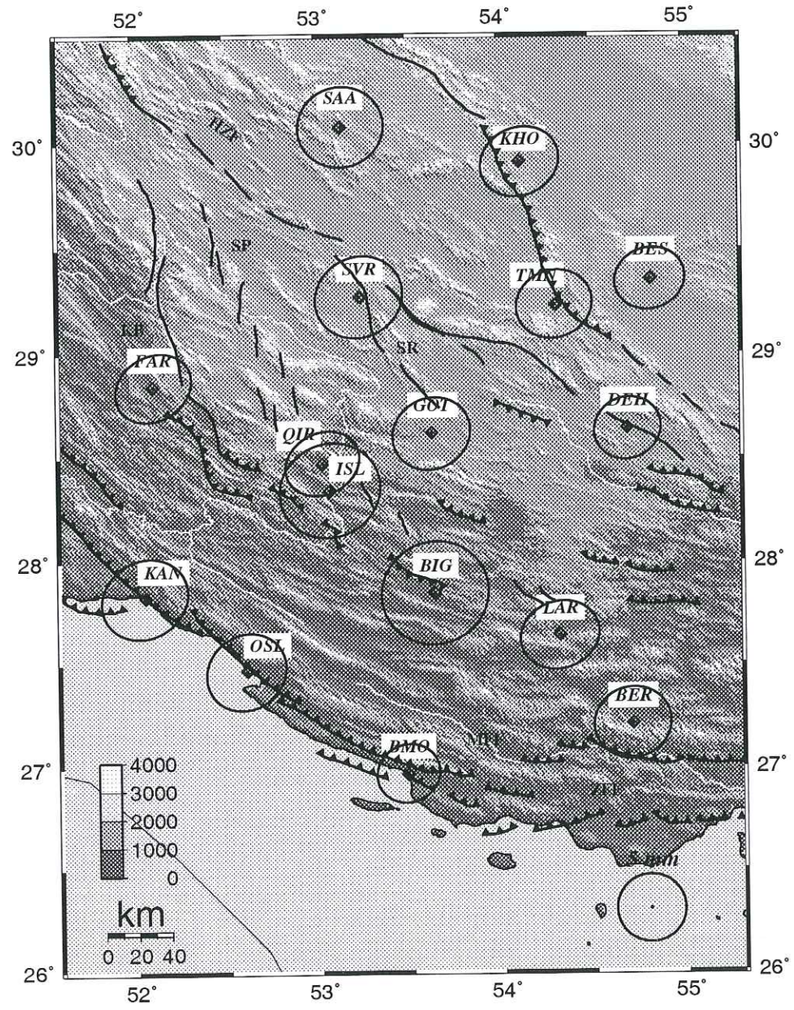


Figure 6.3: *Ellipses d'erreur théorique après compensation sur les position des points du notre réseau GPS pour la campagne de 1997.*

6.5.2 Campagne de 2000

Les données ont été traité à l'aide du logiciel BERNESE. Dans cette campagne nous avons stationné 15 points géodésiques. Pour obtenir les coordonnées dans un bon référentiel (ITRF97), nous avons utilisé les 4 stations permanentes de l'IGS situées le plus proches de notre réseau. Les lignes de base ont été calculées de la même façon que lors de la campagne 1997. Nous avons, pour l'ensemble de 19 points occupés, 182 mesures de base différentes déterminées chacune au moins trois fois. Les répétabilités pour les longueurs de base et sur chacune des trois composantes X, Y et Z sont reportées sur la Figure(6.4). Sur cette figure à cause de la longueur très grande des lignes de base entre nos stations et les stations IGS, nous avons négligé de montrer les valeurs de répétabilité obtenues par les stations IGS. Les répétabilités moyenne (pour les valeurs présenté sur la Figure (6.4) sont 1,31 mm, 3,88 mm, 4,24 mm et 3,19 mm pour les longueurs de base et les composantes X, Y et Z respectivement. Les répétabilités moyennes obtenues en considérant les stations d'IGS sont 2,17 mm, 4,46 mm, 4,90 mm et 4,01 mm pour les longueurs de base et les composantes X, Y et Z respectivement. En considérant les distances entre les stations d'IGS et notre réseau (station de Ghir) qui sont 350, 2235, 1990 et 1774 km pour BAHR, ANKA, ZECK et KIT3 on peut négliger cette petite augmentation des valeurs.

La combinaison des fichiers des équations normales, c'est à dire la compensation pour la campagne de 2000 s'est faite sur 19 points. Comme la campagne précédente, nous avons fixé les 4 stations d'IGS et on a laissé les 15 points de notre réseau libres de se déplacer dans les trois dimensions. La compensation pour cette campagne s'est faite aussi à l'aide du programme ADDNEQ. Les positions obtenues pour chaque point en coordonnées tridimensionnelles et leurs ellipses d'erreur dans le système ITRF97 sont présentées sur la Figure (6.5) et dans le Tableau (AG2-Annexes Géodésie).

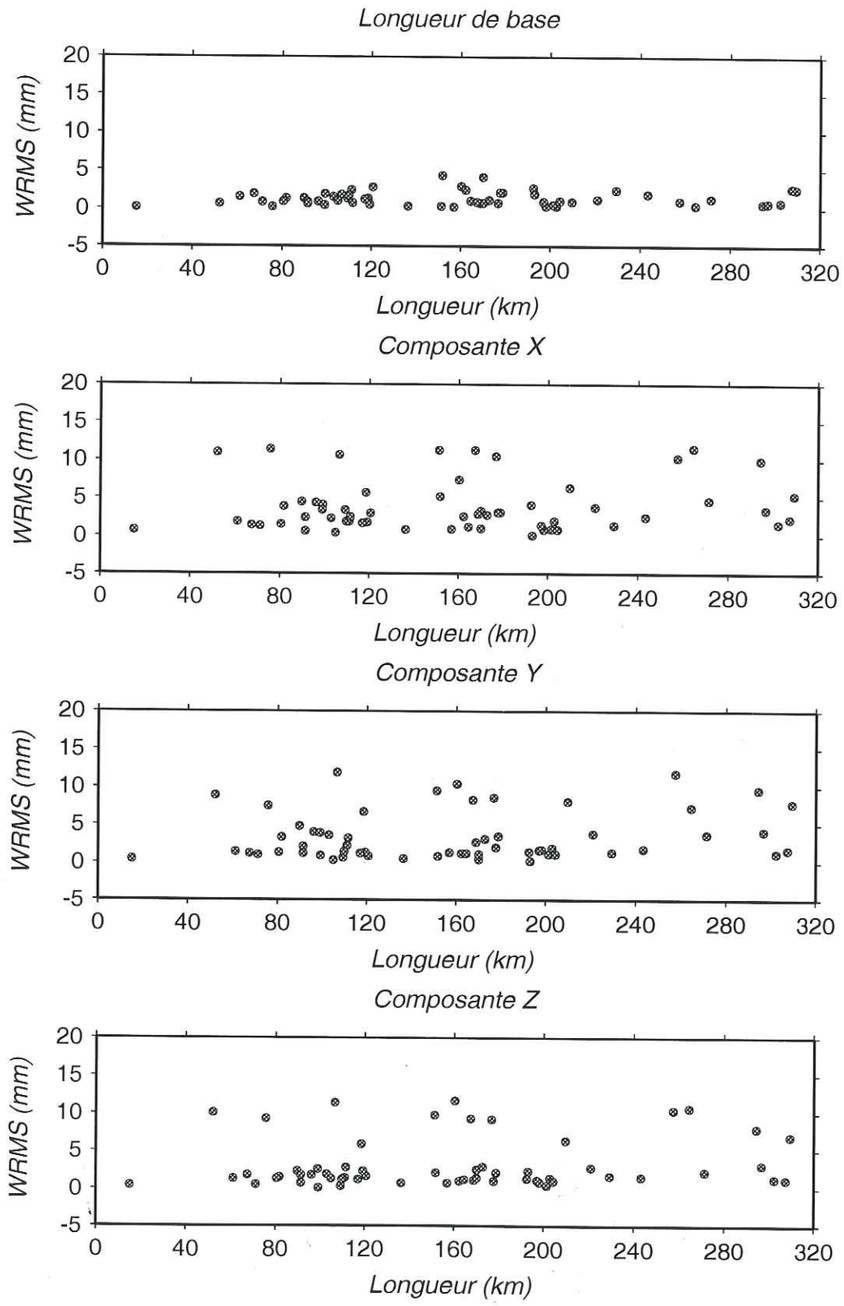


Figure 6.4: *Répétabilités pour les longueurs de base et pour chacune des trois composantes X , Y et Z des vecteurs de base observés lors de campagne 2000.*

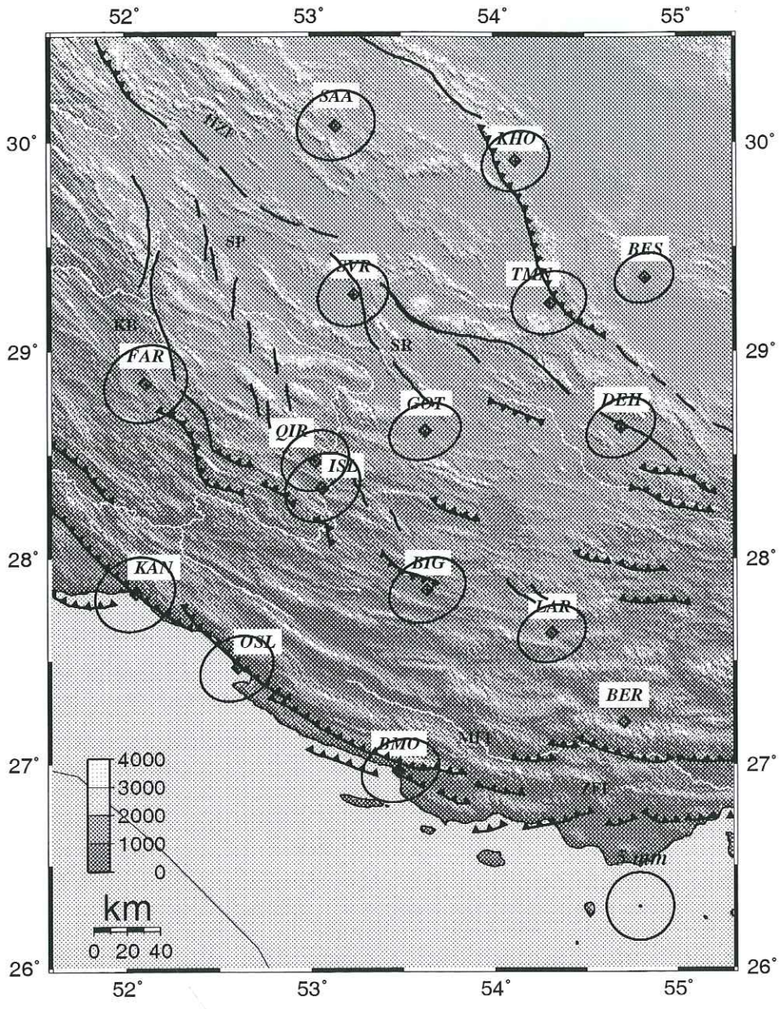


Figure 6.5: *Ellipses d'erreur théorique après compensation sur les position des points du notre réseau GPS pour la campagne de 2000.*

6.6 Comparaisons entre différentes époques.

A l'issue des compensations, nous avons les coordonnées des points stationnés lors de chaque campagne. En connaissant les positions de ces points à des époques différentes, on peut comparer ces positions entre elles afin d'en déduire des déplacements horizontaux ou des vecteurs de vitesse.

6.6.1 Les déplacements.

Parmi tous les points stationnés dans la campagne de 1997 et celle de 2000, du fait des problèmes techniques, seulement 14 points sont communs aux deux campagnes. Nous avons d'abord calculé les déplacements bruts (libres) en comparant les coordonnées obtenues entre deux campagnes. Les résultats de cette comparaison sont présentés sur la Figure (6.6). Cette figure montre le déplacement libre de chaque point pendant deux ans. Cette figure nous permet d'avoir une idée sur le déplacement général de tous les points. Elle montre que toutes les stations ont été déplacées vers NE. Des vecteurs de déplacement sont de l'ordre 4-7 cm.

6.6.2 Les vitesses.

Il y a deux procédures générales d'estimation de la vitesse : **Relatif.** Il s'agit d'estimation

de la vitesse par rapport à une ou plusieurs stations stables. On appelle cela aussi l'estimation de vitesse locale ou régionale. **Absolue.** Il s'agit d'estimation de vitesse absolue dans un repère de référence ITRF. Cette solution fournit les vitesses dans un référentiel global.

Nous avons réalisé la comparaison entre deux campagnes en utilisant le logiciel BERNESE. On a calculé les vecteurs vitesse à l'aide du programme ADDNEQ à partir des fichiers d'équations normales calculées pour différentes campagnes. Il y a deux solutions différentes à choisir par ADDNEQ pour calculer des vecteurs de vitesses :

Solution libre. Dans ce type de solution, l'estimation des coordonnées et vitesses des stations est basée sur la minimisation de la transformation d'une coordonnée. Dans ce cas là, les coordonnées et les vitesses de toutes les stations sont calculées. Cette solution minimise les erreurs que l'on peut introduire dans un réseau en fixant un point a priori avec des coordonnées incorrectes.

Solution fixée. Il s'agit de fixer les coordonnées d'une ou plusieurs stations a priori. Cette solution est efficace quand nous voulons fixer les coordonnées de seulement une station a priori.

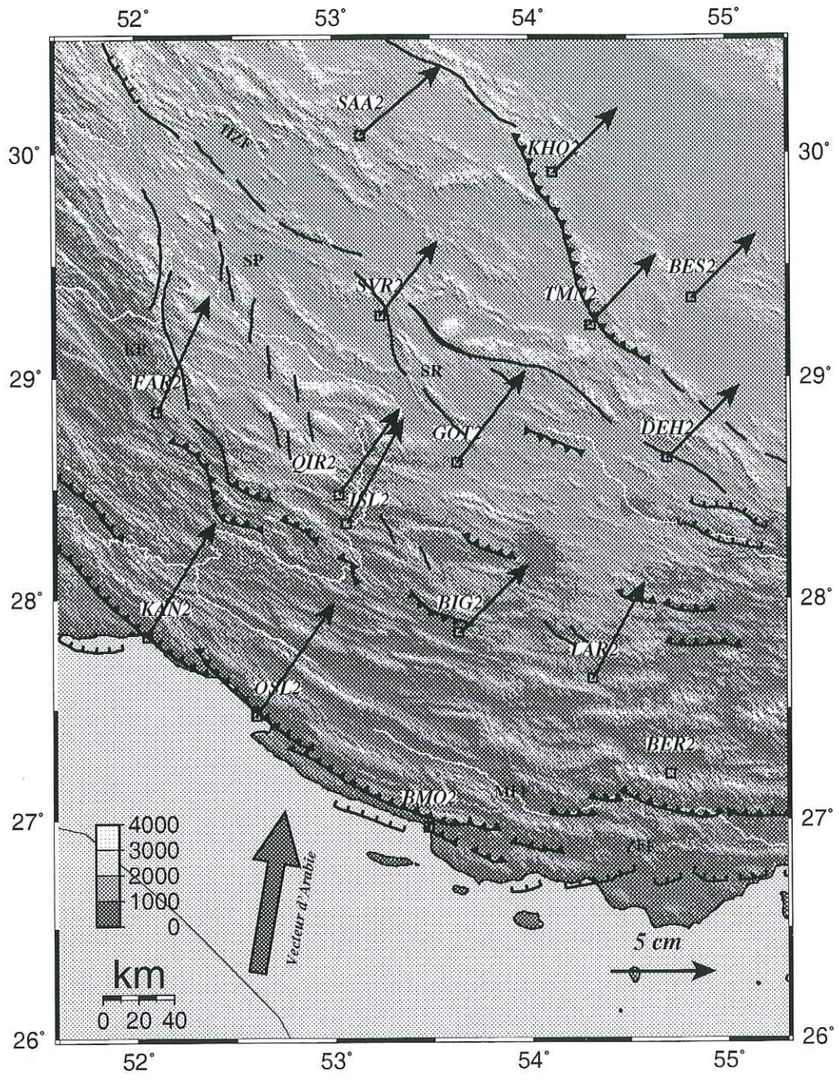


Figure 6.6: *Déplacements bruts horizontaux entre 1997 et 2000 dans le sysème référentiel ITRF97.*

Nous avons donc quatre stratégies différentes pour estimer les vecteurs de vitesses en utilisant le programme ADDNEQ : **Absolu-Libre, Absolu-Fixé, Relatif-Libre et Relatif-Fixé**. En considérant que notre réseau est un réseau régional et sachant que nous sommes intéressés à la déformation interne de notre réseau, on a choisi la stratégie **Relatif-Libre** pour estimer les vecteurs de vitesse de tous les points communs dans deux campagnes.

Avec stratégie **Relatif-Libre** comme on l'a mentionné, on peut calculer les valeurs de vitesse de chaque point, par rapport aux autres stations. Pour réaliser cela, il faut fixer au moins deux stations ou une station et une direction. Nous avons donc décidé dans une première approche, de choisir deux stations KHO et BES situées sur la bloc Iran Central. On a choisi ces stations parce que ces points sont situés sur un bloc stable et ils montrent exactement le même déplacement brut (libre) (Figure 6.6). Nous remarquons qu'on ne peut pas fixer deux stations avec différentes valeurs de déplacement et avec différentes directions.

La Figure (6.7) montre les vecteurs de vitesse de nos stations par rapport à des deux stations fixées KHO et BES et ainsi que leur ellipse d'erreur de 95% de confiance. On remarque que, à l'exception des station LAR, ISL, QIR, FAR et SVR, les vecteurs de vitesse de toutes les autres stations montrent une direction vers le N-NE approximativement parallèle à la direction de vecteur Arabie. Les stations mentionnées au-dessus (LAR, ISL, QIR, FAR et SVR) montrent toutes une orientation NW à peu près parallèle à la direction des structures décrochantes dans cette région. En sachant que chacune de ces stations est située à côté d'une faille ou d'une zone décrochante active, il est probable qu'elles peuvent être associées à ces structures.

Sur la Figure (6.7) On voit aussi que la grandeur des vecteurs de vitesse diminue du SW vers le NE en s'approchant de la faille inverse principale du Zagros (MZRF). La station BIG montre un vecteur de vitesse très petit par rapport à son ellipse d'erreur importante. C'est probablement dû à la mauvaise qualité des observations pendant la campagne 1997. Pendant le traitement des données, cette station a toujours montré un RMS important et on n'a pas pu contraindre assez la ligne de base pour ce point lors de la campagne 1997. La station SAA montre aussi une ellipse d'erreur importante par rapport à son vecteur de vitesse. Celle-ci est dû à très courte observation (4 h) pendant campagne de 1997.

Les valeurs de vitesse calculés dans ce cas sont de l'ordre de 1,0 cm/an.

Cependant, nous avons fait l'hypothèse que KHO et BES sont situées sur un bloc stable et qu'elles se sont déplacées de la même manière, mais pour être sur que nous n'avons pas introduit un biais du fait d'avoir fixé deux stations, nous avons recalculé les vecteurs de vitesse pour nos stations par rapport à une seule station (BES). Le résultat

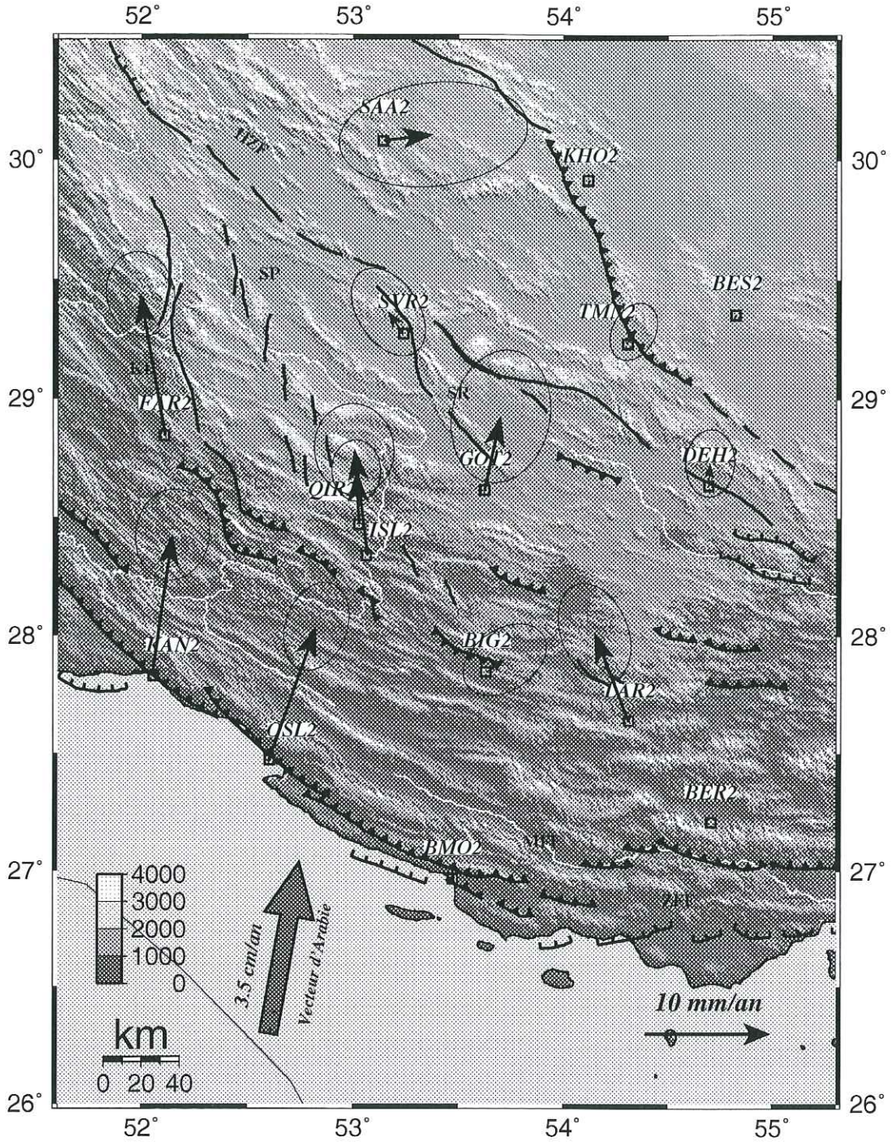


Figure 6.7: *Stations de GPS (Zagros) avec vecteurs de vitesse par rapport aux stations KHO et BES et leurs ellipses d'erreurs 95% de confidence.*

est identique à celui obtenu en fixant deux stations KHON et BES.

En regardant la Figure (6.8) nous voyons que la station KHO ne montre aucun déplacement par rapport de station BES, indiquant que tous les deux stations sont situées sur un bloc stable.

Les valeurs obtenues pour le vecteur de vitesse de toutes les stations par rapport de la station BES, ainsi que leurs ellipses d'erreur calculées sont présentées dans le Tableau (AG3-Annexes Géodésie).

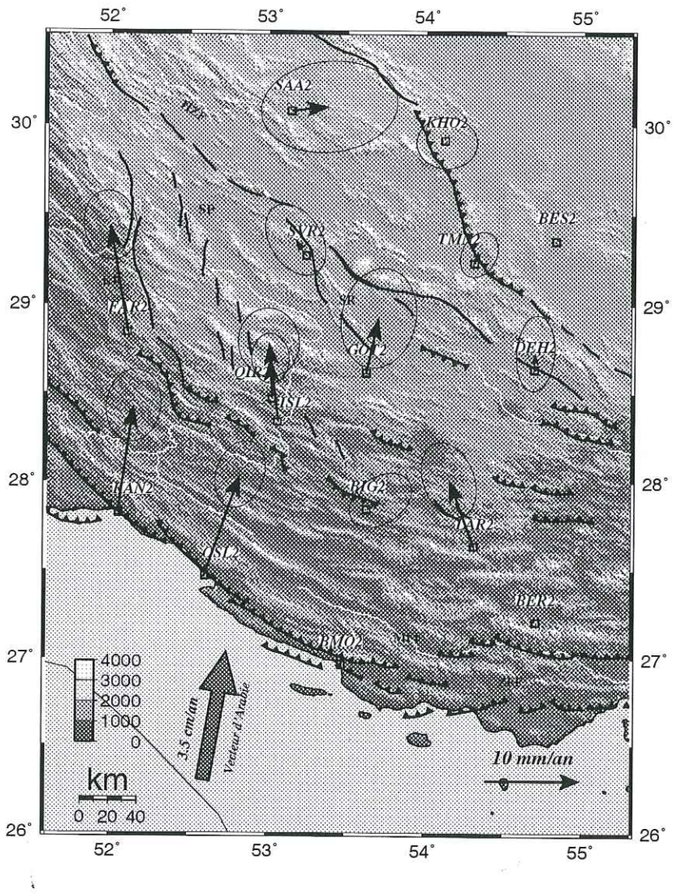


Figure 6.8: *Vecteurs de vitesse et leurs ellipses d'erreurs 95% de confidence calculés par rapport à la stations BES.*

6.7 Déformation

Nous avons déterminé la déformation interne dans notre réseau géodésique à partir des valeur obtenues pour les vecteurs de vitesse dans chaque station. Nous avons calculé la déformation entre différents repères en utilisant le programme fourni par Clarke (1999). La figure (6.9) montre les directions de déformation calculées pour chaque triangle. L'orientation des directions de déformation précise une direction NNE-SSW approximativement parallèle à la direction du vecteur de déplacement de l'Arabie, indiquant que les toutes parties de la chaîne plissée simple du Zagros sont affectées par un raccourcissement perpendiculaire à l'orientation des structures majeures dans cette chaîne de montagne.

On remarque que le taux de déformation et la direction des axes de déformation sont presque pareils pour tous les triangles, indiquant que toute la ceinture du Zagros est raccourcie de la même manière.

Le triangle comprenant les stations SAA, SVR et TMN montre une extension (rallongement) d'orientation NE-SW qui n'est pas normale! Ce problème peut être associé au peu d'observation (environ 4 heures) dans la station SAA pendant la campagne de 1997. Cette station montre une ellipse d'erreur importante pour le vecteur vitesse obtenu pour ce point.

Nous remarquons la présence d'une composante d'extension pour les triangles situés à l'Ouest de notre réseau. Elle indique l'existence de cisaillement dans cette partie de la région d'étude. Cela peut être associé à la faille décrochante du Kareh Bas et la zone décrochante du Sabz Pushan.

La déformation à côté de MZRF ne montre aucune composante de cisaillement indiquant que cette faille qui n'est pas active sismiquement, n'est pas une structure active d'un point de vue géodésique.

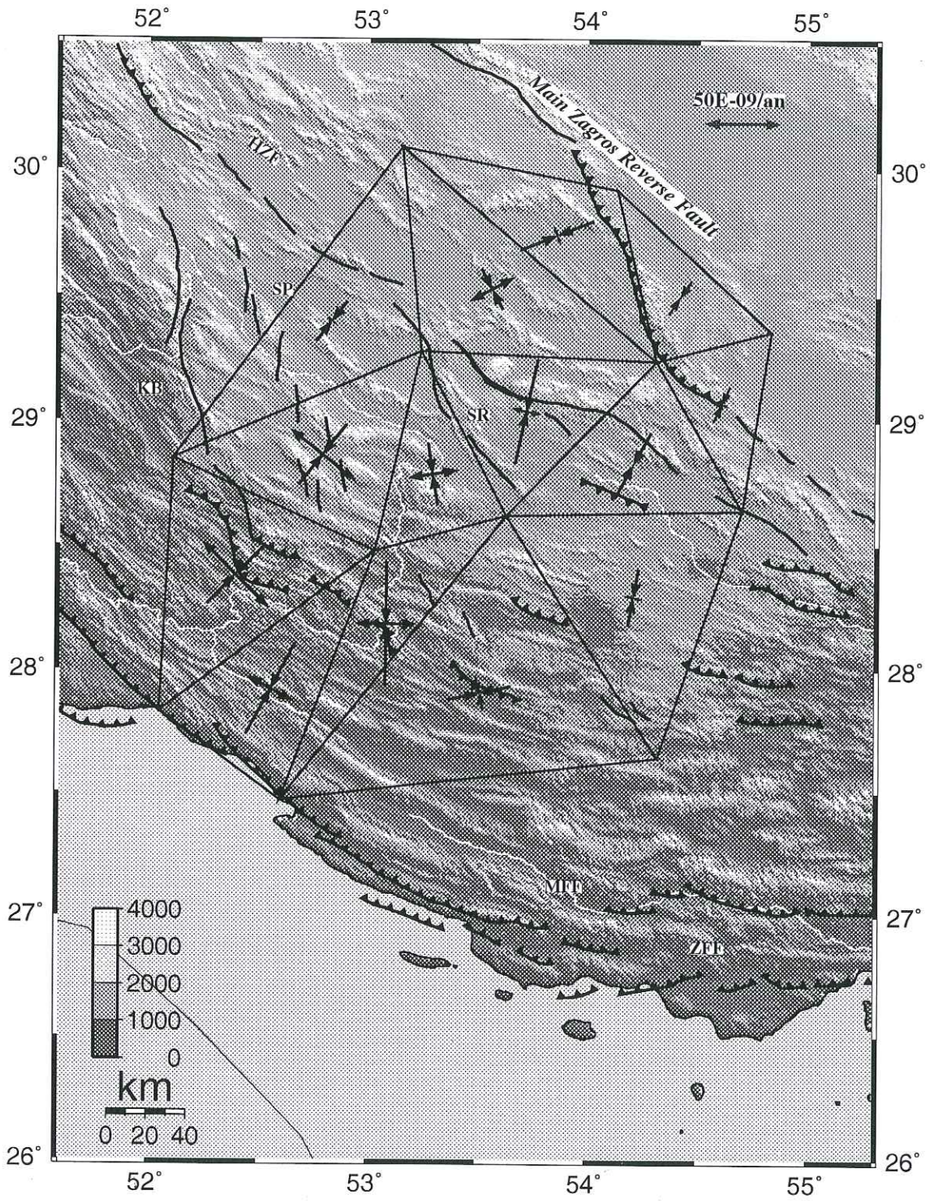


Figure 6.9: *Les taux de déformation déterminé pour chaque triangle comprenant trois repères. Les flèches convergente montrent le raccourcissement et celles de divergentes indiquent l'allongement.*

6.8 Conclusion

Nous avons étudié la déformation d'une zone de collision situé au Sud de l'Iran à partir de deux campagnes de mesures GPS successives en 1997 et en 2000. En comparant les coordonnées obtenues pour les 14 repères au cours de deux campagnes géodésiques nous avons calculé le taux de déformation pour la collision zone du Zagros. Nos résultats montrent un raccourcissement d'environ 1 cm/an affectant toute la région avec une direction approximativement parallèle à la direction de convergence entre les plaques Arabique et Eurasie. Les ellipses d'erreur obtenues pour les coordonnées ainsi que les vecteurs de vitesse sont tous assez petits (de l'ordre 3-4 mm) permettant de déduire le déplacement des différents repères par rapport à l'Iran Central.

La déformation interne calculée à partir nos données indiquent une zone de coulissage associée aux décrochements de Kareh Bas et de Sabz Pushan dans parties Est de notre réseau. L'absence d'aucune composante extensive de déformation à côté du MZRF remarque que cette faille n'est pas une faille géodésiquement active.

The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements

Mohammad Tatar, Denis Hatzfeld, Joseph Martinod, Mohsen Ashtiany, Jean Chéry

(Papier sumis à Earth Planet. Sci. Lett.)

Abstract

In 1998 and in 2000, we measured the distances between 14 geodetic benchmarks across the Central Zagros mountain belt. The accuracy of the measurements is good enough to infer the motion of the different benchmarks relative to Central Iran. The results show that about 1 cm/y of shortening across the Central Zagros is distributed within the mountain belt and is consistent in direction with the motion of Arabia relative to Eurasia. The Main Zagros Thrust fault is not an active kinematical boundary. The internal deformation of the folded belt is rather homogeneous, at our scale, which does not allow to infer any active blind fault. On the west of the network, strike-slip deformation is related to the Karebas right lateral strike slip fault.

1. Introduction

The Zagros mountain belt accomodates part of the convergence between the Arabian and the Eurasian lithospheric plates. Nuvel 1 (DeMets et al., 1990) predicts a convergence between Arabia and Eurasia which is to be about 3-4 cm/y and trending almost NS and is derived from the indirect closure of the relative motion between the Arabia, Africa and Eurasia circuits. The present day shortening accommodated by the Zagros mountain belt is deduced from 1) a reconstruction of the velocity vectors between Eurasia-Arabian-Iran which gives a value of 1- 1.5cm/y but is not well determined (Jackson and McKenzie, 1984, 1988) and 2) an uplift rate of 1mm/y measured from geomorphological observations

which suggest a shortening of 1 cm/y (Falcon, 1974). The seismic energy release in Zagros does not explain more than 10the total deformation (Jackson and McKenzie, 1988) and the Arabia-Eurasia vector systematically misfits the slip vectors of the earthquakes mechanisms located in the western Zagors (DeMets et al., 1990).

The Zagros mountain belt is approximately 1500 km long and between 250-400 km wide and runs from Eastern Turkey, where it connects to the North- and East-Anatolian faults, to the Oman Gulf, where it dies out at the Makran subduction zone (Fig. 1a). The Zagros mountain belt lies on the Arabian passive margin, that is covered by an up to 10 km-thick continuous layer of sediments from the Cambrian to the Miocene (e.g. Stocklin, 1974; Haynes and McQuillan, 1974; Stoneley, 1976). During the Mesozoic time, Zagros has experienced a major episode of convergence, mostly restricted to the Main Zagros Thrust fault (MZTF) (Stocklin, 1974; Stoneley, 1976). Then, a second episode of deformation during the Plio- Quaternary is responsible of the folding that affected the Simple Fold belt. There is no direct measurement of the amount of relative displacement across the MZTF during the Mesozoic, but there is an estimate of 50 km for the shortening which affected the Simple fold belt during the last 5 my which is consistent with a rate of 1 cm/y (Falcon, 1974).

Several faults, or major discontinuities, affect the Zagros mountain belt in its central part (Fig. 1b). Using the terminology proposed by Berberian (1995), the Main Recent Fault (MRF) is an active right lateral strike slip fault located along the MZTF. This active fault is observed mostly in the Northern part of the Zagros (Tchalenko and Brau, 1974; Ricou et al., 1977). According to Berberian (1981, 1995) and Ricou et al, (1977), the MRF offsets the MZTF of about 200 km around Dorud, which would indicate a slip rate of 4 cm/y, assuming that it is active since 5 My. This segment of the fault has been seismically recently very active (Tchalenko and Brau, 1974; Berberian, 1981). Ricou (1974) and Ricou et al. (1977), suggest that the MRF has also been active further East during the Quaternary, in the area of Neyriz, with a total amount of horizontal slip of about 20 km (Fig. 1a). It is now sealed by recent alluviums.

Clearly, the Zagros mountain belt is not a cylindrical belt experiencing NE-SW since an important component of strike slip motion affects the MRF in the north-western part of the chain. This strike-slip motion is not observed SE of Neyriz. The chain is also cut by NS-trending dextral strike-slip fault systems which are the probable surface expression of basement faults covered by the sediments. The main fault of this system is the Kazerun fault responsible for a right lateral offset of 140 km which affects some lower Miocene terranes and implies a rate of 1.5 cm/y (Berberian, 1981, 1995). Recent earthquakes whose mechanisms are right lateral strike slip motion (Baker et al., 1993) are located on

the Kazerun fault. To the East, the right lateral Kareh Bas fault (Ricou, 1974) offsets the fold axes by 10 km. Further east, the Sabz-Pushan fault and the Sarvestan fault are also right lateral strike slip faults trending NNW-SSE associated with a probable displacement of about 20 km for the latest (Ricou, 1974).

Data

The purpose of the GPS campaign was to obtain a first order estimate of the present-day deformation that affects the Zagros Folded Belt, from the Arabian stable area to Central Iran, across the Main Thrust Zone. Because of the availability of GPS receivers and of logistical problems, we could not design a long and detailed survey and, therefore, decided to re-occupy the GPS-benchmarks installed by the National Cartographic Center (NCC) for mapping purposes (Fig. 1b). Most of these benchmarks are installed on public monuments as schools or reservoirs and not directly on the bedrock. This could introduce some noise in the data.

We measured in total 18 different benchmarks during 2 different surveys 2 years apart. The first campaign has been conducted in December 1997, and we could deploy only four dual frequency Ashtech Z12 receivers. One receiver was recording continuously in the station QIR, the 3 other receivers were installed on different benchmarks for sessions of 4 (SAA, JAB) to 46 (ISL) hours duration with an average of 15 hours. A few benchmarks were measured twice.

The second survey was conducted in February 2000, and we deployed in total 8 dual frequency Ashtech Z12 receivers. One receiver was again installed permanently in QIR. The other receivers were deployed for sessions that lasted 60 hours on average. Only 14 benchmarks are common between the two campaigns.

The processing has been performed using the BERNESE software (Rothacher et al., 1993). Data from International GPS Service stations (IGS) in BAHR, ANKA, KIT3, and ZECK were used to locate our network within the International Terrestrial Reference Frame (ITRF). Because of the relatively moderate size of the network (250 km in total) and because of the small length of the baselines (60-100 km), tropospheric corrections were not drastically important and were computed directly from the data. It is difficult to give a true estimate on all errors of our measurements because we measured our network only twice. However, we propose an estimate deduced from both the repeatability and the scatter of the measurements. During the 1997 campaign, most of the benchmarks were measured only once, during a session shorter than 24 hours, and we cannot compute the repeatability of the measurements. The repeatability during the 2000 sur-

vey measurements is of 4 mm for horizontal coordinates. The RMS computed using the variance-covariance matrix is less than 2 mm for the 2000 data. Finally, we estimate that the average accuracy of the 1997-2000 comparison to be +/- 8 mm.

Results and discussion

The main purpose of our measurements was to estimate the total shortening experienced by the Zagros mountain belt. The second purpose was to infer if the deformation was spread over the whole mountain belt or localised on individual faults (as the Main Zagros Thrust). The third purpose was to estimate the strain pattern, and especially to look for possible distributed deformation between the MZT and the MRF.

We decided to plot the velocities of the different benchmarks relative to Central Iran and assume one benchmark (BES) to be the reference. We could conversely choose one of the stations located on the Arabian plate (KAN, OSL) as reference stations, but the measurements in KAN are not as good as in other stations, which could induce a systematic bias in our conclusions. Furthermore, internal deformation can affect the Simple Folded belt or the Gulf of Oman. Figuer (Fig. 2a), shows the velocity vectors of the different stations relative to BES considered as fixed.

We observe that:

1) The velocity of GIR and of ISL is very similar.

2) The velocity of KHO (also located in Central Iran) relative to BES is not measurable.

3) The velocity of the benchmarks located on Persian Gulf (KAN and OSL), relative to Central Iran is about 11 (+/- 4) mm/y.

4) The velocity of the different benchmarks located in Zagros relative to Central Iran is trending approximately NS.

5) The benchmarks located across the MZT (SAA, TMN, DEH) do not move significantly relative to the benchmarks located on Central Iran.

6) We observe an increase of the velocity values, from the NE, near the MZT, to the SW toward the Arabian plate.

Because of the short time duration of the 1997 sessions, we are a little concerned about the accuracy of our measurements, even we observe a clear consistency of the velocity pattern. The two stations of QIR and ISL, located close together, show very similar results (within 4 mm) which confirms the reliability of our conclusions.

The Main Zagros fault represents the major tectonical discontinuity between the Arabian platform and Central Iran. The station of KHO, located also on stable Central Iran,

north of the Main Zagros fault does not move significantly form BES, which confirms that Central Iran behave as a rigid block.

The Zagros represents the deforming part of the Arabian platform as attested by the active seismicity and the folded upper layer of sediments. Very likely, the benchmarks, KAN and OSL, located on the coast of the Persian Gulf belong to the stable Arabian platform. Therefore, the total amount of shortening which is measured between the stations KHO and BES on one side, and KAN and OSL on the other side represents an estimate of the shortening which affects the Central Zagros as a whole. It means that the present-day shortening rate of the Central Zagros is of about 10 mm/y which is consistent with geomorphological observations (Falcon, 1974). This shortening is about 1/3 of the total convergence between Eurasia and Arabia.

Because the direction of both the motion of Arabia relative to Eurasia and the Arabian benchmarks relative to the Central Iran benchmarks are similar, even the total amount of the Zagros deformation is only 30which affects both the Alborz mountain belt and Central Iran, are not drastically different in orientation.

The MZT is associated with an very important geological discontinuity, related to the geodynamics which prevailed during the Mesozoic time. It is the possible place of the former subduction process which accommodated the convergence between Arabia and Eurasia. The motion of SAA, DEH and TMN, relative to KHO and BES is small and purely shortening. It seems, therefore, that the MZT behave as a presently sealed boundary.

To inquire about possible internal deformation experienced by the Zagros mountain belt and the MZT, we computed the strain between the different benchmarks (Fig. 2b). Indeed, our network of benchmarks does not allow a detailed analysis of the internal deformation experienced by the Central Zagros. However, this pattern of internal deformation confirms that the Zagros mountain belt experiences distributed shortening from the Arabian plate to central Iran. The amount of shortening is similar for all triangles and the azimuth of shortening is reasonably consistent for all triangles and trending NNE-SSW.

The lack of any NNW-SSE trending extension associated with the N-S shortening for the triangles across the MZT (benchmarks KHO, BES, TMN, DEH,) does not support any present-day strike-slip motion on or near the MZT at his place.

On the other hand, the westernmost triangles (benchmarks SAA, SVR, FAR, KAN, OSL, QIR, GOT, SVR) exhibit a consistent pattern of stretching trending approximately WNW- ESE. This combination of shortening and stretching is usually related to strike slip motion, and therefore probably related to the Kareh Bas and Sabs-Pushan strike-slip

fault zones located farther west which offsets topographic structures of about 10 km.

Conclusion

The first quantitative geodetic measurements across the Central Zagros mountain belt support the idea that the shallow layer of the Zagros, constituted by a thick layer of sediments, responds to the shortening by distributed deformation and our measurements do not allow to identify any single blind active fault. This deformation is of about 10 mm/y, and trends NNE- SSW and therefore accommodates about 30Eurasia as deduced from Nuvel 1 (DeMets et al., 1990). The MZT, which is the main geological boundary between Arabia and Central Iran, seems to be presently kinematically inactive. In the western part of the network, the Kareh-Bas and Sabs Pushan strike slip fault zones seem to affect the total deformation which affects the Central Zagros.

Acknowledgments

We thank all the observers who contributed to collect the measurements. We benefited from the GPS receivers provided by INSU-CNRS. The logistics was helped by the major of Gir. F. Tavakoli and F. Nilforoushan kindly made available all informations related to the National Cartographic Center benchmarks. J.P. Glot, F. Nilforoushan and A. Walpersdorf helped in processing the data. P. Clarke made available his software to compute strain from displacements. We benefited of numerous discussions with J. Jackson, and J.C. Thomas. This work was partially supported by the French Embassy in Tehran. M. Tatar benefited of a fellowship from the French Ministry of Foreign Affairs.

References

Baker, C.,, Jackson, J.,, & Priestley, K., 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, 1993.

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

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

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., Current plate motions, *Geophys. J. Int.*,**101**, 425-478, 1990.

Falcon, N., Southern Iran: Zagros Mountains, in Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, edited by Spencer, *Spc. Publ. Geol. Soc. London*,**4**, 199-211, 1974.

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

Jackson, J. A., & McKenzie, D., Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **77**, 185-264, 1984.

Jackson, J. and D. McKenzie (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astr. Soc. London*, **83**, 45-73.

Jackson, J., Haines, J., & Holt, W., The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*,**15**,205-15219, 1995.

Ricou, L. E., L'évolution géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des zagrides, *Thèse, Université d'Orsay*, France, 1974.

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

Rothacher, M., Beutler, G., Gurtner, W., Brockmann, E., Mervart, L., Bernese GPS software version 4.0 documentation, *Astronomical Institute, University of Berne*, Switzerland, 1996.

Stocklin, J., Possible ancient continental margin in Iran,*in Geology of Continental Margins*, edited by C. Burke and C. Drake, Springer-Verlag, New York, pp. 873-877, 1974.

Stoneley, R., The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys, *J. Geol. Soc. London*, **138**, 509-526, 1981.

Tchalenko, J.S., and J. Braud (1974), Seismicity and structure of the Zagros (Iran) - the main recent fault between 33 and 35 deg; N, *Philo. Trans. Roy. Soc. London*,**277**, 1-25.

Figure Captions:

Fig. 1: a) Map of Iran located between Arabia and Eurasia. The arrow is the motion of 3.5 cm/y of Arabia relative to Eurasia. The empty dots are earthquakes of magnitude greater than 4.5 located by NEIS. The main geological faults are shown as barbed lines for reverse faults and bolded lines for strike-slip faults. The location of the Central Zagros area is shown with as a box. D is Dorud and N is Neyriz where MRF strike slip faulting is observed. b) Map of the Central Zagros area. The main faults are reported as barbed lines for the reverse faults and bolded lines for the strike slip faults. HZF is the High Zagros Fault, MFF is the Main Front Fault and ZFF is the Zagros Foredeep (Berberian, 1995). The Simple Folded belt is located between the HZF and the MFF. The MRF is not present on this portion of the Zagros. All GPS benchmarks are reported as squares.

Fig. 2: a) Map of the annual displacement rate of the benchmarks relative to BES located in Central Iran. The white arrow is the motion of Arabia relative to Eurasia. The ellipse are the 95Convergent arrow show shortening, while divergent arrow show lengthening.

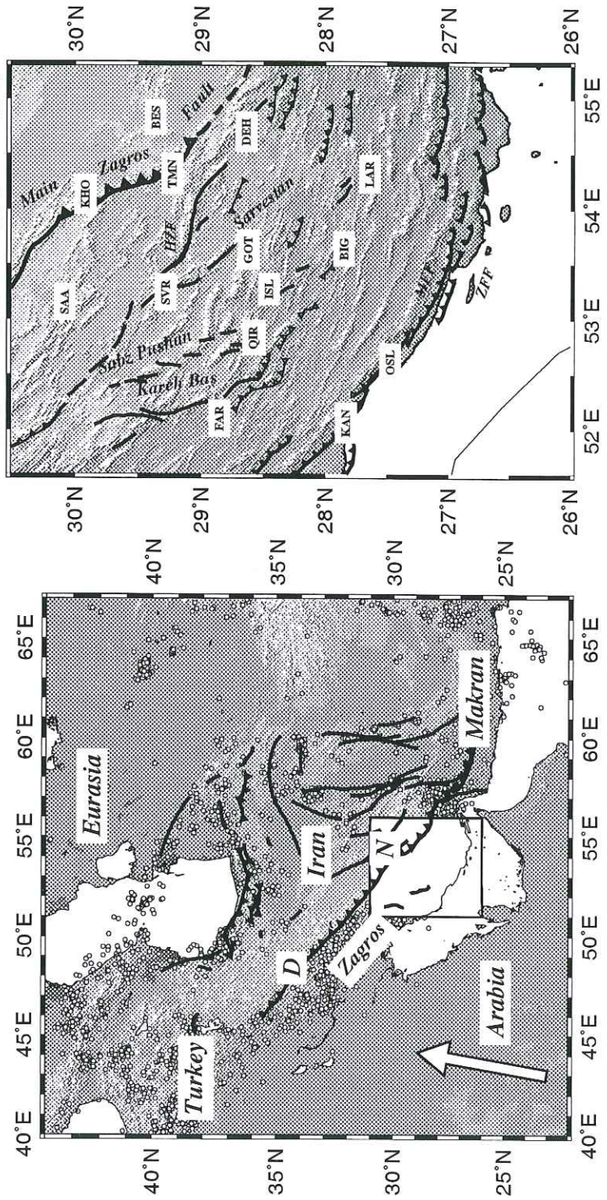

Main Zagros Fault
Sarvestan
Sabz Pushan
Kareh Bas
HFF
MFF
ZFF
BES
DEH
TMN
KHO
LAR
BIG
GOT
ISL
SVR
SAA
QIR
OSL
FAR
KAN
Eurasia
Iran
Zagros
D
N
Makran
Arabia
Turkey
30°N
29°N
28°N
27°N
26°N
55°E
54°E
53°E
52°E
40°N
35°N
30°N
25°N
65°E
60°E
50°E
45°E
40°E

Fig. 1

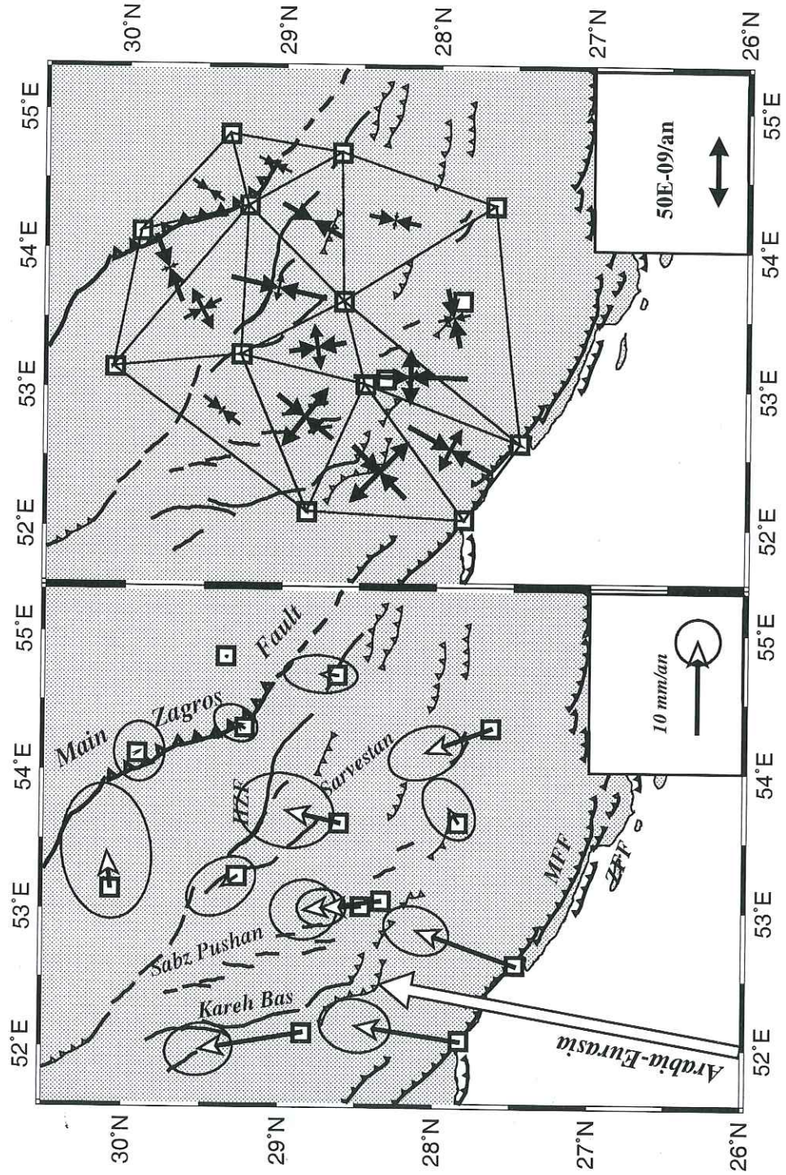

50E-09/an
10 mm/an
Main Zagros Fault
Sarvestan
Sabz Pushan
Kareh Bas
HFF
MFF
ZFF
Arabia-Eurasia
30°N
29°N
28°N
27°N
26°N
55°E
54°E
53°E
52°E

Fig. 2

Interprétations

7.1 Sismicité

L'étude sismotectonique de la région de Ghir-Karzin 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 réparti sur toute la région d'étude. Cependant, plusieurs alignements de sismicité orientés NW-SE (N110°) sont visibles. Les alignements sont parallèles à l'axe des plis et des failles chevauchantes présentées sur les cartes géologiques. La distribution des séismes suit à peu près la même direction que les séismes instrumentaux supérieur à M=4,5 (Figure 7.1).

Les bandes parallèles de la microsismicités sont séparées d'environ 10-20 km aussi bien en carte que en coupe. L'espacement entre ces alignements de séismes dans la partie Nord de la région est d'environ 10 km mais plus vers SW ils montrent un espacement de l'ordre 20 km. En regardant l'espacement entre l'axe des plis qui est de l'ordre 15-18 km on peut dire qu'il n'y a pas une relation claire entre des structures situées au-dessous de couche sédimentaire et celles visible en surface. C'est probablement du fait de l'existence de la couche de sel d'Hormuz qui repose sur le socle métamorphique séparant la partie sédimentaire de la partie cristalline du socle. Il semble que la déformation cassante dans le socle est découplée par cette couche décollement. On peut constater que les structures visibles en surface ont été formées de manière indépendante des structure situées dans le socle.

L'examen de la sismicité sur la coupe montre que la majorité de nos données est localisée entre 9-15 km de profondeur et donc associée à la partie supérieure du socle métamorphique. La distribution des séismes sur la coupe en première vue indique qu'une grande partie des données se situe à la profondeur d'environ 11 km qui est la limite entre la partie sédimentaire au-dessus et le socle cristallin au-dessous. Nous avons vérifié l'existence d'une surface de décollement qui plonge doucement vers NE. Mais, en examinant les coupe plus en détail et en n'utilisant seulement que les séismes très bien localisés (Erz et Erz < 1 km, gap <180°, Rms<0,3 s) on vérifié que la microsisimicité se partage plutôt en plusieurs linéament à peu près parallèles, plongeant fortement (60 – 70°) vers

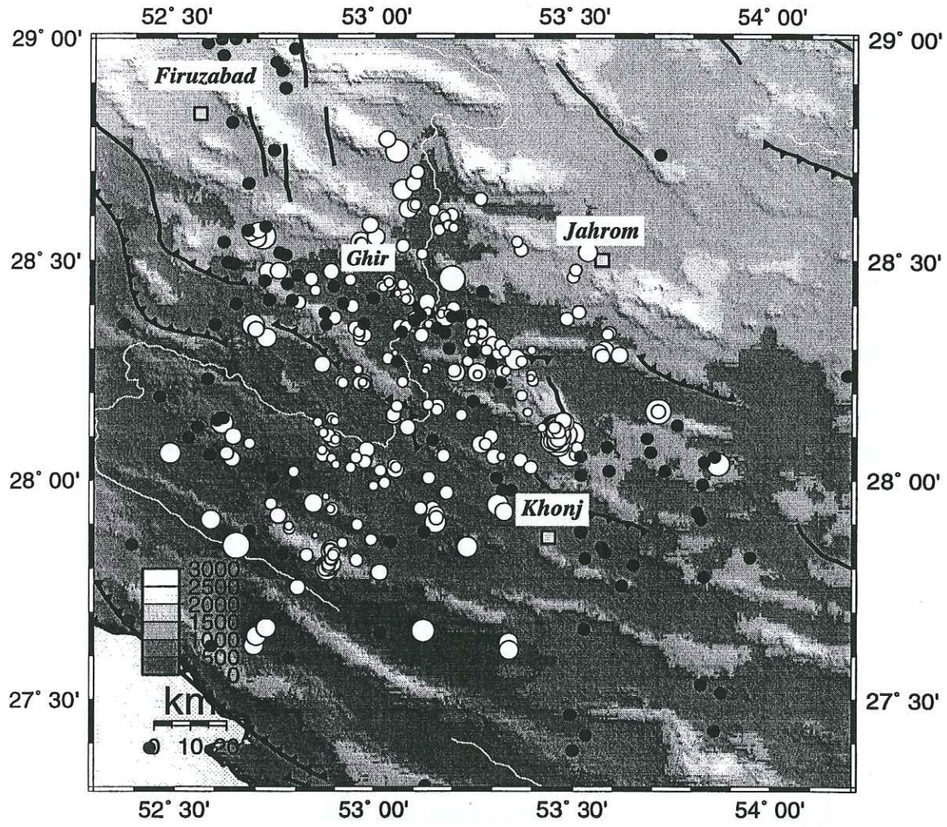


Figure 7.1: *Distribution des 319 événements localisés sélectionnés et la sismicité instrumentale (>4,5) entre 1967 et 1998 (Catalogue ISC modifié par Engdahl, 1998).*

SW.

Les mécanismes calculés à partir de nos données pour la région de Ghir, montrent deux caractéristiques différentes : les mécanismes associés aux parties situées à l'Ouest de région d'étude (à l'Ouest de $53,30°N$) qui indiquent des failles inverses ou, pour quelques séismes, des faille inverses avec une composante du coulissage. Les mécanismes situés à l'Est de la région (à l'Est de $53,30°N$) montrent du coulissage. En considérant le décalage de l'axe des plis de manière dextre et en regardant la distribution des séismes en surface qui indique une direction NNW-SSE, nous considérons le plan orienté NNW-SSE comme plan nodal principal qui lui même indique du mouvement dextre pour ces mécanismes.

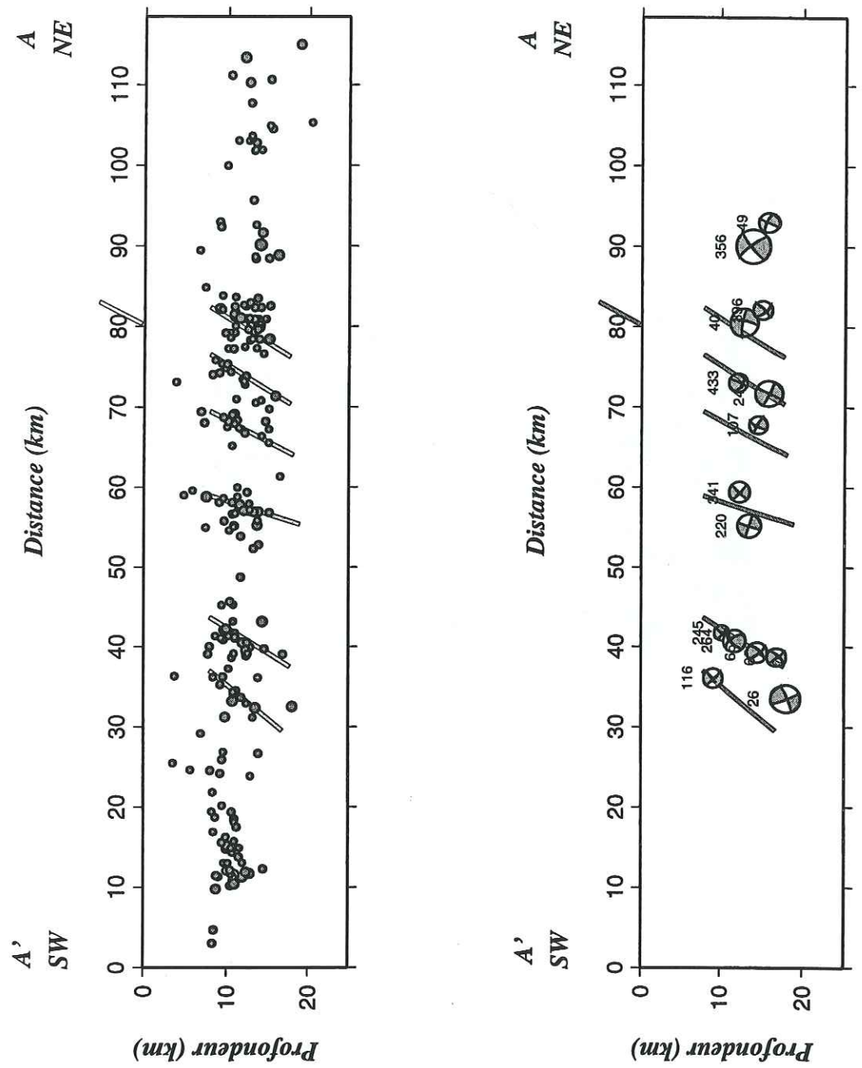
Les mécanismes inverses montrent plutôt une direction NW-SE parallèle à l'axe des plis qui suivent approximativement la direction des alignements de la sismicité (N110°). L'examen de ces mécanismes sur une coupe perpendiculaire à la Sismicité, ainsi que les alignements des événements sur la coupe (Figure 7.2) indiquent l'existence de plusieurs plans de failles inverses probables à peu près parallèles, qui montrent un pendage fort vers le SW. Les pendages forts (60-70°) ne sont pas habituels pour des failles inverses.

Ces failles peuvent être des failles normales produites pendant ouverture de la Néo-Tethys qui sont réactivées comme des failles inverses (Figure 7.3) depuis la collision continentale entre la plaque Arabie et les blocs Iran Central au Miocène (Jackson, 1980a).

Les mécanisme calculés pour la partie Est, indiquant l'existence du coulissage important pour cette région, ce qui n'a pas été considéré précédemment. Ces mécanisme sont associés probablement à la zone décrochante du Sabz Pushan qui passe à l'Est de Ghir avec une orientation NNW-SSE décalant et tournant les axes de plusieurs plis de manière dextre. Les deux zones décrochantes actives situées à l'Est de Ghir se présentes le long de segments de décrochement du Sabz Pushan. La distribution des séismes dans cette partie de la région d'étude qui est associée à un séismes important et à ses répliques montre une direction NNW-SSE parallèle au décrochement du Sabz Pushan. La profondeur de ces événement indique que toute sismicité localisée dans le partie supérieur du socle entre 9-15 km.

L'existence de ce type d'activité n'a pas été mise en évidence par les études précédentes de séismes instrumentaux et de leurs mécanismes. L'analyse des données enregistrées pendant deux mois par un réseau local dans cette partie du Zagros central, montre qu'il existe une composante importante de coulissage dans cette région où seuls des mécanismes inverses étaient calculés.

Nous constatons donc, en résumé, que cette partie de la ceinture plissée simple du



(a) (b)

Figure 7.2: *Coupe SW-NE effectuée perpendiculairement à la distribution de la sismicité dans la région de Ghir-Karzine à partir de 319 séismes sélectionnés. (a) les séismes sélectionnés, (b) les mécanismes sélectionnés.*

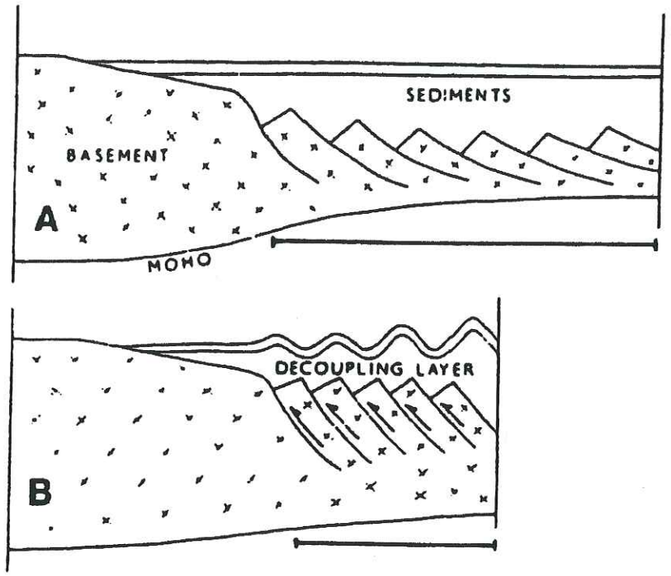


Figure 7.3: *Reactivation des failles normales comme des failles chevauchant dans le socle (Jackson, 1980a)*

Zagros comprend une combinaison de failles inverses orientées approximativement N110° et de failles en coulissage dextre d'une direction N160° à peu près parallèles aux autres structures décrochantes du Zagros comme le Kazeroun Borazjan, le Kareh Bas et le Sarvestan. Les structures coulissantes dans cette région sont associées à la zone décrochante du Sabz Pushan.

Nous avons calculé les axes de compression P à partir de nos mécanismes au foyer. Les axes P calculés (Figure 7.4) sont orienté dans une direction NE-SW approximativement dans la même direction que le vecteur déplacement de la plaque Arabie. L'histogramme dessiné à partir des axes P calculés montre une direction moyenne d'environ N30° (Figure 7.5.

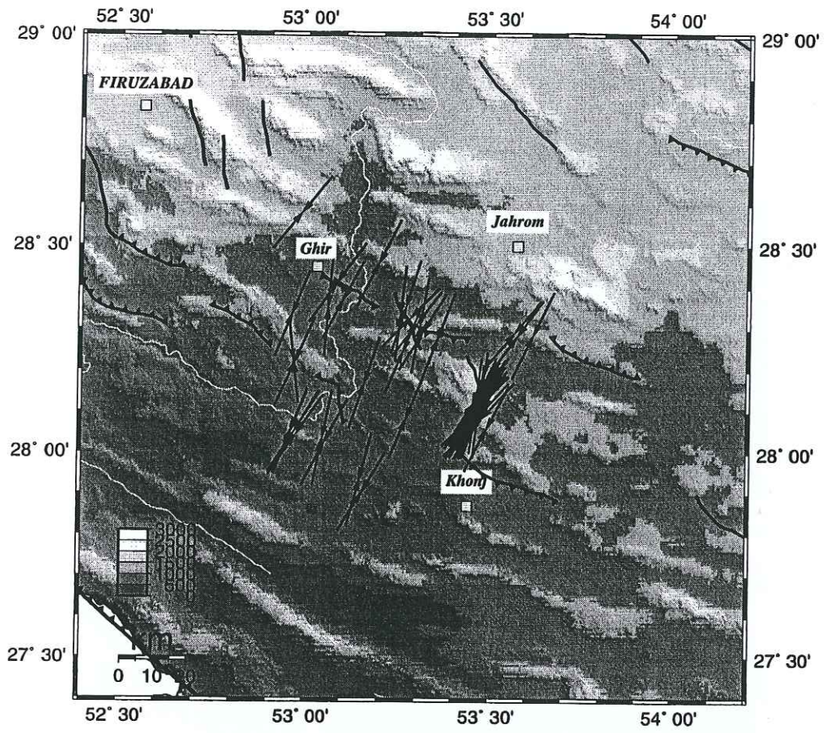


Figure 7.4: *Distribution des axes P calculés à partir de nos mécanismes.*

7.2 Géodésie

Nous avons étudié la géodésie du Zagros à partir de données géodésiques (GPS) de deux campagnes successives. Le résultat montre un raccourcissement d'environ 1.0 cm/an sur la largeur totale du Zagros d'une direction N-NE (Figure 6.8). L'existence d'une composante importante d'allongement à l'Ouest de la région d'étude et surtout à côté de grandes structures décrochant du Zagros comme Sabz Pushan, Sarvestan et Kareh Bas indique qu'une partie importante de déformation dans cette zone a lieu le long de ces structures. C'est à dire qu'une grande partie de l'effet de convergence entre les plaques Arabie et Eurasie est accommodé par les décrochements du Zagros indiquant qu'ils sont les structures actives dans cette chaîne de collision.

On a calculé la déformation moyenne sur la largeur totale du Zagros (Figure 7.6) d'en connaître la direction moyenne de déformation. Le résultat indique un raccourcissement perpendiculaire au plissement du Zagros, d'une direction NE-SW. Il montre aussi

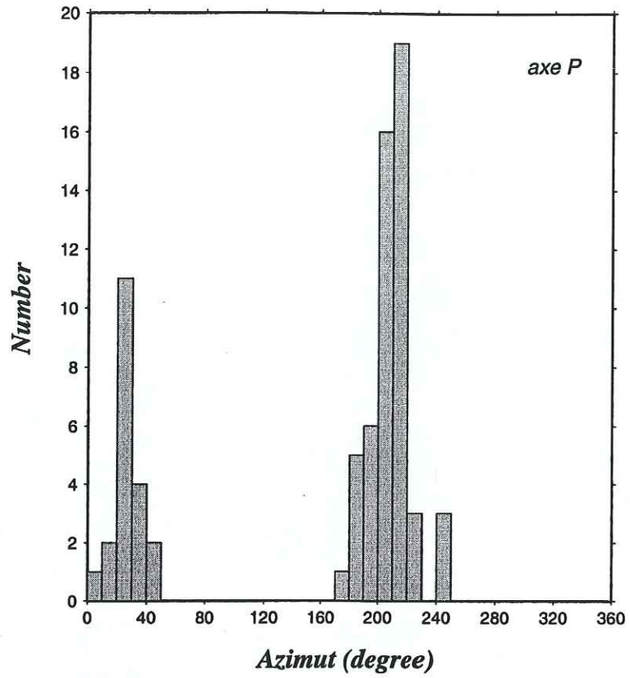


Figure 7.5: *Histogramme construit à partir de l'azimut des axes P.*

approximativement

En regardant les vecteurs de vitesse pour cette partie du Zagros (Figure 6.8), calculé par rapport à une station située au NE, sur partie de l'Iran Central, on constate que tous les vecteurs situés le long des structures décrochantes, tournent vers le NW pour prendre une direction à cette zone active. Il est possible que ce phénomène soit associé à la présence de cette structure.

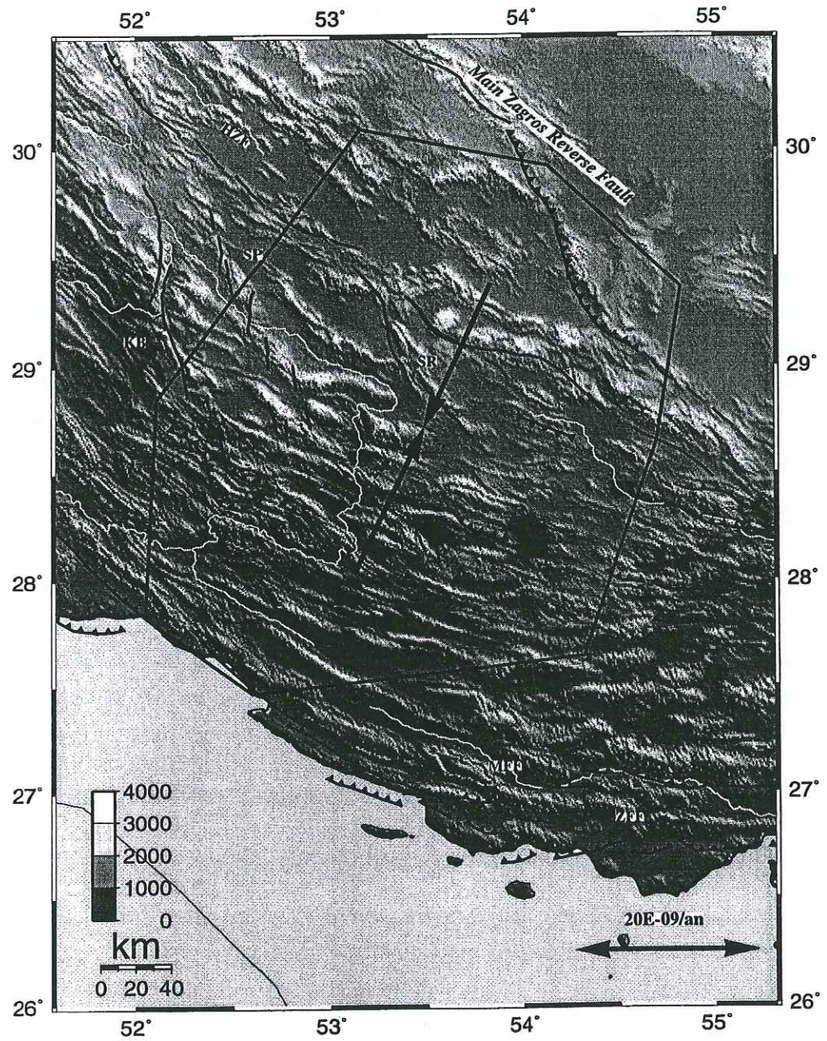


Figure 7.6: *Taux de déformation moyenne déterminé à partir de mesure géodésique dans la chaîne plissée chevauchée du Zagros.*

Nous avons essayé d'étudier la structure de la croûte dans la région de Ghir située dans la partie centrale du Zagros. La structure de la couverture sédimentaire et du socle cristallin supérieur à été déterminé à partir des premières arrivées des séismes locaux enregistrés dans un réseau sismologique dense. L'épaisseur de la croûte cristalline inférieur et la profondeur du Moho ont été déterminées par la méthode de fonction de transfert. Nos résultats montrent que l'épaisseur de la croûte au-dessous la région de Ghir est de 48-50 km comprenant une couche sédimentaire épaisse jusqu'à 11 km, une couche d'épaisseur environ 9 km associée à la partie supérieure du socle cristallin de vitesse 6 km/sec, reposant sur la partie inférieure du socle d'épaisseur environ 27 km et le vitesse 6,4 km/sec.

La comparaison entre la structure de vitesse obtenue pour le Zagros, et les régions voisines montrent que l'épaisseur de la couverture sédimentaire varie de 3 km pour la plate-forme Arabie, à 7 km au Golfe Persique et 11 km à la ceinture plissée du Zagros. En considérant la profondeur du Moho pour cette région et en enlevant la partie sédimentaire, on obtient une épaisseur de l'ordre 40-42 km pour la croûte cristalline de la plate-forme Arabie et du Zagros.

Mais, pour savoir l'effet de la collision continentale sur la croûte, on doit comparer l'épaisseur actuelle du socle cristalline avec celle amincie avant de collision. Savant l'hypothèse que l'épaisseur de la croûte cristalline au-dessous la plate-forme Arabie (Sandvol et al., 1998) est l'épaisseur de la croûte au départ, l'épaisseur de la croûte cristalline pour la marge au NE de cette plate-forme était $\sim$ 35 km après allongement et avant la collision. En comparaison entre cette valeur ($\sim$ 35 km) et l'épaisseur actuelle ($\sim$ 39 km) nous constatons que la croûte cristalline a été affecté seulement par $\sim$ 10% de raccourcissement. Le plissement des sédiments montre aussi environ 15% de raccourcissement pour largeur totale du Zagros (Falcon, 1974).

Ainsi l'épaisseur de la croûte cristalline pour la plateforme Arabie et pour Zagros montre que l'épaisseur du socle cristalline est revenue son épaisseur initiale. Ca confirme la suggestion que la chaine du Zagros est une étape précoce de collision continentale.

Etude sismotectonique la zone de collision continentale de l'Alborz

8.1 Introduction

La chaîne de l'Alborz est située au Sud de la mer Caspienne. Elle forme un arc du Talesh a l'Ouest ($\sim$ 37°N 49°E) au Kopet Dagh a l'Est ($\sim$ 56°). Cette chaîne de montagne d'une largeur de 60-120 km comprend le volcan Quaternaire de Damavand (5671 m) situé au NE de Téhéran. L'Alborz consiste en une séquence épaisse d'Andésite volcanique Eocène et des roches intrusives Paléogène séparés par des basins de sédiments marins, le bassin de la mer Caspienne-Sud (au Nord) et le bassin Miocène de l'Iran Central (formation de Qom au Sud)(Jackson et al. 2001). L'Alborz est le résultat de la collision continentale entre les blocs iraniens et la plaque Eurasie au Jurassique supérieur. Mais, sa forme actuelle est dû à la dernière phase orogénique Alpine qui a plissé le Kopet Dagh et l'Alborz au Plio-Plistocène (Lensch et al., 1984).

L'Alborz est une chaîne assez compliquée. L'occurrence d'un séisme fort (Ms=7,7) en 1990 avec un mécanisme coulissage sénestre, dans une région affecté par une compression importante a renforcé encore l'intérêt pour cette zone et particulièrement la région de Roudbar qui a été affectée par le séisme de 1990. Après plus de 10 ans, encore on ne sait pas exactement quelle faille a joué en 1990 ! Pour en savoir plus sur la sismotectonique et la structure de la croûte dans cette chaîne de montagne, et précisées les failles actives, nous avons décidé d'étudier la région de Roudbar avec un réseau de 30 stations sismologiques. Nous voulons aussi bien vérifier est-t-il existe une partitionnement de la compression oblique dû la convergence entre des plaques Arabie et Eurasie dans cette région? Et en plus est-ce que on peut appliquer un modèle de failles distribuées pour cette partie de l'Alborz ?

Après une présentation de la sismicité et des mécanismes au foyer disponibles de l'Alborz, nous présentons les résultats préliminaires de notre étude dans la région de Roudbar a partir des données microsismiques de cette région.

8.2 Sismicité de l'Alborz

La chaîne de l'Alborz est une chaîne active sismiquement. La sismicité dans l'Alborz est moins fréquente que dans le Zagros, mais la magnitude des séismes dans cette partie de l'Iran est plus importante. La Figure (8.1) montre la distribution des séismes historiques (Ambraseys et Melville, 1982) et des séismes instrumentaux de magnitude supérieur à 3,5 (Engdahl et al., 1998). On voit bien que, à l'exception du séisme 1990 et ses répliques qui montrent un alignement NW-SE, la sismicité est assez diffuse et on ne peut pas l'associer aux structures actives de cette chaîne. En regardant la distribution de la sismicité historique nous constatons que tout l'Alborz est actif. On remarque que le seul événement historique à côté de Roudbar est le séisme de 1485 (Ms$\sim$ 7,2; Ambraseys et Melville, 1982). Donc, on peut dire que le séisme de 1990 a eu lieu dans une région de lacune sismique (Berberian, 1992).

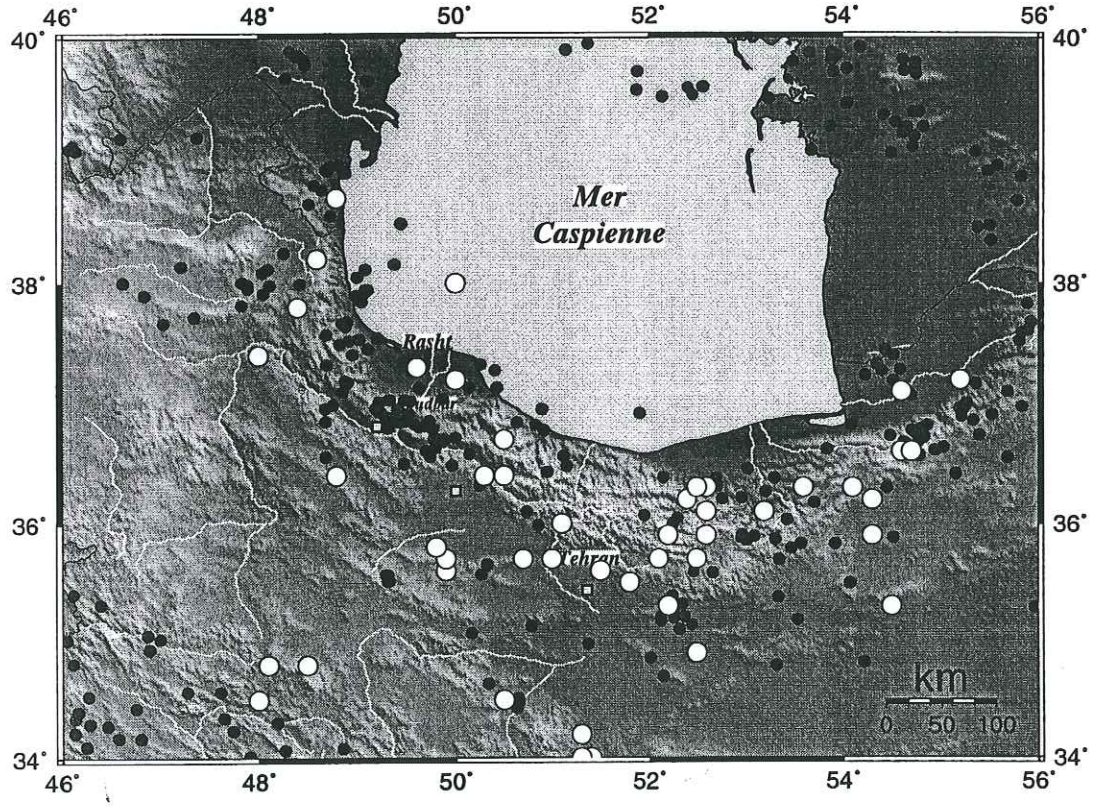


Figure 8.1: *Distribution de la sismicité historique (cercle blanc) et la sismicité instrumentale M>3,5 (cercle gris) pour la période de 1967-1998 (catalogue Engdahl) dans la chaîne de l'Alborz.*

La profondeur de tous les séismes bien localisés est inférieure à 15 km (Jackson et al., 2001) et il semble que la sismicité dans l'Alborz se situe plutôt dans la partie supérieure du socle cristallin.

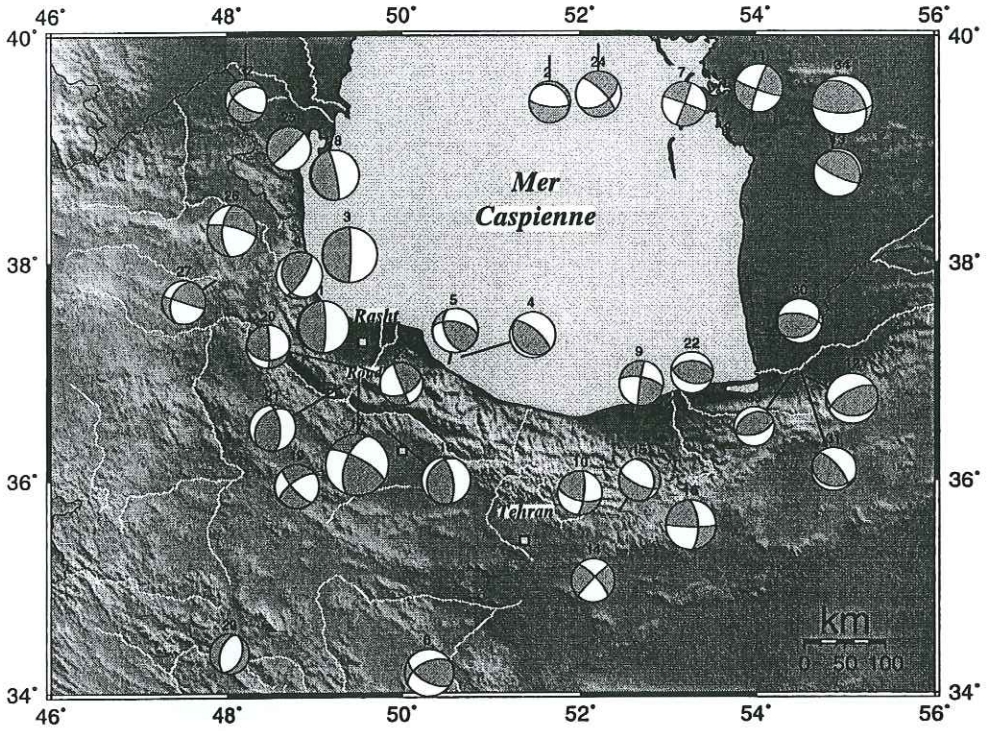
Séisme de Roudbar

Le séisme destructeur du 20 juin 1990 d'une magnitude Ms=7,7, Mb=6,4 et intensité I=X, a causé plus de 40,000 morts et beaucoup de dégât dans la région de Roudbar, Manjil et Loshan. Les traces des failles du séisme principal sont visibles en surface et forment trois segments orientées approximativement entre 95° et 120°, d'un longueur totale de 80 km. La modélisation des ondes de volume du séisme principal montre un mécanisme en coulissage sénestre avec une composante faible de compression (Figure 8.2).

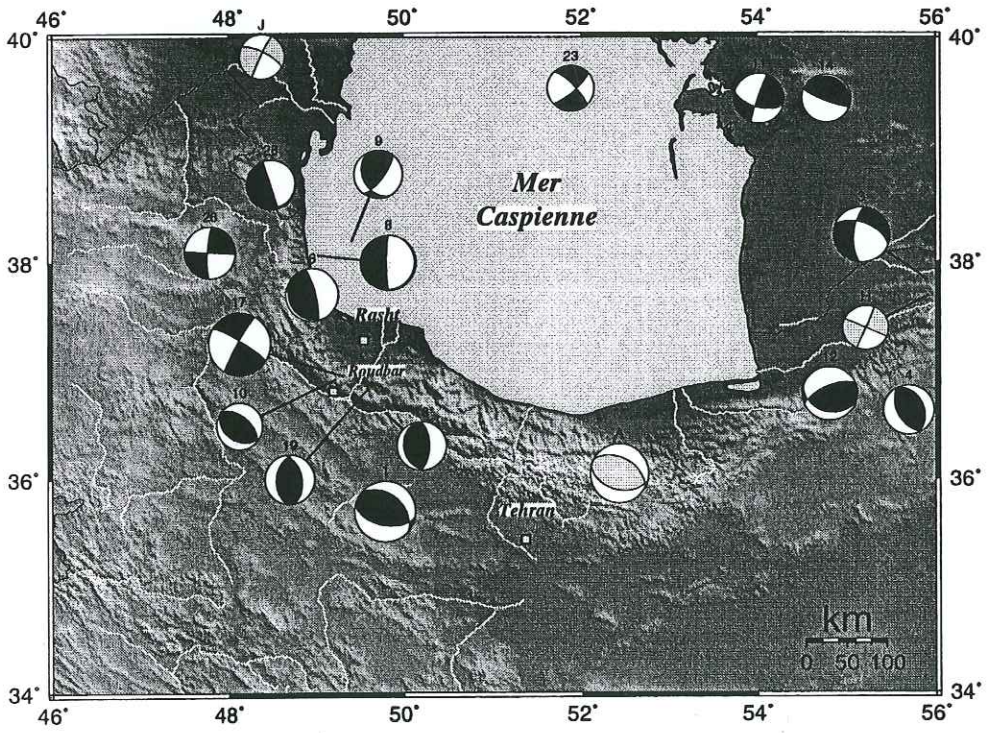
Le système des failles associé au séisme Roudbar, n'était pas connu précédemment comme une faille active (Berberian, 1992). Les études précédents des mécanismes et des failles actives, ont montré que la faille inverse et le plissement sont les mécanismes de formation la chaîne de l'Alborz. Mais, l'occurrence d'un séisme en 1990 a mis en évidence que il existe une composante de cisaillement sénestre importante dans cette chaîne du montagne.

8.3 Mécanisme au foyer : connaissance générale

Les mécanisme au foyer dans cette chaîne de collision montrent deux caractéristiques différentes : les mécanismes de failles inverses et les mécanismes en coulissage sénestre sur des failles orientées parallèles à la direction de chaîne (Figures 8.2 a et 8.2 b). Parmi les mécanismes calculés par modélisation ainsi que par CMT, on observe quelques mécanismes en faille inverse perpendiculaire à l'orientation régionale. Les deux mécanismes de ce type situés dans la région de Roudbar, sont associés à la terminaison des failles coulissage dans cette région (Jackson et al., 2001). Ces mécanismes ainsi que ceux situés à proximité sont associés au séisme principal qui a eu lieu en 1990 ($n°17$) et à ses répliques (Figures 8.2 a et 8.2 b).



(a)



(b)

Figure 8.2: *Mécanismes au foyer construits par (a) la méthode CMT et (b) modélisés (Jackson et al., 2001) pour le bassin Caspien et les régions voisines. Les mécanismes focaux construit par la méthode de première arrivé des ondes P (en gris) (Jackson et McKenzie, 1984) sont aussi présentés sur la figure (b).*

8.4 La campagne de microsismicité

Introduction

Une campagne de microsismicité de deux mois a été organisé pendant les mois de juin et juillet 1998 dans la région de Roudbar au Nord de l'Iran. Notre objectif est de caractériser la sismicité dans la région de Roudbar, préciser la profondeur de foyer, essayer de contraindre la géométrie des failles surtout celles qui ont jouées en 1990 produisant le séisme de magnitude Ms=7,7 et aussi bien préciser le type de mécanisme qui accommode la convergence entre des plaque Arabie et Eurasie.

Réseau d'acquisition et matériel

Nous avons installé 30 stations sismologiques dans la région de Roudbar. Parmi les 30 stations qui ont été utilisées pour la mission, la plus grand partie (25) étaient des stations TAD à une composante, reliées à un sismomètre 2 Hz Mark-product L22. En addition aux stations TAD, cinq stations REFTEK à trois composantes ont été installées avec 4 capteurs (courte période) L22 et 1 capteur (large-bande) CMG40 (Figure 8.3). 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.

8.5 Distribution de la microsismicité

8.5.1 Précision de la localisation

A partir de 410 événements localisés pendant deux mois, nous avons construit des histogrammes (Figure 8.4) afin d'en connaître les principales caractéristiques. On peut voir que le RMS est essentiellement concentré entre 0,05 et 0,15 . Les erreurs horizontales et verticales se situent entre 0 et 1 km. On peut donc dire que les erreurs de localisation sont généralement inférieures à 1 km. L'histogramme des GAP montre que la plupart des séismes est localisé à intérieur du réseau.

En examinant l'histogramme dessiné pour la profondeur des séismes on constate que la magnitude varie entre 1 et 3 avec une importante concentration entre 1-2. Le seuil de détection de notre réseau se situe pour les séismes de magnitude 1 (Figure 8.4). L'histogramme dessiné pour la profondeur des séisme dans la région d'étude, montre que la majorité de nos données sont localisées entre 4 et 16 km de profondeur, donc il n'y a pas sismicité inférieur à 20 km.

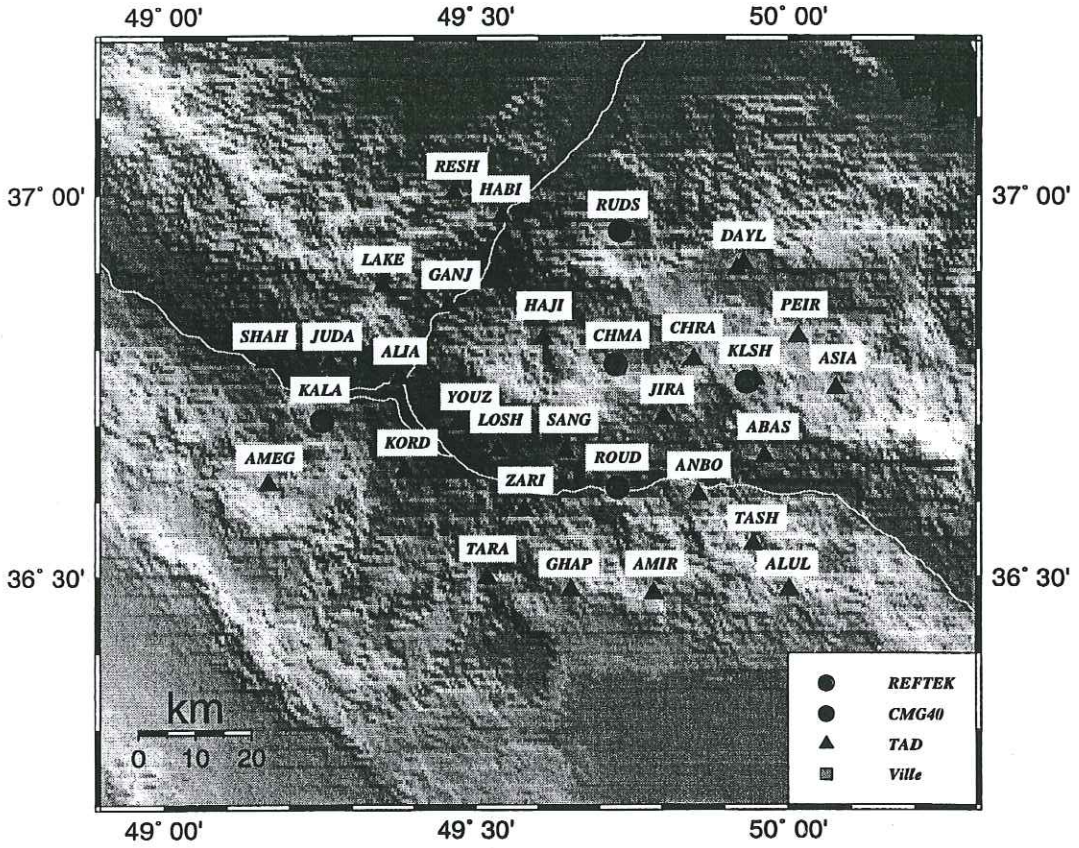


Figure 8.3: *Réseau d'acquisition pendant les mois juin et juillet 1998.*

Le modèle de vitesse

En l'absence de modèle de vitesse pour notre région, nous avons essayé d'en calculer en utilisant différentes méthodes. Tout d'abord, nous avons déterminé un modèle correspondant à la minimisation du RMS moyen à partir de nos données microsismiques. Ensuite, considérant le modèle obtenu comme modèle initial, nous avons déterminé le modèle de vitesse pour la région de Roudbar par la méthode d'inversion 1-D (Kissling, 1988)(Chapitre 3). Le modèle obtenu converge bien avec le modèle calculé par la minimisation du RMS moyen (model initial).

Le modèle de vitesse que l'on a obtenu finalement consiste en une couche d'une vitesse 5,4 km/s et 6 km épaisseur, sur une couche de vitesse 5,9 km/sec et d'épaisseur 8 km reposant sur une couche de vitesse 6,3 km/sec et 4 km d'épaisseur. Elle sont tous reposées

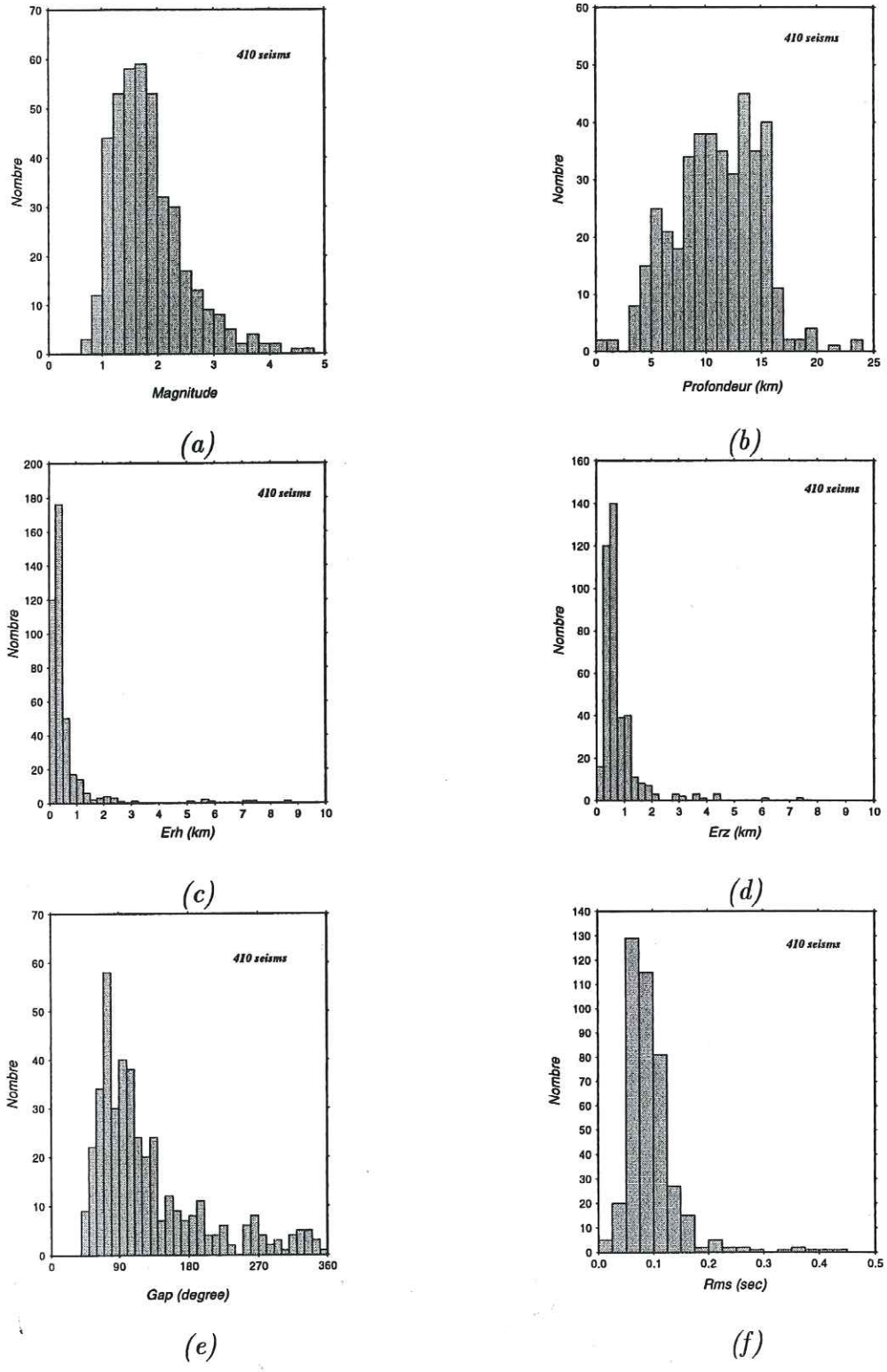


Figure 8.4: *Histogrammes des données localisées pendant les mois du juin et juillet 1998 en fonction de : (a) la Magnitude, (b) la Profondeur, (c) le ERH, (d) le ERZ, (e) le GAP et (f) le RMS.*

sur une demi-space de vitesse 6,5 km/sec (Figure 8.5).

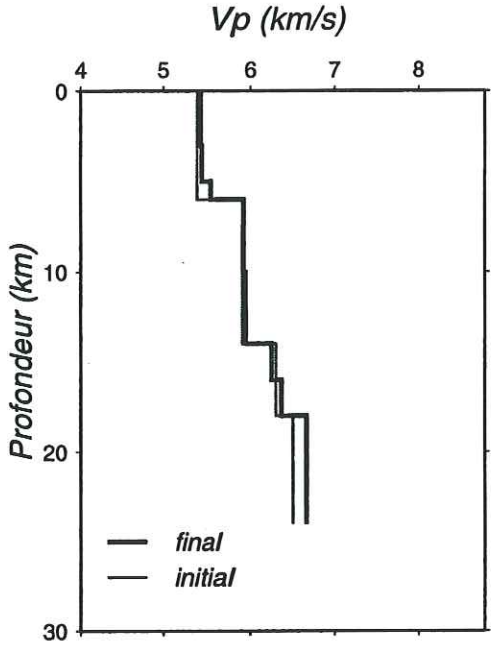


Figure 8.5: *Modèle de vitesse obtenu par la méthode d'inversion 1-D (Kissling, 1988)(noir) et l'optimisation du RMS moyen (gris) pour le premiers 20 km de la croûte dans la région de Roudbar.*

La profondeur de nos séismes ne nous permet pas calculer la profondeur du Moho. Nous avons donc utilisé la profondeur (h=35km) que on a obtenu par la méthode fonction de transfert (Chapitre 5)(Figure 8.6).

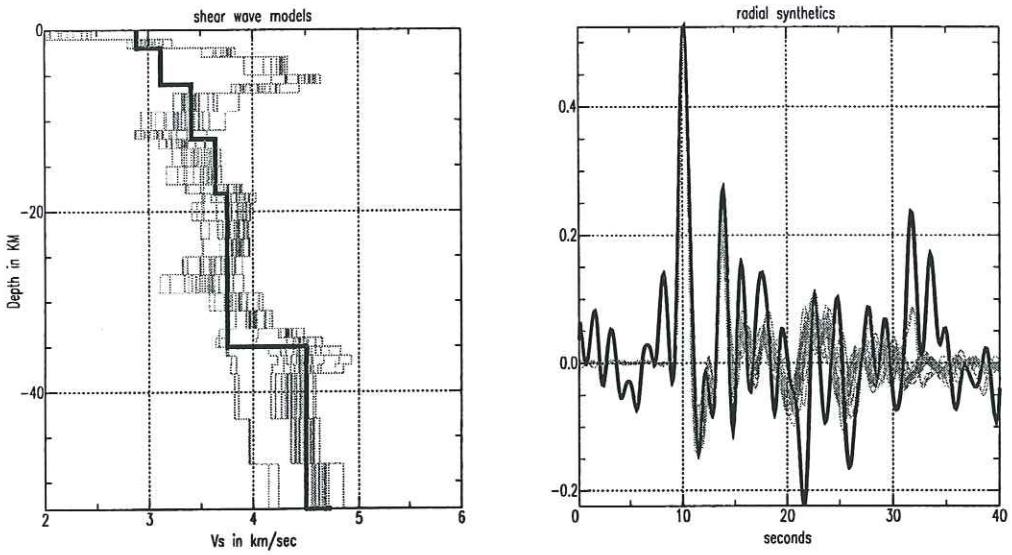


Figure 8.6: *Profondeur du Moho calculée par la méthode fonction de transfert. A gauche les modèles de vitesses synthétiques (en gris) calculée à partir du modèle initial (en noir) sont présentés. Les fonctions de transfert synthétiques (en gris), avec la fonction initiale (en noir) sont présentées à droite.*

8.5.2 Microsismicité

L'ensemble des événements est représenté sur la Figure (8.7). La distribution de la sismicité montre bien un alignement orienté NW-SE. Elle semble être associée à plusieurs structures tectoniques. Nous avons effectué une sélection en ne gardant que les données qui sont localisées avec une incertitude inférieure à 1 km horizontalement et en profondeur, avec un RMS<0,2 sec, et un Gap<280°, et comprenant au moins 6 phases. Les 316 séismes qui correspondent aux critères imposés sont représentés sur la Figure (8.8).

En examinant la carte de sismicité nous pouvons distinguer un alignement de direction NW-SE, approximativement parallèle aux failles tracées sur la carte. Il semble que la distribution des séismes puisse être associée trois segments de failles différents existants dans la région. Une partie importante de la sismicité se situe sur la faille coulissage de Zard Goli, une autre partie semble plutôt associée à la faille inverse de Kelishom et une partie peut être associé à la faille inverse de Kabateh. Mais il faut aussi noter l'existence de la faille chevauchante de Manjil qui est à tout l'alignement de la sismicité (Figure 8.8).

Pour tenter d'identifier l'origine de la microsismicité et pour pouvoir bien identifier la faille correspondant à chaque partie de la sismicité, nous avons essayé effectuer plusieurs coupes approximativement perpendiculaires à la distribution de la microsismicité dans chaque segment.

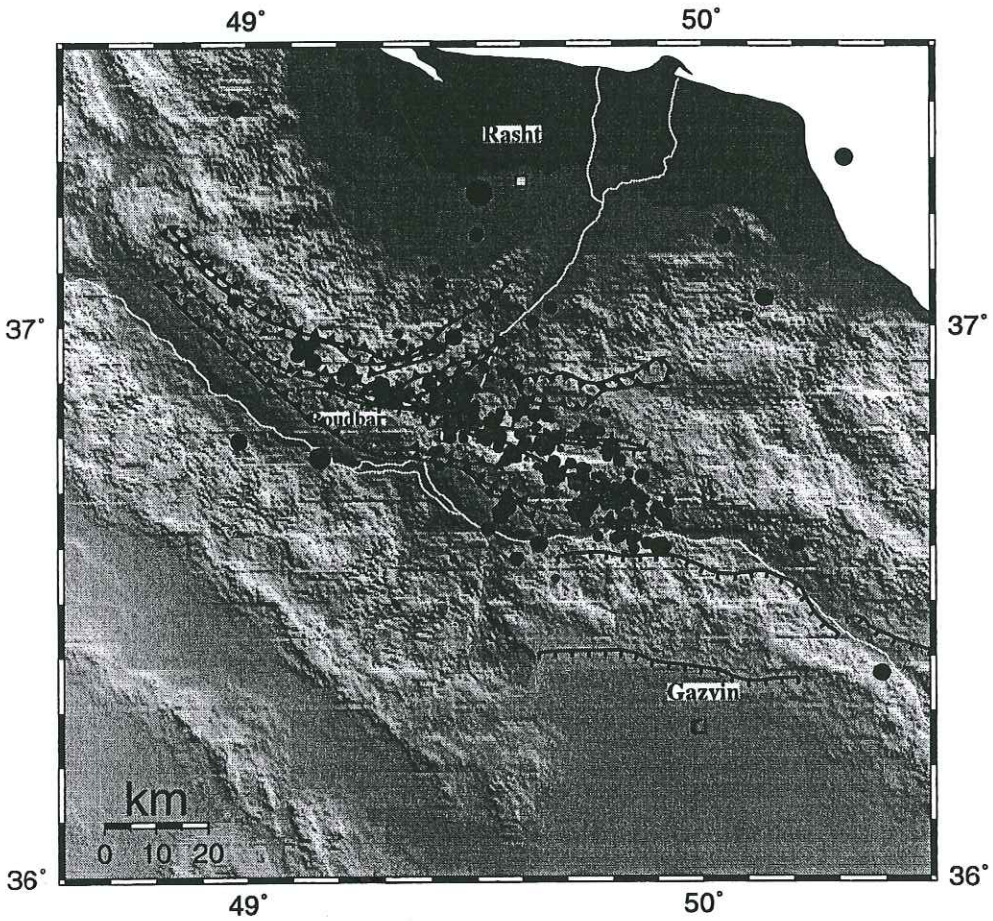


Figure 8.7: *Distribution de tous les 410 séismes localisés pendant les mois de juin et juillet 1998 dans la région de Roudbar.*

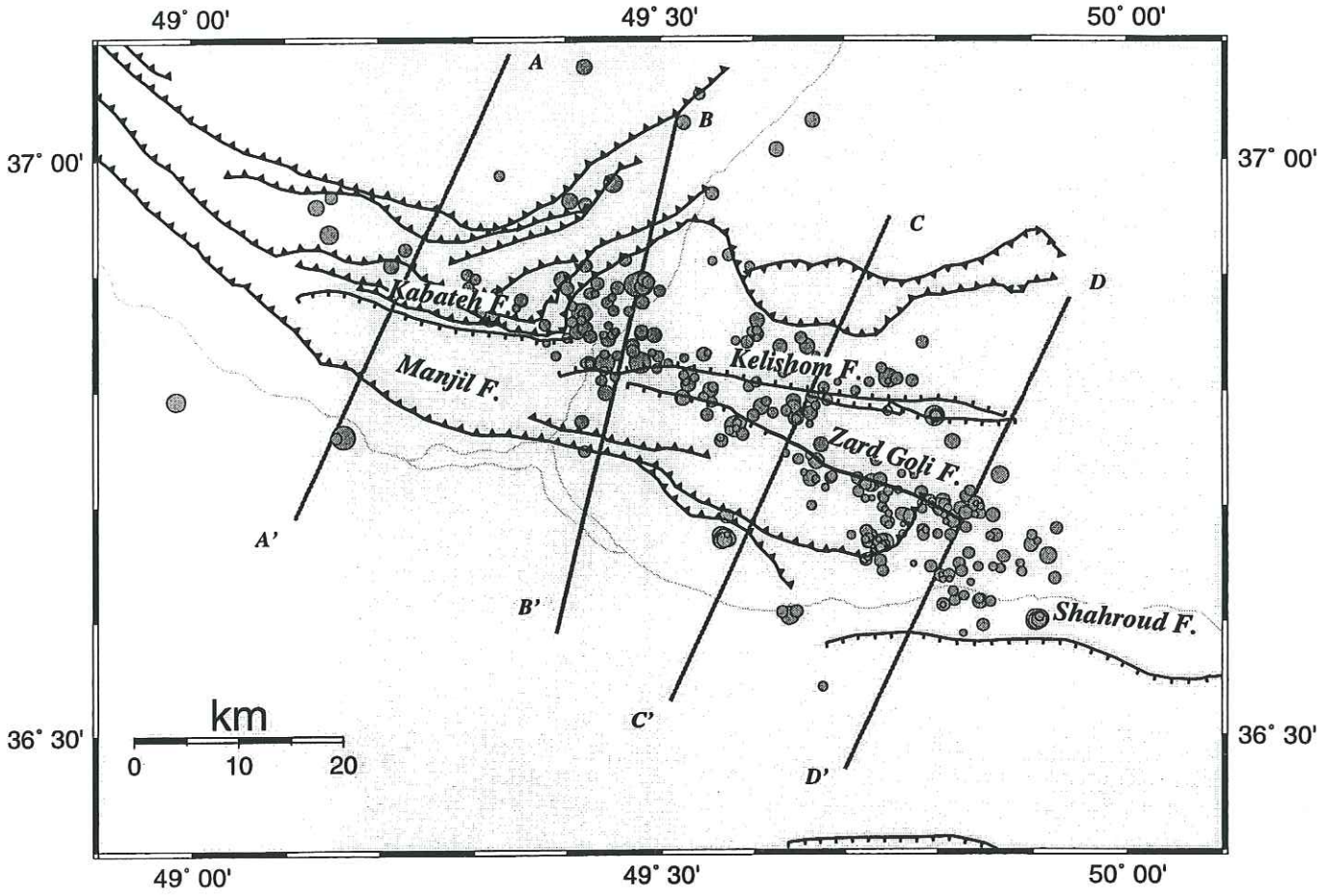


Figure 8.8: *Distribution des 316 séismes localisées sélectionnées avec Erz<1 km, Erh<1 km, Rms<0,2 sec, numéro de phases>6 et Gap<280°.*

La Figure (8.9) montre la distribution de la sismicité en profondeur selon de la coupe AA' figure (8.8). Un premier examen suggère que la plupart des événements sont localisés entre 5 et 15 km. Sur cette coupe un alignement des séismes à peu près vertical est visible, mais seulement sur la base de cet alignement, on ne peut pas préciser un plan de faille dans cette partie.

La Figure (8.10) montre la coupe tracé un peu plus vers SE. La distribution de la sismicité sur cette coupe est plus diffuse que sur la coupe A'A, mais elle montre deux alignement de la microsismicité approximativement parallèles plongeant vers NE. Si nous regardons les traces des failles sur cette coupe, on peut voir que ces alignements suives les traces de ces failles en profondeur. Donc, il est probable que ces alignement de micro-

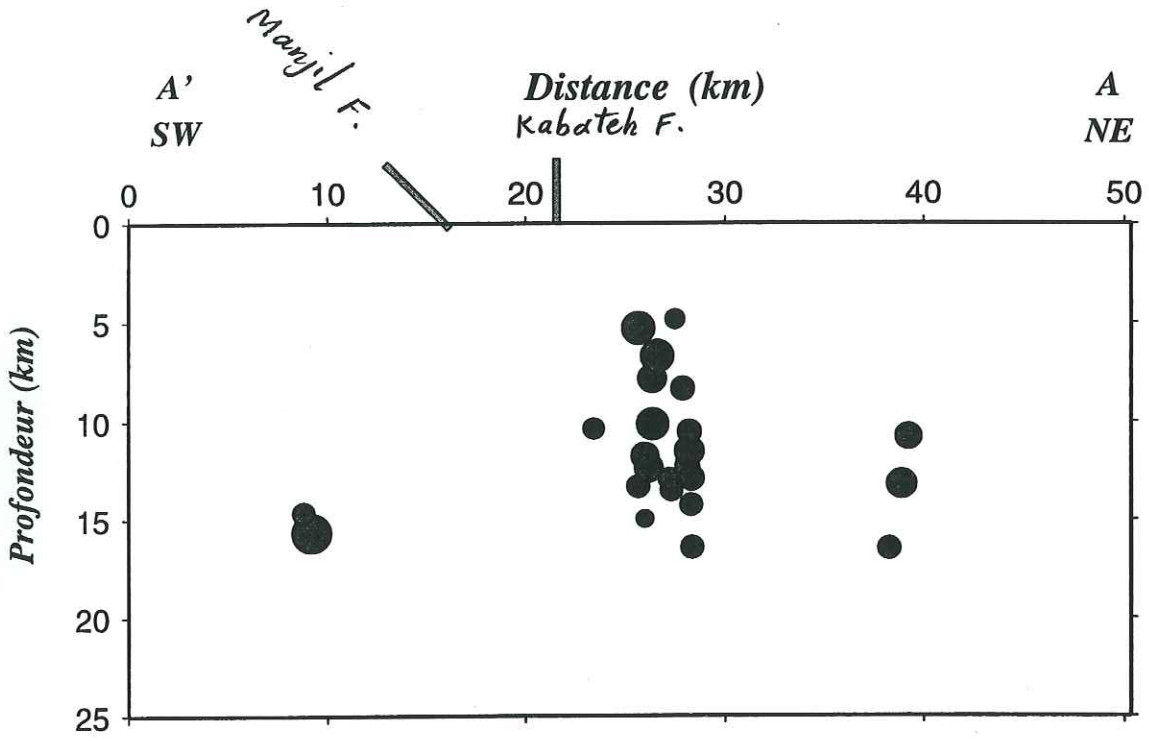


Figure 8.9: *Coupe SW-NE selon le profile A'-A (Figure 8.8) effectuée perpendiculairement à la distribution de 316 séismes sélectionnés (Erz et Erh <1 km, Rms<0,2 s) dans la région de Roudbar. Les traces de failles en surface sont aussi représentées.*

sismicité sont associés à deux segments de la faille de chevauchement de Manjil.

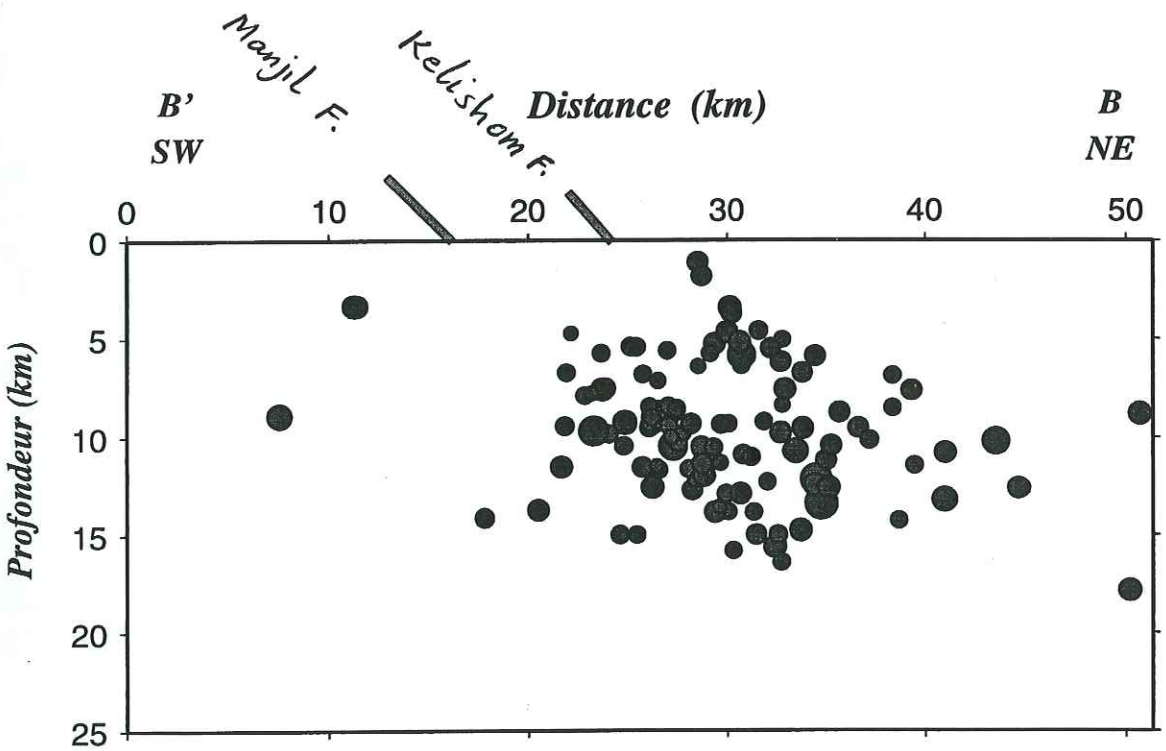


Figure 8.10: *Coupe SW-NE selon le profile B'-B (Figure 8.8) effectuée perpendiculairement à la distribution de 316 séismes sélectionnés (Erz et Erh <1 km, Rms<0,2 s) dans la région de Roudbar. Les traces de failles en surface sont aussi représentées.*

La distribution de la sismicité sur la coupe CC' (Figure 8.11) est assez diffuse et ne nous permet pas de préciser l'existence d'une ou plusieurs failles sur cette coupe. Mais on remarque au moins un alignement vertical de séismes qui suit bien la trace d'une faille elle-même verticale. Une partie de la sismicité aussi semble suivre la trace de faille Manjil, mais la diffusion des séismes appartenant à une autre faille, ne permet pas de la préciser sans information supplémentaire.

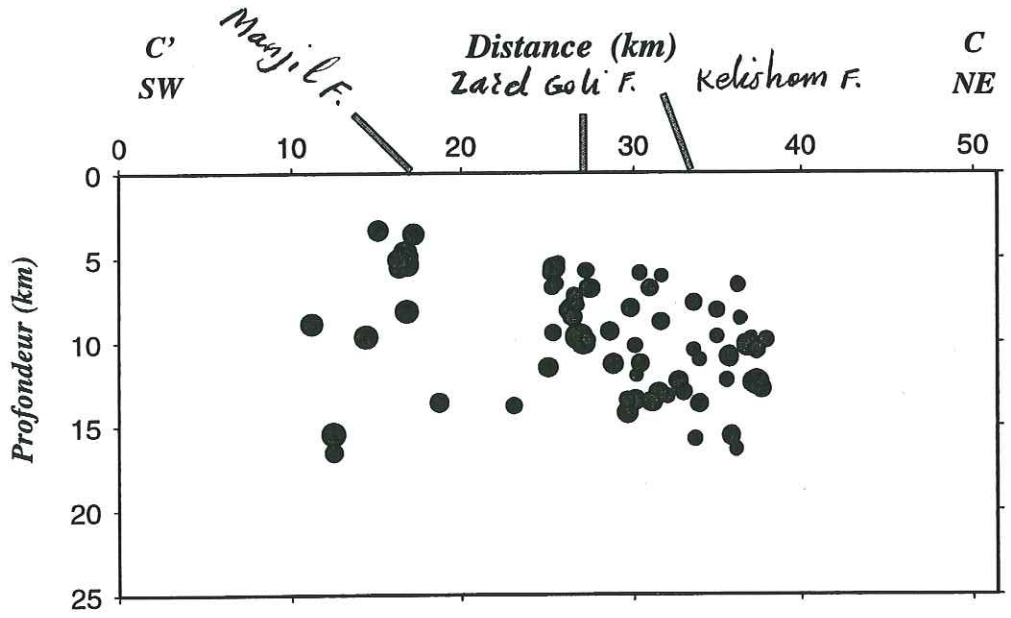


Figure 8.11: *Coupe SW-NE selon le profile C'-C (Figure 8.8) effectuée perpendiculairement à la distribution de 316 séismes sélectionnés (Erz et Erh <1 km, Rms<0,2 s) dans la région de Roudbar. Les traces de failles en surface sont aussi représentées.*

La Figure (8.12) montre la distribution de la microsismicité à l'extrémité de l'alignement de sismicité, selon la coupe DD' (Figure 8.8). La distribution de la microsismicité sur cette coupe est bien diffuse et ne permet pas de préciser une faille active.

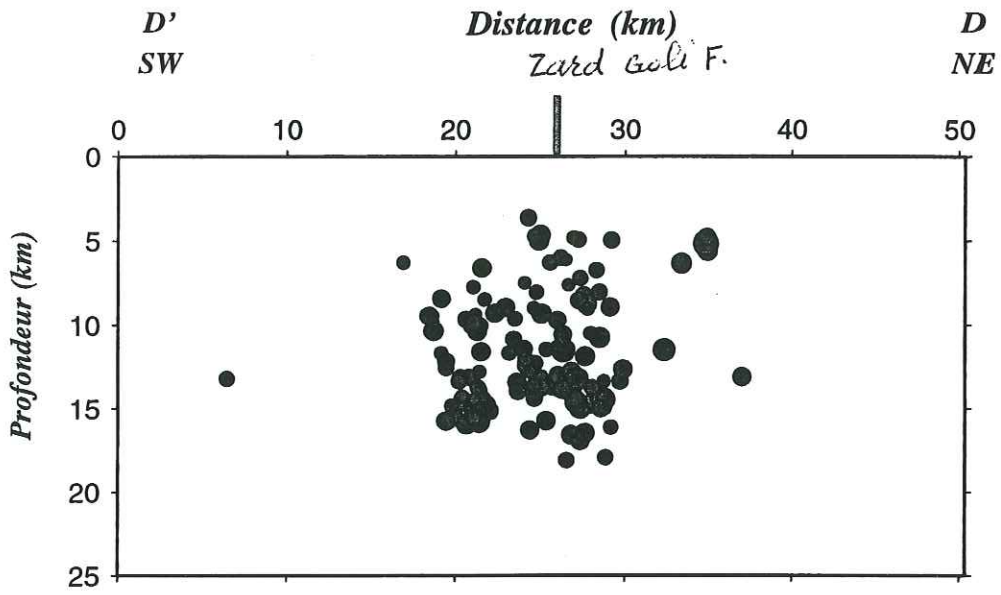


Figure 8.12: *Coupe SW-NE selon le profile D'-D (Figure 8.8) effectuée perpendiculairement à la distribution de 316 séismes sélectionnés (Erz et Erh <1 km, Rms<0,2 s) dans la région de Roudbar. Les traces de failles en surface sont aussi représentées.*

8.5.3 Mécanismes au foyer

En examinant les mécanismes au foyer calculés pour la région Roudbar (Figure 8.13), on remarque que la majorité de nos mécanismes sont en coulissage sénestre sur un plan orienté NW- SE et aussi en faille inverse orienté NW-SE et pour quelques une orientés N-S. Il y a aussi quelque mécanismes de magnitude notablement plus faible en faille normale. Malgré la distribution confuse des différents mécanismes, on peut distinguer trois segments différents (Figure 8.13). Le segment situé à l'Ouest 49.50°E comprend plutôt des mécanismes en coulissage sur un plan orienté NW-SE. Parmi ces mécanismes on voit deux mécanismes en faille inverse (n°94 et n°33) et trois mécanismes en failles normales (n°233, n°235 et n°145). Les mécanisme en faille inverse et en faille normale sont de magnitude très faible. A cause d'existence de plusieurs failles dans cette partie de la région d'étude, nous ne pouvons pas associer ces mécanismes à une faille précise.

Le segment situé entre 49.50°E et 49.70°E semble plus compliqué et nous voyons dans cette partie une mélange de différents mécanismes. Donc en considérant seulement la distribution de la sismicité et des mécanismes au foyer, on peut pas associer chaque mécanisme à une faille précise.

Des mécanismes situés à l'Est de 49.70°E sont plutôt en coulissage associés probablement à la faille coulissante de Zard Goli. On peut propose le plan NW-SE comme

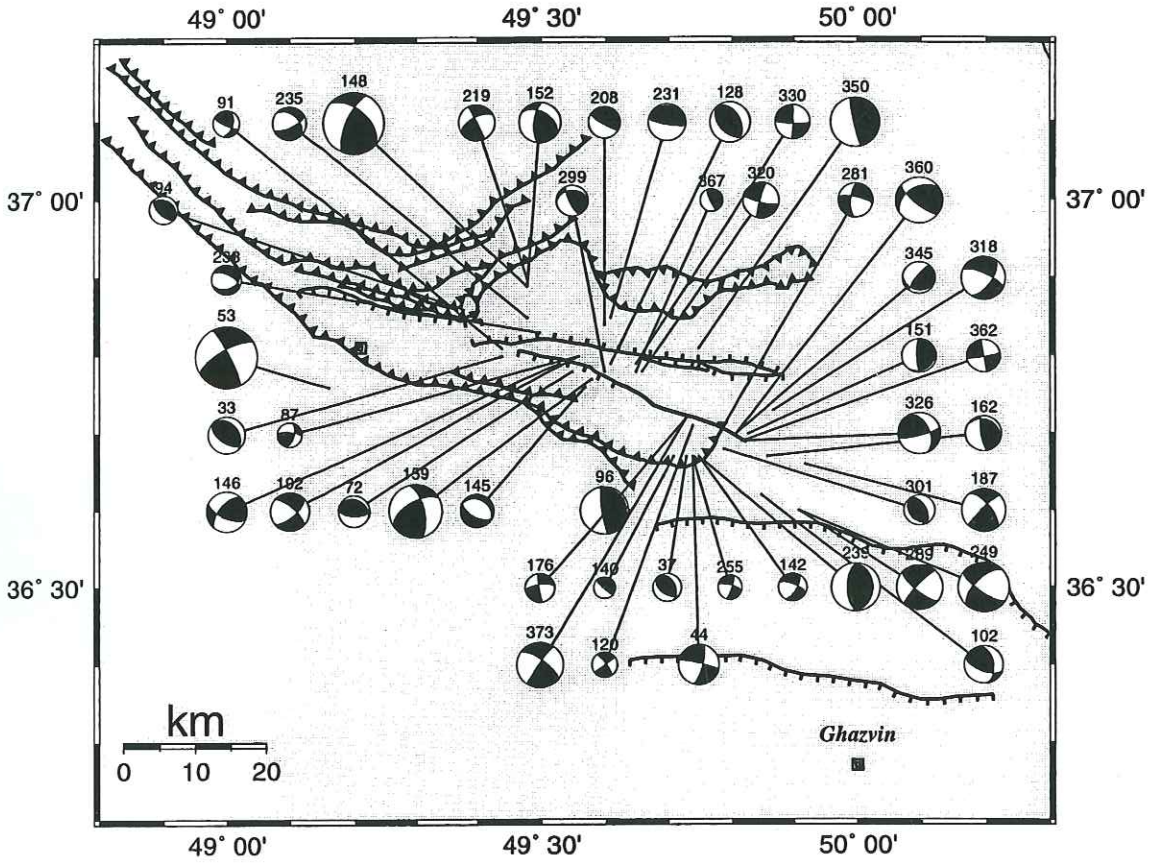


Figure 8.13: *Les mécanismes au foyer qui nous avons calculé pour la région de Roudbar.*

le plan de faille, donc nos mécanismes sont en coulissage sénestre. Il y a aussi quelques mécanismes en faille inverse orientés NNW-SSE qui peuvent être associés à la terminaison de faille Manjil qui au nord de 49.70°E, oblique vers le NE. Il existe aussi un mécanisme un peu étrange (n°281 et (n°360) associés à l'intersection entre la faille inverse de Manjil et la faille coulissante de Zard Goli.

Nous avons effectué quelques coupes perpendiculairement à la distribution de la sismicité, en montrant des mécanisme au foyer sur ces coupes. On a choisi les coupes selon la figure (8.8) pour en pouvoir comparer avec la microsismicité. Il n'y a aucaun mécanisme sur la coupe AA'. Nous présentons le résultat pour la coupe BB' sur la Figure (8.14). Par simplicité nous avons négligé de montrer les mécanisme en coulissage et nous ne présentons que seulement des mécanismes focaux en faille inverse. Lorsque nous avons plusieurs mécanismes identiques au même endroit, nous ne présentons seulement que celui qui est le meilleur.

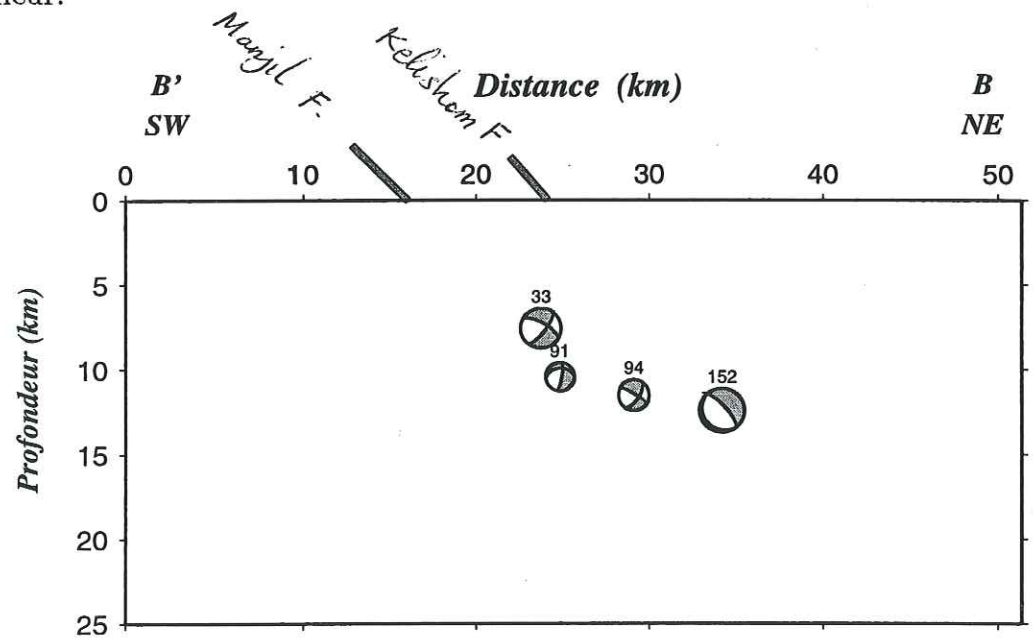


Figure 8.14: *Coupe SW-NE selon le profil B'-B (Figure 8.8) effectué perpendiculairement à la distribution de la sismicité dans la région de Roudbar.*

En regardant la Figure (8.14) et en considérant la Figure (8.10) ainsi que les traces des failles en surface, on peut préciser deux alignements de la sismicité plongeant vers NE. L'alignement situé au SW est bien en accord avec les plans plongeant vers NE des

mécanismes $n°33$ et $n°94$. Donc nous remarquons qu'une partie importante de la sismicité autour de cette coupe est associée à la faille chevauchante de Manjil qui ses traces bien suivent les alignement des séismes sur cette coupe. Ces figures montrent bien que malgré de la présence des quelques séismes en mécanismes coulissage probablement associé à la faille Kabateh, la plupart de la activité sismique dans cette partie de la région de Roudbar est associé à la faille Manjil.

Nous effectué une deuxième coupe selon la coupe CC' figure (8.8). Cette coupe traverse les trois failles important dans la région d'étude.

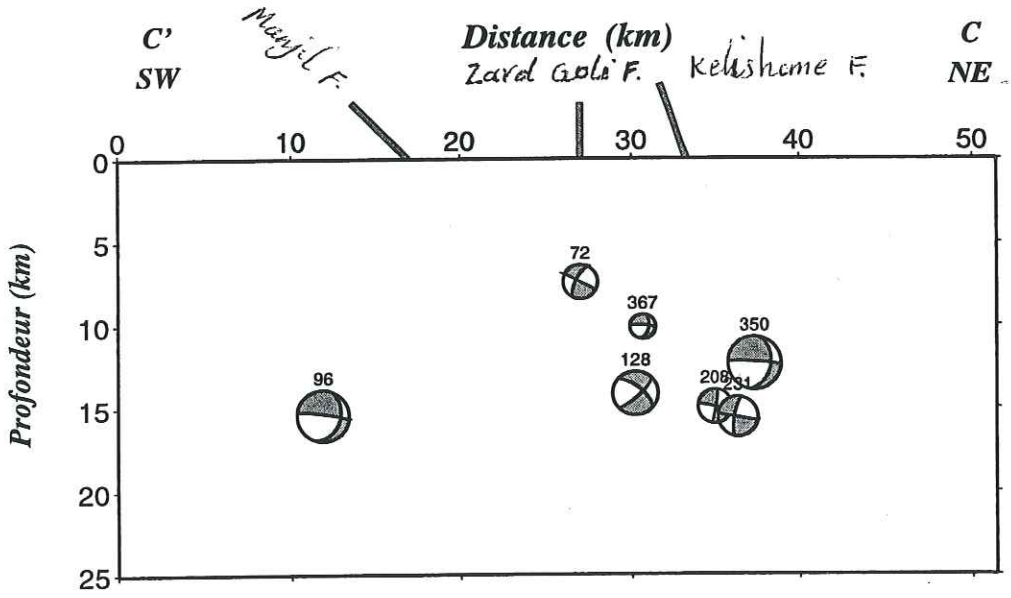


Figure 8.15: *Coupe SW-NE selon le profile C'-C (Figure 8.8) effectuée perpendiculairement à la distribution de la sismicité dans la région de Roudbar.*

La distribution de la sismicité (Figure 8.11) et des mécanismes au foyer (Figure 8.15) indiquent à l'existence d'un alignement des séismes plongeant faiblement vers NE. Cet alignement bien suit la trace en surface de la faille Manjil. Donc encore une fois il semble qu'une grande partie de la sismicité peut être associée à cette faille chevauchante. Cependant, l'activité de la faille coulissage de Zard Goli n'est pas négligable. Sur la coupe de la sismicité (Figure 8.11) on peut distinguer un alignement vertical de la sismicité qui suit bien la trace en surface de cette faille.

Finalement, nous avons tracés une coupe montrant la distribution des mécanismes au foyer dans la partie située à l'Est de la région Roudbar(Figure 8.16).

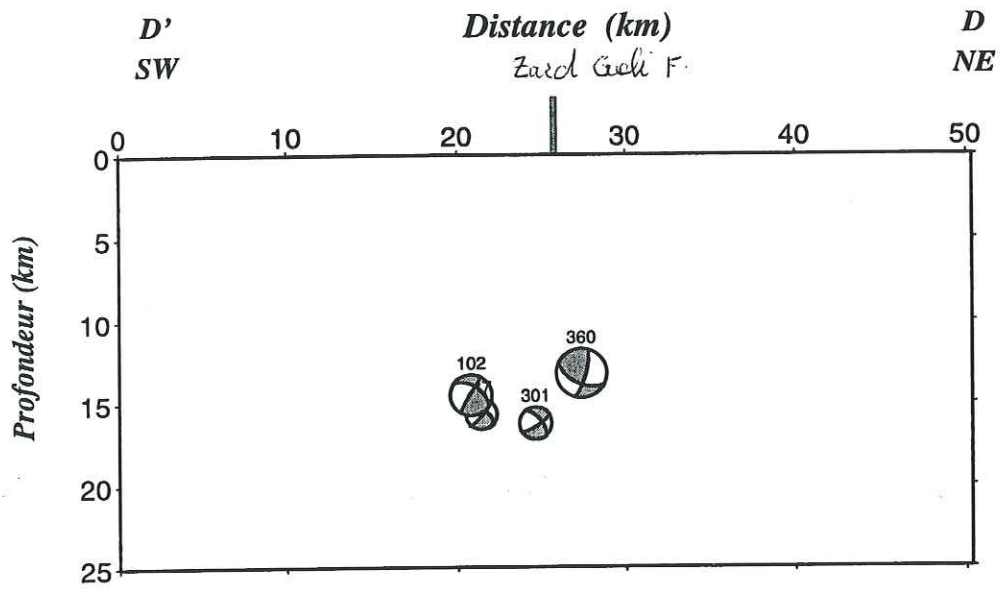


Figure 8.16: *Coupe SW-NE selon le profile D'-D (Figure 8.8) effectuée perpendiculairement à la distribution de la sismicité dans la région de Roudbar.*

En regardant les figure (8.12 et 8.8) il semble que la plupart de la sismicité est associé à la faille coulissage de Zard Goli. Cependant, la présence des quelques mécanismes en faille inverse en plus d'un alignement faible de la sismicité plongeant vers NE, semble peut être associé encore à une faille inverse (peut être Manjil?).

8.6 conclusion

L'étude des données microsismiques recueillies en Alborz (région de Roudbar) a mis en évidence les information suivantes :

- La distribution de la sismicité est concentrée sur une bande étroite de direction NW-SE. Elle semble suivre la direction des différents segments de failles visibles en surface orientées NW-SE. L'examen de la microsismicité et des mécanismes au foyer montrent qu'une grande partie de la sismicité est associée à l'activité des failles Manjil et Zard Goli.

- La distribution de la sismicité sur la coupe indique que la majorité de nos données sont localisé entre 4 et 16 km. Cette distribution montre au moins deux alignement des séismes plongent vers NE, qui peuvent être associés à la faille chevauchant de Manjil. L'existence d'alignement vertical associé à la faille Zard Goli, mis en évidence l'activité de cette faille coulissant. Il n'y a pas aucune sismicité inférieur à 20 km.

- Les mécanisme au foyer que nous avons calculé montrent plutôt deux caractéristique différents : les mécanismes de coulissage et les mécanismes indiquant des failles inverses. Les mécanisme inverses, aussi que le pendage de la sismicité associé, suggèrent un plongement vers NE. Des mécanismes inverses sont probablement associés à la faille Manjil qui s'allonge au Sud du Roudbar, le long de la sismicité observée. Les mécanismes coulissages situés à l'Est de la région d'étude peuvent être associés à la faille Zard Goli. Du fait de la complexité la région de Roudbar, surtout au milieu de la région d'étude, on observe un mélange entre différents mécanismes.

- L'existence de deux caractéristique différents pour les mécanismes au foyer calculés, les mécanismes en failles inverses et les mécanisme de coulissage, mis en évidence la partitionnement de la convergence oblique entre des plaques Arabie et Eurasie. nous proposons donc le modèle des failles distribuées pour cette partie de la chaîne de l'Alborz.

- La structure de la croûte dans la partie Est de l'Alborz (région de Roudbar) consiste en une couche sédimentaire de 6 km, une croûte supérieur cristalline épaisse comprenant de deux couches de 8 km et 4 km qui repose sur une croûte inférieur d'environ 17 km. Le Moho est situé à $\sim$ 35 km de profondeur.

Conclusion Générale

- La structure de la croûte dans le Zagros Central (région de Ghir) consiste en une couche sédimentaire de 11 km, une croûte supérieure d'épaisseur 8 km, qui repose sur une croûte inférieure et un Moho situé à 48 km de profondeur.

- La sismicité est située dans la partie supérieur du socle métamorphique, à une profondeur comprise entre 10 et 20 km.

- Il n'y a pas d'activité importante dans la couche sédimentaire.

- Il n'y a pas de décollement plat et la sismicité est partagée entre plusieurs failles en profondeur.

- La sismicité se produit sur des failles cachées orientées NW-SE parallèles aux axes des plis qui montrent une pendage fort vers SW.

- Il y des mécanismes décrochants importants qui affectent la région effectivement en plus des mécanismes chevauchants.

- Le MZT n'est pas une structure cinématiquement active.

- La déformation affecte l'ensemble de la chaîne plissée.

- La raccourcissement est d'environ 1 cm/an soit 1/3 du mouvement relatif Arabie-Eurasie.

- On constate l'influence des structures de coulissage de Kareh Bas et Sabz Pushan.

Conclusion Générale

Nous pouvons rappeller les principaux résultats de notre travail :

1) Structure crustale du Zagros

Nous avons montré que la structure de la croûte dans le Zagros Central (région de Ghir) consiste en une couche sédimentaire de 11 km, une croûte supérieure cristalline épaisse de 8 km qui repose sur une croûte inférieure d'environ 29 km. Le Moho est situé à 48 km de profondeur. Donc, l'épaisseur de la croûte métamorphique sous le Zagros est comparable à celle de la plate-forme Arabique et a celle de l'Iran Central. Seule l'épaisseur de la couche sédimentaire est plus importante.

2) Sismicité du Zagros

Notre expérience de sismologie a fait pour objectif de préciser la profondeur de la sismicité et les mécanismes au foyer associés qui sont mal connus dans le Zagros. La sismicité est localisée dans la croûte cristalline supérieure et n'affecte pas la couche sédimentaire. Elle n'est pas associée à un décollement plat. La sismicité et les mécanismes au foyer sont distribués sur l'ensemble de la chaîne comprise entre le MZT et la côte. La sismicité montre quelques alignements parallèles aux axes de plis mais avec un espacement qui n'est pas celui des axes de plis. Ces derniers ne peuvent donc être considérés comme des marqueurs de failles cachées et la couverture sédimentaire répond à la déformation de manière indépendante de la croûte cassante.

Les mécanismes au foyer montrent une combinaison de séismes en chevauchement et en cisaillement. Il y a cependant une grande homogénéité dans la direction des axes P, ce qui incite à penser que la convergence est accommodée par de la déformation distribuée entre du raccourcissement et du cisaillement. Les coupes tracées au travers de la chaîne du Zagros ne permettent pas de vérifier que les failles inverses sont d'anciennes failles normales héritées d'une phase de plate- forme.

3) Déformation

La mesure de la déformation sur 2 ans montre que le Zagros se raccourcit d'environ 1 cm/an. Cette déformation affecte l'ensemble de la chaîne plissée et le MZRF n'apparaît

pas comme une structure active. Cette déformation montre la distribution entre du coulissage et du raccourcissement à l'Ouest de Ghir qui peut être associé avec les faille de Kareh Bas et Sabz Pushan. Les directions de raccourcissement maximal sont totalement similaires au directions des axes P déterminés pour nos mécanismes au foyer. Ceci confirme en quelque sorte que les petits séismes donnent une image de la déformation interne plus que de la cinématique entre blocs.

Nous pouvons comparer nos résultats à différents modèles de raccourcissement continental.

1) Modèle de subduction continentale

Dans un tel modèle nous devons observer un épaississement crustal important provoqué par le doublement de la croûte. C'est l'un des modèles proposé en Himalaya (Figure 1) mais qui ne peut s'applique dans le Zagros car il n'y a pas d'épaississement crustal. La sismicité ne montre pas de discontinuité simple avec des mécanismes inverse repartis sur une zone de contact. Par ailleurs, les mécanismes inverses se produisent alors sur une zone de contact à plongement faible interne. Ce n'est pas non-plus ce que nous observons.

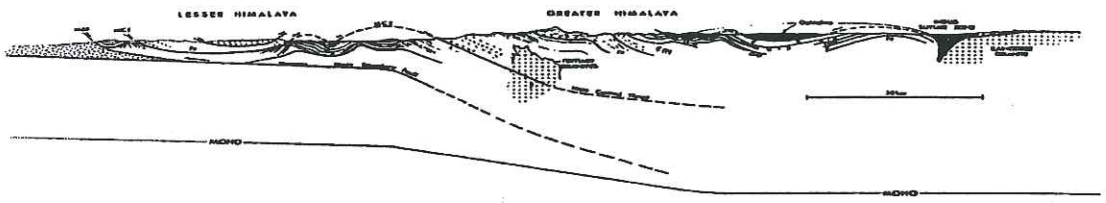


Figure 1: *Doublement de la croûte par la subduction d'une croûte (océanique) sous une croûte continentale (Molnar et Lyon-Caen, 1988).*

2) Modèle de raccourcissement crustal

Dans un tel modèle, la croûte supérieure doit se déformer de manière cassante et donc être le lieu de mécanismes inverses, alors que la croûte inférieure se déforme de manière ductile. Le résultat est une croûte épaissie (Figure 2), surtout pour la croûte inférieure s'il y a érosion. N'observant aucun épaississement significatif de la croûte inférieure, ce modèle ne s'applique pas au Zagros. Un raccourcissement de 50 km affectant une région de 250 km de large correspondant à quantité de raccourcissement de 20%. Nous n'observons pas un épaississement crustal correspondant.

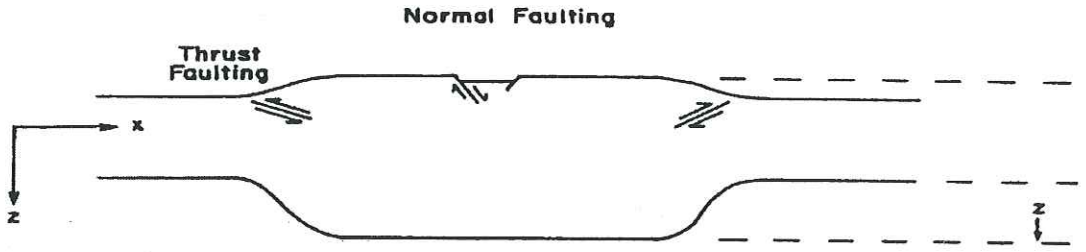


Figure 2: *Épaississement de la croûte par l'activité des failles inverses dans la croûte supérieur (Molnar et Lyon-Caen, 1988).*

3) Modèle de faille normales reprises en failles inverses

Dans un tel modèle, des failles normales produites en phase plate- forme, sont réactivées comme des failles inverses à forte pendage vers le continente (Figure 3). Ce modèle ne semble pas convenir non plus. En effet, le raccourcissement est modeste, et la sismicité ne montrent pas un pendage des failles inverse vers le NE.

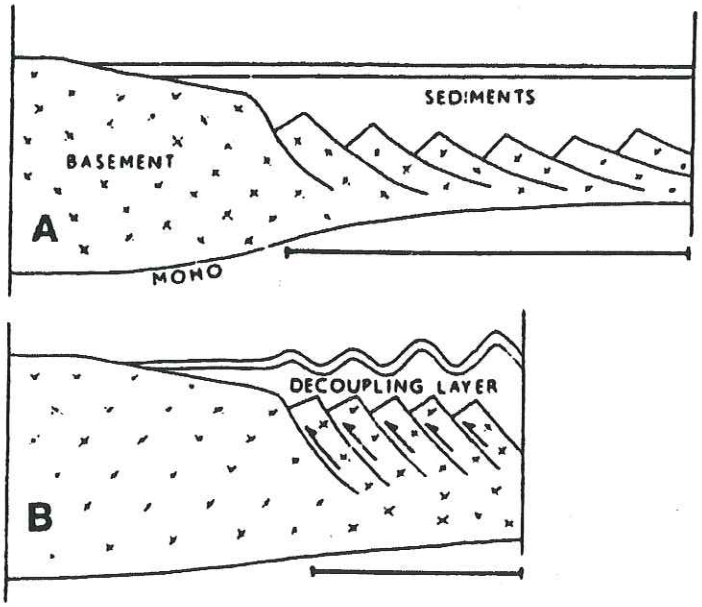


Figure 3: *Reactivation des failles normales comme des failles inverses dans le socle (Jackson, 1980a)*

4) Modèle des failles distribuée

Dans la région affectée par une convergence oblique, on observe un partitionnement de la déformation suivant deux failles, une faille inverse (faille de Java), et une faille de coulissage (faille de Sumatra)(Figure 4). Dans un tel modèle nous voyons que un système de failles inverses se situe parallèlement avec une système en failles de coulissage. Ce modèle ne peut pas aussi s'appliquer à la chaîne du Zagros parce que nous ne observons aucune faille coulissante unique parallèle à la direction du MZRF.

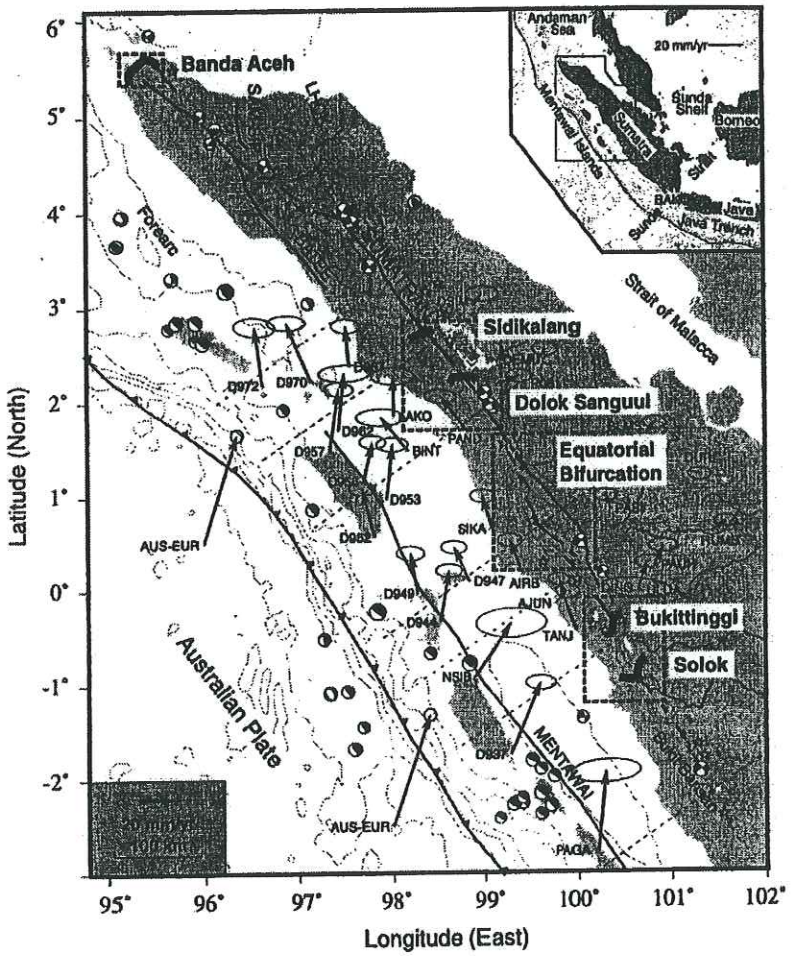


Figure 4: *Les failles majeures associées à la convergence oblique entre des plaques Australie et Eurasie au Sud-Ouest de Sumatra. Deux systèmes parallèles des failles inverse (Java Trench) et coulissage (Sumatran Fault) sont visibles dans cette figure (Genriche et al., 199?).*

5) Modèle de déformation distribuée

Le modèle que nous proposons ne peut pas faire intervenir un épaississement crustal important. L'importance des mécanismes de coulissage mis en évidence par l'étude de la déformation et des mécanismes au foyer montre l'existence d'une déformation distribuée (Figure 5).

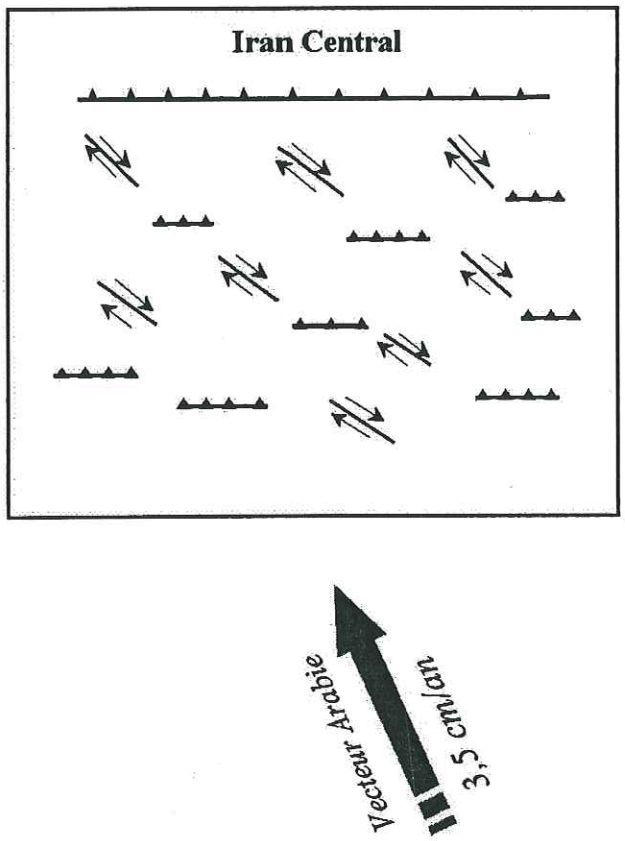


Figure 5: *Le modèle de déformation distribué pour le Zagros. Convergence oblique entre la plaque Arabie par rapport à l'Iran Central est partagé entre des failles inverses et coulissage ce qui permet une distribution de la déformation dans toute partie de cette chaîne du collision.*

Les résultats fournis par l'étude de la déformation (géodésie, GPS) sont associés à la déformation que l'on observe en surface c'est à dire la déformation dans la couverture sédimentaire du Zagros. Par contre, les résultats des mécanismes au foyer sont associés à la déformation dans le socle cristallin. Nous remarquons que les résultats fournis par les deux méthodes sont semblable et montrent une déformation similaire pour la couverture sédimentaire et la croûte supérieure. La déformation semble distribuée sur le largeur de la chaîne, la direction de raccourcissement est identique. Par ailleurs, nous avons montré que le MZRF n'est pas une structure active actuellement.

Enfin nous avons constaté l'absence d'épaississement de la croûte. Les résultats nous conduisent à penser que la convergence Arabie- Iran correspondant à un stade précoce de la collision continentale qui se manifeste par une déformation distribuée.

Bibligraphie générale

Al-Amri, A. M. S. (1998). The crustal structure of the western Arabian platform from the spectral analysis of long-period P-wave amplitude ratios, *Tectonophysics*, **290**, 271-283.

Al-Amri, A. M. S. (1999). The crustal and upper-mantle structure of the interior Arabian platform, *Geophys. J. Int.*, **136**, 421-430.

Alavi, M. (1980). Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran, *Geology*, **80**, 144-149.

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

Ambraseys, N. N., A. A. Moinfar and J. S. Tchalenko (1972). Ghir earthquake of 10 April 1972, *UNESCO Serial No. 2789/RMO-RD/SCE*, Paris.

Ambraseys, N. N., A. Moinfar and F. Peronaci (1973). The seismicity of Iran. The Farsinaj, Kermanshah earthquake of 13d December 1957, *Ann. di Geofisica, XXVI*, **4**, 679-692.

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

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, *Ph.D. thesis, Univ. of Cambridge* , 228PP.

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.

Bakhtari, H. R., D. Frizon de Lamotte, C. Aubourg and J. Hazzanzadeh (1998). Magnetic fabrics of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (eastern Zagros, Iran), *tectonophysics*, **284**, 299- 316.

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

Baumont, D. (1999). Caractérisation sismologique de la structure lithosphèrique des Andes Centrales (17°-20°S), *thèse de doctrate*, Université Joseph Fourier, Grenoble.

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. (1976a). An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran-a seismotectonic review of the country, *Geol. Surv. of Iran*, Rept. No. 39, 7-140.

Berberian, M. (1976b). Documented earthquake faults in Iran, *Geol. Surv. of Iran*, Report No. 39, 372-396.

Berberian, M. (1977). Contribution to the seismotectonics of Iran (part III), *Geol. Min. Surv. Iran*, **40**, 300 pp.

Berberian, M. (1981). Active faulting and tectonics of Iran, in Zagros-Hindu-Kush-Himalaya Geodynamic evolution, Gupta, H. K., and Delany, F. M. (edts), *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 G.C.P. King (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 210-265.

Berberian, M. and J. Tchalenko (1976a). Earthquakes of the southern Zagros (Iran): Bushehr region, *Geol. Surv. Iran*, **39**, 343-370.

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

Berberian, M., M. Qorashi, J. Jackson, K. Priestley and T. Wallace (1992). The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: preliminary field and seismological observations and its tectonic significance, *Bull. Seism. Soc. of Am.*, **82**, 1726-1755.

Besse, 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 Pangea, *Geophys. J. Int.*, **135**, 77-92.

Beutler, G., E. Brockmann, S. Fankhauser, W. Gurtner, J. Johnson, L. Mervart, M. Rothacher, S. Schaer, T. Springer and R. Weber (1996). Bernese GPS software version 4.0, Astronomical Institute, University of Berne.

Bird, P., M. Toksoz and N. Sleep (1975). Thermal and mechanical models of continent-continent convergence zones, *J. geophys. Res.*, **80**, 4405-4416.

Bird, P. (1978). Finite element modeling of Lithosphere deformation: The Zagros collision orogeny, *Tectonophysics*, **50**, 307-336.

Bushara, M. (1995). Subsurface structure of the Eastern edge of the Zagros basin inferred from gravity and satellite data, *A.A.P.G. Bull.*, **9**, 1259-1274.

Campos, J., R. Madariaga, J. Nabelek, B. G. Bukchin and A. Deschamps (1994). Faulting process of the 1990 June 20 Iran earthquake from broad-band records, *Geophys. J. Int.*, **118**, 31-46.

Chandra, U. (1984). Focal mechanism solution for earthquakes in Iran, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **34**, 9-16.

Chatelain, 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 3 ème cycle*, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Chen, C.-Y., W.-P. Chen and P. Molnar (1980). The uppermost mantle P wave velocities beneath Turkey and Iran, *Geophys. Res. Letters*, **7**, 77-80.

Christensen, N.I. and W.D. Mooney (1995). Seismic velocity structure and composition of continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761-9788.

Davoudzadeh, M., B. Lammerer and K. W. Diefenbach (1997), Paleogeography, Stratigraphy, and Tectonics of the Tertiary of Iran, *N.Jb.Geil.Paiaont.Mh.*, **205**, 33-67, Stuttgart.

De Mets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein (1990). Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.

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

Dey-Sarkar, S. K. and R. A. Wiggins (1976). Source deconvolution of teleseismic P wave arrivals between 14° and 40°, *J. Geophys. Res.*, **81**, 3633-3641.

Dewey, J.W. and A. Grantz (1973). The Ghir earthquake of April 10, 1972 in the Zagros Mountains of southern Iran: seismotectonic aspects and some results of a field reconnaissance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 2071-2090.

Dimitrijevic, M. D. (1973). Geology of Kerman region, *Geol. Surv. Iran Rep.*, Yu/52.

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.

Falcon, N. L. (1969). Problem of the 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. (1974). Southern Iran: Zagros Mountains, in Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, edited by Spencer, *Spc. Publ. Geol. Soc. London*, **4**, 199-211.

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

Gansser, A. (1955). New aspect of the geology of the Central Iran, *Congr. mond. Petrol. Rome 1955, Actes et documents I*, 279-300, Rome.

Geological Survey of Iran (1969). Geological Quadrangle of Iran No. D4, Zanjan Sheet, scale 1:250,000.

Gettings, M. E., H. R. Blank, W. D. Mooney and J. H. Healey (1986). Crustal structure of Southwestern Saudi Arabia, *J. Geophys. Res.*, **91**, 6491-6512.

Giese, P., I. Makris, B. Akashe, 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.

Goudarzi, K. M. (1974). La vitesse de phase des ondes de Rayleigh et les structure de la croûte et du Manteau supérieur entre Machhad et Chiraz (Iran), *Pageop.*, **112**, 675-681.

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

Hancock, P. L., A. A. Kadhi and N. A. Sha'at (1984). Regional joint sets in the Arabian Platform as indicatiors of intraplate processes, *Tectonics*, **3**, 27-43.

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

Hearn, T. M., J. F. Ni (1994). Pn velocities beneath continental collision zones: the Turkish-Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, **117**, 273-283.

Helmberger, D. V. and R. A. Wiggins (1971). Upper mantle strucyure of midwestern United States, *J. Geophys. Res.*, **76**, 3229-3245.

Hessami, K. T. and J. H. Farshad (1996). Active faulting in Iran, *J. of Earthquake Prediction Research*, **5**, 403-412.

Huber, H. (1977). Geological map of Iran, 1:1,000,000 with explanatory note, *Natl. Iran. Oil Co. Explor. Prod. Affairs*, Tehran.

Jackson, J. A. (1980). Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts, *Nature*, **283**, 343,-346.

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. J. Fitch (1979). Seismotectonic implications of relocated aftershock sequences in Iran and Turkey, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **5**, 209-229.

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., T. J. Fitch and D. P. McKenzie (1981). Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt, in Trust and Nappe, *Tectonics*, 371-379.

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. A. and D. P. McKenzie (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astr. Soc. London*, **83**, 45-73.

Jackson, J. A., N.N. Ambraseys (1996). Convergence between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, in Historical and Prehistorical earthquakes in the Caucasus, D. Giardini ed., Kluwer, The Netherlands.

Jackson, J. A., J. Haines and W. Holt (1995). The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, **15**, 205-15219.

Jackson, J. A. (1999). Seismology and the active tectonics of Iran, *Proc. 3rd Internation conf. on Seismology and Earthquake Engineering*, May 17-19, 1999, Tehran, Iran.

Kadinsky-Cade, K. and M. Barazangi (1982). Seismotectonics of Southern Iran, *Tectonics*, **5**, 389-412.

Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data, :*Rev. of Geophys.*, **26**, 659-698.

Knopoff, L. and A. A. Fouda (1975). Upper-mantle structure under the Arabian Peninsula, *Tectonophysics*, **26**, 121-134.

Koop, W. and R. Stoneley (1982). Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to recent, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **305**, 149-168.

Langston, C. A. (1979). Structure under Mount 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 programme for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geological Survey, Open fole Report*, 75-311.

Lensch, G., K. Schmidt and M. Davoudzadeh (1984). Introduction to the Geology of Iran, *N.Jb.Geol.Palaont.Abh.*, **168**, 155-164, Stuttgart.

Lyberis, N. and G. Manby (1999). Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the Post-Miocene, *AAPG Bulletin*, V. **83**, No. 7, 1135-1160.

Maggi, A., J. A. Jackson, K. Priestley and C. Baker (2001). A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophys. J. Int.*, in press.

Mangino, S. and K. Priestley (1998). The crustal structure of the southern Caspian region, *Geophys. J. Int.*, **133**, 630-648.

Mann, C. D. and C. Vita-Finzi (1988). Holocene serial folding in the Zagros, in Gondwana and Thethys, Audley-Charles, M. G. and Hallam, A. (eds), *Geological Soc. Spec.*, Pub, 37, 51-59.

McKenzie, D. p. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. soc.*, **30**, 109-158.

Mechie, J. and C. Prodehl (1988). Crustal and uppermost mantle structure beneath the Afro-Arabian rift system, *Tectonophysics*, **153**, 103-121.

Mohajer, G.A. and G.R. Pierce (1963). Geological notes-Qazvin, Iran, earthquake, *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, **47**, 1878-1883.

Mooney, W., D., M. E. Gettings, H. R. Blank and J. H. Healy (1985). Saudi-Arabian seismic- refraction profile: A traveltime interpretation of crustal and upper mantle structure, *Tectonophysics*, **111**, 173-246.

Moores, E. M. and R. J. Twiss (1995). Tectonics, W. H. Freeman, New York, 415pp.

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

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

Niazi, M. (1968). Crustal Thickness in the Central Saudi Arabian Peninsula, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **15**, 545-547.

Niazi, M. (1973). Focal mechanism of Ghir earthquake of April 10, 1972, and tectonics of southern Iran, *68th Annual National Meeting of the Seism. Soc. Am.*, May 19, 1973, Golden, Colorado.

Niazi, M., I. Asudeh, G. Ballard, J. A. Jackson, G. King, and D. P. McKenzie (1978). The depth of seismicity in the Kermanshah region of the Zagros mountains (Iran), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 270-274.

Nowroozi, A. A. (1971). Seismotectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucausus, and Hindu Kush regins, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 317-341.

Pamic, J., G. Sestini and D. Adib (1979). Alpine magmatic and metamorphic processes and plate tectonics in the Zagros Range, Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90(I)**, 569-576.

Priestley, K., C. Baker and J. A. Jackson (1994). Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian Basin and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, **118**, 111-141.

Priestley, K. and H. Patton (2001). Shear wave structure of the South Caspian lithosphere, *in review.*

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

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.

Reasenberg, R. and D. Oppenheimer (1985). Fortran Computer Programs for calculating and displaying earthquake fault-plan soutions, *U.S. Geological Survey*, 345 Middlefield Road Menlo Park, California, Open-file Report No. 85-739.

Ricou, L. E. (1974). L'évolution géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des zagrides, *Thèse de 3ème cycle*, Université d'Orsay, France.

Ricou, L.E. (1976). Évolution structrale des Zagrides. La région clef de Neyriz (Zagros iranien) , *Mém. Soc. Géol. Fr.*, *n*°125, 140 pp.

Ricou, L.E., J. Braud and J.H. Brunn (1997). Le Zagros, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 33-52.

Rodgers, A. J., W. R. Walter, R. J. Mellors, A. M. S. Al-Amri and Y.-S. Zhang (1999). Lithospheric structure of the Arabian Shield and Platform from complete regional waveform modelling and surface wave group velocities, *Geophys. J. Int.*, **138**, 871-878.

Ross, D. A., E. Uchupi and R. S. Withe (1986). The Geology of the Persian Gulf-Gulf of Oman Region: a Synthesis, *Review of Geophysics*, *24*, 537-556.

Sandvol, E., D. Seber, M. Barazangi, F. Vernon, R. Mellors and A. M. S. Al-Amri (1998). Lithospheric seismic velocity discontinuities beneath the Arabian Shield, Geophys. Res. Lett., 25, 2873-2876.

Seber, D., M. Vallvé, E. Sandvol, D. Steer and M. Barazangi (1997). Middle East Tectonics: Applications of Geographical Information Systems (GIS), *GSA Today*, **7**, 1-6.

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

Shoja-Taheri, J and M., Niazi (1981). Seismicity of the Iranian Plateau and bordering regions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 477-489.

Snyder, D. B. and M. Barazangi (1986). Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, *Tectonics*, **5**, 361-373.

Sobouti, F. and J. Arkani-Hamed (1996). Numerical modeling of the deformation of the Iranian plateau, *Geophys. J. Int.*, **126**, 805-818.

Sobouti, M., I. Eshghi and J.H. Javaheri (1972). The Qir earthquake of 10th April, 1972, *J. of the Earth and Space Physics*, **1**, 17-74.

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

Stocklin, J. (1974). Possible ancient continental margin in Iran, in Geology of Continental Margins, edited by C. Burke and C. Drake, Springer-Verlag, *New York*, 873-877.

Stocklin, J. (1977). Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia, *Mém. H., sér. Oc. Géol., Fr.*, **8**, 33-353.

Stoneley, R. (1976). On the origin of ophiolite complexes in the southern Tethys region, *Tectonophysics*, **25**, 303-322.

Stoneley, R. (1981). The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys, *J. Geol. Soc. London*, **138**, 509-526.

Tchalenko, J.S. and J. Braud (1974). Seismicity and structure of the Zagros (Iran) - the main recent fault between 33°N and 35°N, *Philo. Trans. Roy. Soc. London*, **277**, 1-25.

Tchalenko, J.S., J. Braud and M. Berberian (1974). Discovery of three earthquake faults in Iran, *Nature*, **248**, 661-663.

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

Wells, A. J. (1969). The Crush Zone of the Iranian Zagros Mountains and its implications, *Geological Magazine*, **106**, 385-514.

Zamani, A. and N. Hashemi (2000). A comparison between seismicity, topographic relief, and gravity anomalies of the Iranian Plateau, *Tectonophysics*, **327**, 25-36.

Annexes Sismologie

Annexe I: Liste des événements

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971110	23	17	59.57	28°17.51	53°37.29	18.00	3.27	10	277	45.6	.36	4.7	4.9	d
971111	14	30	31.75	28°16.85	52°28.56	16.49	1.93	7	276	40.8	.27	3.3	2.7	d
971111	15	57	40.10	27°59.41	53°06.45	7.65	1.25	7	246	8.7	.09	1.1	1.2	c
971112	0	54	51.83	28°21.29	52°57.62	15.11	1.18	7	201	4.3	.09	4.6	.7	d
971112	14	21	18.72	27°53.52	53°22.57	15.83	1.89	7	247	6.5	.08	1.9	1.7	c
971112	14	49	7.11	28°18.26	53°03.72	4.36	0.72	5	136	9.2	.02	.2	.5	c
971112	18	32	7.51	27°47.18	53°30.86	10.16	3.22	9	332	16.5	.16	2.3	1.0	c
971112	22	29	57.09	27°48.92	53°02.21	10.88	1.93	6	264	7.8	.06	1.1	.4	c
971112	23	49	8.39	28°03.03	53°01.47	9.95	0.89	6	154	12.2	.03	.3	.9	b
971113	0	46	5.47	28°03.12	53°01.28	10.96	1.00	7	98	12.5	.06	.4	.3	b
971113	6	14	49.78	28°27.55	52°56.25	13.20	1.70	9	190	16.1	.07	.5	.9	c
971113	16	58	21.08	28°21.45	53°08.16	10.04	1.23	9	110	11.8	.15	.7	.8	b
971113	17	31	17.72	27°56.84	52°44.23	8.14	1.67	9	270	6.9	.13	1.1	1.0	c
971113	21	9	38.07	28°22.91	53°11.21	10.88	1.17	8	124	9.7	.07	.4	.3	b
971113	22	28	37.50	28°05.76	53°19.81	4.69	1.69	9	136	18.8	.13	.5	3.9	c
971113	23	24	39.16	28°28.70	52°43.61	9.53	2.32	13	234	26.3	.21	1.2	.8	c
971114	0	25	26.74	27°37.46	52°41.77	6.27	2.60	10	312	42.2	.14	1.4	.7	c
971114	0	33	13.39	27°56.71	52°53.34	3.45	1.30	6	184	4.9	.03	.3	.4	c
971114	4	33	5.26	27°54.01	52°48.57	7.16	1.61	5	264	13.1	.10	2.6	2.7	d
971114	13	47	40.93	27°54.32	53°09.35	18.00	3.00	13	124	7.7	.14	1.1	1.1	b
971114	14	48	16.17	27°54.65	53°09.07	12.34	1.42	6	212	7.7	.12	1.6	1.6	c
971114	14	59	36.72	28°31.22	53°01.95	6.56	1.48	8	155	13.2	.04	.3	1.0	b
971115	12	25	5.41	28°32.17	52°58.17	13.39	2.07	10	192	15.9	.13	.8	2.2	c
971115	16	27	17.83	27°54.95	53°09.50	11.73	2.07	10	115	8.6	.06	.3	.6	b
971115	17	23	43.98	27°39.52	53°07.49	7.44	3.25	12	259	23.2	.22	1.8	1.1	c
971115	19	10	19.81	27°48.54	53°31.96	18.00	2.59	11	261	17.6	.40	5.0	3.1	d
971115	20	23	44.09	27°34.16	53°05.61	5.26	3.32	13	275	32.8	.30	2.7	1.4	d
971115	21	46	38.83	28°15.28	52°57.50	5.74	1.36	10	153	7.0	.09	.6	1.1	b
971115	23	21	33.99	27°55.41	53°09.53	11.07	2.16	12	110	9.2	.06	.2	.4	b
971116	0	7	49.63	28°19.76	53°16.95	12.86	3.00	23	68	3.2	.32	.8	1.5	b
971116	0	12	51.12	28°09.98	52°13.68	18.00	3.16	10	300	40.8	.24	3.6	3.1	d
971116	2	30	33.76	28°44.92	53°03.24	12.04	3.21	23	276	9.4	.16	.9	.7	c

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971116	2	44	8.03	28°21.36	52°41.51	7.42	2.94	16	208	27.6	.16	.9	.6	c
971116	5	36	20.74	27°46.05	53°02.42	11.43	1.96	7	227	12.0	.22	5.4	4.8	d
971116	15	24	3.40	28°30.38	53°19.13	11.08	0.97	4	135	7.7	.00			c
971116	15	35	53.61	28°48.90	52°27.03	18.00	2.24	4	307	73.2	.06			c
971116	17	27	24.52	28°34.90	52°59.29	15.89	2.10	19	104	1.9	.25	1.1	.8	b
971116	18	4	48.29	28°22.27	53°06.04	10.70	2.00	19	75	7.7	.16	.4	.3	b
971116	19	6	27.48	28°38.03	53°05.74	11.07	1.44	5	182	7.2	.07	1.8	2.8	c
971116	19	24	43.72	28°37.64	53°06.08	12.55	1.55	10	173	6.4	.05	.3	.3	b
971116	19	26	41.99	28°37.57	53°05.94	13.45	1.95	10	172	6.5	.07	.5	.5	b
971116	19	33	15.53	28°19.10	53°04.10	13.47	1.62	6	146	9.7	.07	1.2	1.8	c
971116	20	45	42.82	28°15.97	53°24.33	10.86	1.11	7	183	5.6	.09	1.4	.6	c
971116	21	6	38.09	28°23.09	53°30.86	13.13	1.78	10	189	7.6	.07	.6	1.0	c
971116	22	5	18.68	28°32.61	53°21.67	20.30	1.55	10	200	4.4	.10	.7	1.4	c
971116	23	22	32.02	28°39.61	52°47.56	15.83	2.12	14	251	19.4	.40	3.9	2.6	d
971117	0	43	44.27	28°03.61	52°57.60	7.87	1.80	12	99	13.6	.13	.6	2.3	b
971117	0	50	36.71	28°03.50	52°57.79	12.81	2.19	18	98	13.5	.14	.4	1.7	b
971117	1	39	3.24	28°02.94	52°57.60	12.35	1.79	11	97	12.4	.12	.6	2.3	b
971117	2	22	.68	28°34.55	53°12.03	14.11	1.39	9	162	4.9	.08	1.0	1.0	c
971117	2	36	59.84	28°02.63	52°58.58	16.85	1.90	14	94	12.3	.16	.6	1.4	b
971117	2	39	15.86	28°03.15	52°58.26	14.57	2.13	14	69	13.0	.24	.9	2.5	b
971117	2	58	34.36	28°03.05	52°58.26	12.29	2.59	18	66	12.9	.18	.6	1.3	b
971117	4	35	14.36	28°04.31	52°58.91	9.47	2.11	10	96	15.4	.14	.5	.8	b
971117	5	41	17.01	28°32.41	52°57.97	13.33	1.67	9	194	10.7	.07	.6	.7	c
971117	14	21	6.02	28°46.52	53°01.68	18.89	2.39	8	314	11.2	.11	1.5	.6	c
971117	20	5	31.40	28°34.87	53°11.08	13.21	1.41	11	155	3.4	.10	.6	.6	b
971117	20	10	25.52	28°34.85	53°11.33	13.31	1.45	12	159	3.7	.07	.4	.4	b
971118	0	30	44.07	28°36.24	53°11.70	15.43	1.80	18	183	3.4	.16	.7	.9	c
971118	0	39	20.96	28°34.38	52°41.29	18.00	2.53	10	242	32.9	.36	7.3	5.1	d
971118	3	21	8.95	28°09.91	53°42.37	8.06	2.84	11	244	12.5	.27	2.6	1.3	d
971118	8	53	52.62	27°48.50	52°51.65	.09	2.38	4	286	16.3	.12			c
971118	14	54	40.43	28°27.77	52°18.55	11.22	3.64	21	282	49.7	.23	1.4	2.4	c
971118	16	23	46.06	28°17.57	53°03.02	11.72	0.67	9	143	8.3	.04	.3	.4	b

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971118	23	41	1.76	27°56.50	52°46.13	9.41	1.11	6	208	7.5	.01	.3	.1	c
971119	0	0	27.08	28°20.87	53°19.25	3.67	0.70	7	143	1.0	.23	1.7	1.9	c
971119	4	54	53.05	28°19.95	53°07.08	8.15	1.94	11	124	4.1	.15	.6	1.5	b
971119	10	54	38.38	28°08.44	53°52.72	10.85	3.14	13	309	23.2	.23	5.5	8.9	d
971119	11	9	35.06	28°10.53	53°55.62	18.00	2.59	12	320	25.0	.27	3.6	2.1	d
971119	16	53	39.38	27°59.57	53°17.83	10.70	1.84	6	258	9.0	.20	4.3	2.1	d
971119	17	28	3.36	28°09.52	53°42.03	6.48	2.43	10	252	13.2	.18	2.5	1.0	d
971119	21	42	24.53	28°11.01	53°50.06	18.00	3.25	10	305	16.9	.15	2.5	1.4	c
971119	22	57	13.07	28°17.11	53°34.46	18.00	2.05	13	126	4.9	.24	1.6	1.2	b
971119	23	2	40.24	28°17.56	53°33.99	12.59	2.28	20	121	3.8	.17	.8	.8	b
971120	5	33	47.79	28°14.86	53°12.41	10.79	2.44	21	104	6.2	.19	.5	.3	b
971120	8	56	5.87	28°06.85	52°33.10	15.49	2.75	7	290	11.7	.20	7.6	4.0	d
971120	12	24	43.65	28°18.29	53°17.47	13.90	2.22	14	165	7.2	.08	.4	.5	b
971120	12	41	35.39	28°10.00	53°44.57	12.72	2.84	8	271	13.0	.15	2.5	2.1	c
971120	13	45	52.80	27°50.15	52°54.04	10.87	1.52	6	243	12.0	.07	1.6	.5	c
971120	13	49	18.09	27°50.56	52°53.30	10.44	1.60	8	241	11.7	.12	1.1	.7	c
971120	14	6	2.09	28°10.96	53°42.78	6.38	2.24	7	255	10.6	.22	2.3	2.7	c
971120	14	31	56.07	28°08.83	53°47.05	15.10	2.30	7	286	16.7	.16	3.7	6.8	d
971120	16	41	59.79	27°57.84	52°52.61	9.53	1.08	10	163	6.7	.07	.3	.5	b
971120	20	42	23.61	27°37.87	53°20.61	12.85	2.61	17	286	21.8	.13	.9	1.2	c
971120	22	7	26.70	28°22.16	53°29.11	8.95	1.77	10	214	8.2	.12	1.2	.7	c
971120	23	47	56.52	28°20.31	52°57.82	14.67	1.90	22	105	2.5	.24	.7	1.4	b
971121	7	45	12.75	27°50.40	52°53.21	10.00	2.39	13	215	12.0	.17	1.4	.5	c
971121	8	0	6.00	27°48.21	52°52.87	10.81	2.05	7	260	16.0	.03	.4	.2	c
971121	8	7	56.77	27°48.25	52°52.93	10.84	1.78	7	260	15.9	.05	.7	.3	c
971121	11	15	22.74	27°48.38	52°53.13	10.93	2.41	11	224	15.5	.05	.3	.2	c
971121	11	25	56.10	27°51.67	52°55.80	8.58	1.57	7	223	8.6	.11	.9	1.2	c
971121	14	0	19.56	27°46.80	52°51.23	11.12	3.29	17	234	19.4	.28	1.6	2.6	c
971121	14	51	49.37	27°55.91	53°08.78	10.41	2.09	21	103	10.8	.20	.6	.5	b
971121	15	58	12.85	27°49.63	52°53.61	11.48	1.85	9	230	13.1	.08	.7	1.3	c
971121	16	35	46.13	28°06.67	52°35.47	12.18	1.75	8	284	10.0	.21	4.6	4.7	d
971121	16	52	36.37	27°50.56	52°53.37	10.01	2.70	13	214	11.7	.18	1.2	.5	c

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971121	17	45	33.11	27°48.67	52°53.76	14.46	2.19	11	238	14.7	.14	1.1	1.7	c
971121	17	47	31.87	27°51.56	52°55.22	10.88	1.42	8	226	8.9	.15	1.7	.8	c
971121	19	47	52.28	27°48.52	52°52.75	8.94	1.97	12	258	15.5	.14	.9	.6	c
971121	20	11	47.47	28°06.58	52°52.20	8.59	1.33	9	184	3.5	.14	1.3	1.1	c
971121	20	51	53.74	27°48.40	52°53.07	11.93	2.77	17	224	15.5	.11	.6	1.5	c
971121	21	50	37.00	27°49.32	52°53.27	9.62	1.73	12	233	13.8	.19	1.2	.7	c
971121	22	1	4.30	27°48.68	52°52.95	12.82	2.55	17	223	15.1	.10	.5	1.1	c
971121	22	6	35.67	27°48.23	52°52.74	10.86	3.04	18	226	16.0	.13	1.0	.5	c
971121	22	10	50.17	27°47.95	52°52.51	10.39	1.76	9	263	16.7	.11	1.0	.4	c
971121	22	13	45.60	27°48.88	52°52.95	9.94	1.84	10	236	14.8	.08	.5	.3	c
971121	22	16	6.36	27°48.63	52°52.91	10.96	2.30	13	238	15.2	.08	.6	.3	c
971121	22	24	2.97	27°50.20	52°55.18	10.65	1.19	5	240	11.4	.10	4.2	1.2	d
971121	23	2	11.04	27°48.37	52°53.01	10.73	1.81	10	240	15.6	.13	1.3	.7	c
971121	23	23	15.78	27°49.22	52°53.57	11.92	1.68	8	233	13.8	.06	.8	1.0	c
971121	23	29	53.61	27°47.95	52°52.79	10.88	3.02	23	227	16.5	.16	.8	.5	c
971121	23	38	49.36	27°49.88	52°53.77	10.63	1.53	8	245	12.6	.08	1.0	.3	c
971122	0	37	46.83	28°14.56	53°23.93	14.41	1.28	12	133	5.5	.06	.2	.6	b
971122	1	10	13.99	27°49.28	52°53.37	10.12	1.48	11	233	13.9	.11	.8	.5	c
971122	12	40	46.72	28°18.64	53°19.19	12.81	1.68	17	68	3.8	.11	.3	.6	a
971122	12	41	45.16	28°18.58	53°18.56	12.51	1.94	11	123	3.8	.09	.5	.5	b
971122	13	29	50.47	28°01.42	53°0 .88	10.57	1.60	8	104	12.1	.08	.5	.6	b
971122	15	52	45.83	27°35.28	53°23.71	9.23	3.01	16	296	27.1	.38	2.7	1.6	d
971122	16	16	37.90	27°36.84	53°20.65	13.26	2.62	16	287	23.7	.12	.9	1.0	c
971122	16	36	18.27	28°13.25	52°58.64	12.60	1.33	10	133	10.6	.09	.7	1.8	b
971122	19	15	31.29	27°48.75	52°53.05	12.34	2.74	15	223	14.9	.09	.6	1.2	c
971122	19	55	7.93	28°03.30	53°19.45	10.22	1.15	10	184	2.9	.10	.5	.4	c
971122	19	59	34.41	27°50.50	52°53.14	10.53	1.72	10	223	11.9	.17	1.3	.6	c
971122	20	10	42.98	27°50.15	52°53.95	11.50	1.63	8	225	12.0	.11	1.2	1.9	c
971122	20	12	29.27	27°48.61	52°53.08	10.46	1.91	11	238	15.2	.08	.5	.2	c
971122	20	21	58.06	28°13.33	52°58.29	15.13	2.03	27	65	8.2	.20	.5	1.1	b
971122	21	30	11.63	28°20.78	52°41.94	9.03	1.45	17	224	26.8	.16	1.0	.6	c
971122	21	31	43.95	28°13.89	52°58.53	12.70	1.41	9	151	9.5	.14	1.1	2.9	c

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971122	21	39	30.74	28°08.40	52°53.53	10.68	1.87	18	83	5.3	.08	.2	.2	a
971122	23	9	21.62	28°31.56	53°22.32	19.75	1.51	17	177	2.5	.24	1.4	1.7	c
971123	5	0	44.94	28°17.78	53°19.85	10.21	3.28	12	67	3.9	.15	.7	.6	b
971123	7	29	38.42	28°31.23	53°32.19	12.62	2.71	12	226	13.8	.09	.6	1.3	c
971123	9	21	42.68	28°19.62	52°43.53	13.16	2.71	22	202	6.3	.20	1.0	.9	c
971123	9	53	31.09	27°58.00	52°32.69	.80	2.74	12	303	8.8	.22	2.8	1.6	d
971123	10	42	36.83	27°50.92	53°14.26	15.10	2.76	17	172	10.6	.22	1.0	1.1	c
971123	10	59	26.33	28°09.24	53°12.00	7.16	2.00	4	172	18.6	.05			c
971123	11	42	22.22	28°20.73	53°18.78	18.00	1.33	7	161	.2	.45	3.7	2.1	c
971123	15	50	41.45	28°13.49	52°55.14	7.34	1.42	11	172	11.3	.11	.6	1.2	b
971123	17	5	59.91	28°09.37	53°23.42	9.92	1.17	8	157	11.7	.10	.6	1.1	b
971123	19	8	45.83	28°23.60	53°58.22	5.50	2.43	10	321	29.5	.14	2.1	.8	c
971124	4	4	16.43	28°28.66	52°53.29	9.67	2.14	9	244	17.8	.07	.6	.4	c
971124	17	25	29.26	27°48.92	52°52.97	10.42	1.95	11	236	14.7	.08	.6	.3	c
971124	19	29	43.36	28°17.88	53°17.12	12.03	1.53	9	94	5.7	.11	1.0	1.4	b
971124	21	55	50.76	28°23.00	52°57.91	12.09	1.24	6	248	7.4	.02	.3	.3	c
971124	21	58	40.81	28°14.14	53°23.81	8.48	1.00	8	204	5.7	.13	1.1	1.1	c
971125	9	18	56.22	28°20.95	52°57.02	10.81	2.03	21	143	4.1	.19	.5	.5	c
971125	17	7	37.01	28°03.83	52°29.36	1.95	2.91	28	288	12.7	.26	1.3	.9	c
971126	1	6	13.70	28°12.65	52°20.44	3.72	2.51	12	302	33.7	.17	2.1	1.2	c
971126	2	3	24.19	28°13.44	52°57.74	10.60	1.83	17	97	9.6	.19	.6	.4	b
971126	5	21	52.04	28°07.30	53°54.78	12.99	3.95	18	300	27.2	.30	2.1	1.6	d
971126	8	28	47.90	28°05.68	52°53.81	9.56	2.14	9	115	.4	.09	.5	.6	b
971126	17	54	12.73	28°10.47	53°08.14	11.22	1.50	12	106	12.8	.09	.4	.9	b
971126	19	55	21.05	28°09.05	53°37.33	6.32	2.58	9	211	16.0	.38	3.8	4.6	d
971126	20	27	14.08	28°24.51	53°04.80	2.63	1.32	9	153	9.2	.22	1.1	7.0	c
971126	20	48	51.54	28°09.49	53°42.98	5.31	1.94	8	251	12.8	.06	.6	.7	c
971126	23	42	11.62	28°04.96	52°42.03	14.91	1.77	9	172	11.2	.29	2.6	3.5	c
971126	23	52	48.74	28°24.85	53°05.14	13.81	1.62	16	124	8.4	.10	.4	.8	b
971126	23	54	59.93	28°03.67	53°11.95	11.36	1.54	4	212	5.0	.01			c
971127	1	9	14.36	28°13.57	53°04.25	16.45	1.52	17	71	14.1	.13	.4	.9	a
971127	1	21	50.90	28°24.74	53°05.07	13.90	1.69	17	104	8.6	.10	.3	.7	b

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971127	1	59	59.55	27°56.70	53°18.88	14.34	2.95	21	203	12.9	.16	.7	1.5	c
971127	2	23	38.94	28°10.59	52°50.38	14.20	2.22	7	182	5.4	.32	2.7	4.5	d
971127	2	53	39.36	28°24.89	53°04.68	14.04	1.39	14	130	9.0	.10	.4	.6	b
971127	4	16	34.41	28°38.38	53°16.09	10.38	1.84	8	248	11.4	.06	.6	.3	c
971127	7	26	30.89	27°55.76	53°19.87	9.89	2.58	11	210	14.2	.18	1.4	.7	c
971127	10	2	8.17	28°15.37	53°23.10	7.55	1.21	4	287	3.7	.00			c
971127	11	23	20.13	28°07.98	52°36.99	10.64	2.97	12	236	12.3	.13	1.3	.9	c
971127	11	26	28.40	28°07.61	52°36.67	13.46	2.81	7	238	11.6	.13	2.0	4.8	c
971127	15	23	33.40	27°43.25	52°43.80	10.06	3.90	18	275	31.9	.21	3.2	3.3	d
971127	15	43	1.23	27°39.64	52°42.22	14.28	2.45	13	289	38.8	.15	1.1	2.6	c
971127	15	48	45.46	28°03.66	53°46.61	18.00	1.79	9	282	25.2	.28	4.5	2.1	d
971127	16	44	9.32	28°15.55	53°08.03	15.04	1.30	12	130	13.2	.14	.7	1.6	b
971127	16	51	19.31	28°15.16	53°07.71	14.17	1.06	8	126	13.5	.08	.5	1.8	b
971127	21	13	2.00	27°42.05	52°43.22	7.88	3.14	14	280	34.2	.20	2.1	1.0	c
971127	22	1	26.67	28°19.76	52°44.02	11.53	2.45	10	214	17.6	.13	1.4	4.2	c
971127	23	3	31.64	28°22.88	53°10.10	12.31	1.20	11	108	6.2	.08	.4	.8	b
971128	0	20	17.54	28°07.30	53°25.54	15.05	1.23	9	195	10.1	.11	.8	1.6	c
971128	8	15	.61	28°04.97	53°16.32	13.64	2.49	17	109	8.6	.08	.4	.7	b
971128	10	12	23.31	28°02.86	53°23.71	10.98	1.68	6	210	4.1	.09	1.6	.6	c
971128	13	0	7.82	28°15.13	53°12.19	6.75	1.88	14	93	9.2	.15	.7	2.0	b
971128	15	46	16.43	28°27.86	53°29.98	11.21	1.69	9	196	11.8	.12	1.1	1.5	c
971128	16	9	47.56	28°28.79	53°30.37	15.13	1.65	10	208	11.6	.14	1.1	1.8	c
971128	16	41	4.59	28°15.13	53°49.69	18.00	2.60	6	313	12.9	.12	5.4	3.1	d
971128	16	58	41.65	28°39.67	53°04.11	7.53	2.88	21	264	17.5	.26	1.4	.9	c
971128	17	2	15.82	28°37.03	53°05.00	10.31	2.58	16	254	12.7	.22	1.9	.8	c
971129	1	51	56.51	28°04.24	52°52.02	10.19	1.30	11	122	4.1	.08	.3	.3	b
971129	7	33	33.48	27°54.69	52°35.40	8.66	2.64	9	272	12.4	.07	1.0	.3	c
971129	18	6	35.20	27°56.10	52°53.50	7.94	1.79	11	174	4.6	.15	.7	1.3	b
971129	18	51	33.23	28°03.46	53°29.12	18.00	1.79	10	228	12.9	.25	1.9	4.2	c
971129	19	34	59.67	27°52.55	52°50.99	8.33	0.82	11	210	11.1	.09	.5	1.0	c
971129	20	12	49.10	27°52.30	52°33.91	8.37		6	321	17.2	.03	.7	.3	c
971129	20	27	16.85	27°51.99	52°59.57	8.25	1.74	13	200	7.6	.19	1.1	.9	c

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971129	21	31	6.46	27°56.19	52°53.36	5.51	1.10	10	186	4.8	.09	.4	.6	c
971129	22	31	20.73	28°03.51	53°30.44	10.65	1.60	10	231	15.1	.10	1.3	1.0	c
971129	23	59	10.54	28°02.23	52°54.12	23.93	1.21	9	150	11.5	.14	1.1	1.6	c
971130	0	15	32.43	28°09.84	52°41.04	12.55	1.59	6	226	17.4	.11	1.4	3.3	c
971130	1	59	57.07	28°01.88	53°03.25	10.96	1.53	9	104	9.8	.07	.5	.4	b
971130	2	1	1.04	28°02.19	53°02.96	10.19	1.66	20	88	10.1	.10	.2	.3	a
971130	2	57	57.28	28°14.84	53°15.69	15.88	2.75	20	71	3.4	.10	.3	.4	a
971130	3	51	36.30	27°54.83	52°34.28	10.33	3.06	10	281	12.6	.20	2.1	.8	c
971130	3	53	56.32	28°24.49	53°07.95	9.02	2.26	11	105	9.5	.09	.4	1.4	b
971130	3	54	8.51	28°27.91	53°03.64	13.06	2.32	6	161	4.3	.31	4.1	2.3	c
971130	7	4	26.04	28°14.97	53°19.54	8.95	1.77	12	103	2.8	.13	.5	.5	b
971130	7	22	47.74	28°32.53	52°57.89	16.22	2.78	15	175	15.3	.11	.7	.9	b
971130	8	49	41.68	28°27.78	53°02.26	9.28	1.47	6	191	5.4	.03	.6	.9	c
971130	12	54	43.87	28°11.90	53°45.72	10.87	2.23	14	284	10.7	.45	4.0	2.2	d
971130	19	38	15.75	27°59.70	53°01.53	13.78	1.63	12	104	10.6	.12	.5	1.1	b
971130	22	38	51.34	28°07.12	53°09.10	11.95	1.49	11	86	15.2	.24	1.1	7.0	c
971201	0	9	5.10	27°49.15	52°57.37	9.41	1.80	12	249	12.2	.12	.7	.5	c
971201	3	48	13.51	28°20.02	52°58.29	7.12	1.93	13	167	1.9	.11	.5	1.0	b
971201	6	9	15.84	27°39.87	52°43.55	4.04	2.68	13	287	36.9	.17	1.4	.8	c
971201	7	45	55.88	28°03.60	52°52.13	9.49	1.93	11	116	4.8	.16	.6	1.6	b
971201	10	49	10.95	28°40.68	53°03.65	5.89	2.05	14	223	5.6	.29	2.2	.9	c
971201	12	26	48.26	28°01.57	53°03.22	11.84	2.40	22	81	10.0	.10	.2	.8	a
971201	14	19	46.52	27°56.20	53°07.06	10.82	1.79	9	149	9.6	.11	.8	.6	b
971201	15	10	32.08	27°38.33	52°42.64	9.46	2.29	15	292	40.1	.30	5.8	8.9	d
971201	19	45	41.68	28°06.28	53°27.94	10.03	2.62	26	185	12.2	.19	.6	.4	c
971201	22	19	25.95	28°08.59	52°27.72	9.76	2.39	13	281	19.8	.42	9.1	2.4	d
971201	22	33	32.26	28°31.01	53°07.14	13.45	1.46	11	74	5.2	.09	.5	.5	a
971201	23	4	6.25	28°30.41	52°57.28	7.20	1.67	11	179	11.1	.11	.6	1.9	b
971201	23	8	36.72	28°06.12	53°58.26	9.08	2.52	19	304	33.0	.40	2.3	1.2	d
971201	23	47	11.52	27°38.78	52°42.13	4.11	2.71	22	291	39.9	.34	1.8	1.2	d
971202	0	7	7.61	28°42.07	53°06.34	15.23	1.99	13	231	10.4	.18	1.3	1.1	c
971202	5	59	23.29	28°13.45	52°58.36	12.02	2.32	24	92	10.6	.14	.3	.7	b

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971202	6	28	29.85	28°13.45	52°58.15	13.79	2.45	24	84	8.5	.13	.3	.7	a
971202	9	39	38.51	27°47.38	53°07.20	10.57	2.17	9	259	9.3	.14	2.5	.8	d
971202	13	32	23.11	27°47.51	53°0 .85	9.46	2.37	15	254	9.5	.26	1.8	.7	c
971202	15	49	28.65	28°06.80	53°43.03	.66	3.65	20	252	18.3	.37	2.5	1.8	d
971202	15	54	15.87	28°04.16	52°54.32	18.00	1.47	6	104	14.9	.21	2.3	5.8	c
971202	16	0	22.36	28°02.24	53°52.17	4.22	3.16	19	288	31.4	.35	1.8	1.3	d
971202	23	46	22.15	28°08.65	52°53.50	10.33	1.81	12	98	8.8	.08	.3	.3	b
971203	0	18	23.50	28°01.83	52°56.40	8.29	1.56	15	81	10.2	.26	.8	1.5	b
971203	16	16	21.88	28°17.63	53°18.94	12.73	2.01	20	118	4.6	.11	.3	.4	b
971203	23	41	59.28	28°42.24	53°0 .83	9.15	2.72	18	266	3.2	.31	2.1	.8	d
971204	0	55	30.57	28°25.99	53°04.67	10.79	2.24	29	84	7.9	.19	.4	.3	b
971204	0	37	51.56	28°44.26	52°59.82	9.08	2.06	16	276	6.8	.35	3.6	1.0	d
971204	1	36	33.80	28°23.16	53°08.00	10.88	1.21	13	111	7.1	.06	.3	.2	b
971204	2	50	17.19	28°21.12	53°04.74	10.35	1.61	16	106	8.4	.21	.6	.7	b
971204	3	16	10.98	28°16.66	53°21.45	15.09		23	173	1.7	.15	.5	1.1	c
971205	0	53	57.11	28°17.94	53°23.96	8.81	1.12	13	110	6.3	.22	.7	1.6	b
971205	3	55	37.67	28°16.45	53°14.26	3.73	1.44	11	100	6.7	.13	.6	1.6	b
971205	5	30	13.73	28°15.98	52°51.96	13.19		20	121	5.1	.22	.6	1.3	b
971205	20	14	.27	28°06.10	52°38.66	9.73	2.41	17	184	9.5	.17	.8	.5	c
971205	21	26	6.40	28°35.95	53°10.62	12.93	1.50	11	176	1.7	.08	.4	.6	b
971205	21	43	2.09	28°36.24	53°10.36	11.38	1.54	14	178	1.3	.25	1.0	1.5	c
971205	22	6	33.82	28°13.27	52°58.29	10.93	1.30	15	90	10.5	.17	.7	.5	b
971206	0	56	13.60	28°27.04	53°01.92	14.09	2.16	14	91	6.8	.07	.2	.5	b
971206	0	57	25.61	28°27.05	53°01.82	13.30	2.18	11	141	6.9	.07	.4	.7	b
971206	0	59	49.96	28°27.24	53°01.67	12.22	1.79	19	93	6.8	.07	.2	.5	b
971206	1	32	14.27	28°27.15	53°02.05	11.91	1.31	9	177	6.6	.07	.5	.7	b
971206	1	47	1.58	28°27.38	53°01.94	12.74	1.82	18	92	6.3	.08	.2	.6	b
971206	15	4	30.92	28°07.35	53°05.01	15.28	2.11	17	79	9.4	.34	1.1	2.0	b
971207	2	15	44.32	28°22.73	53°17.35	11.45	1.45	12	211	13.9	.33	2.0	3.0	d
971207	11	41	9.82	28°26.86	53°04.17	10.88	1.51	12	140	6.2	.18	1.2	.9	c
971207	15	43	28.92	27°45.43	52°48.25	8.26	2.14	9	261	28.2	.18	1.4	1.0	c
971207	19	43	28.00	27°58.37	53°11.11	12.44	1.99	14	162	10.3	.12	.6	1.4	b

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971207	22	12	8.91	28°26.65	53°01.06	10.70	1.69	13	146	8.2	.09	.4	.3	b
971207	23	20	35.84	28°09.04	53°13.25	11.18	1.70	19	76	8.3	.08	.2	.4	a
971208	5	55	50.34	28°19.98	52°58.57	10.08	1.91	14	82	16.6	.08	.3	.3	b
971208	7	56	5.54	28°32.32	52°57.85	15.07	1.89	10	144	10.9	.06	.3	.6	b
971208	21	22	42.81	28°15.10	53°20.06	9.72	1.27	16	135	2.0	.23	.8	.5	c
971208	22	1	43.25	28°13.74	53°24.12	9.24	1.46	15	114	6.6	.16	.5	.7	b
971208	22	3	43.62	28°13.65	52°58.29	12.94	1.16	14	93	9.9	.09	.4	.8	b
971209	2	14	12.47	27°59.48	53°15.83	12.69	1.60	13	182	11.4	.27	1.4	2.4	c
971209	3	6	28.79	28°20.26	53°16.35	12.01	1.57	17	76	3.9	.14	.4	.6	a
971209	4	30	6.27	28°20.31	53°16.19	13.24	1.85	19	77	4.1	.09	.2	.4	a
971209	6	23	28.82	28°0 .40	53°08.30	10.77	1.84	10	127	5.9	.24	1.4	1.2	b
971209	9	41	32.09	28°09.51	53°42.98	.83	3.42	22	250	13.3	.47	1.8	1.9	d
971209	14	52	18.84	28°16.81	53°01.93	10.55	1.59	11	76	7.3	.08	.4	.3	a
971209	16	2	56.10	28°03.04	52°38.46	9.40	2.16	12	185	4.4	.12	.9	.6	c
971210	0	19	13.62	28°26.48	53°01.22	14.64	1.27	11	182	8.3	.13	.8	1.1	c
971210	0	53	39.21	28°04.54	53°30.68	9.85	1.51	12	222	15.6	.06	.3	.3	c
971210	1	6	11.00	27°56.97	52°50.67	8.42	2.75	22	192	9.3	.26	1.1	.6	c
971210	5	48	49.48	28°33.34	52°42.86	15.63	3.43	19	262	17.4	.16	1.3	.7	c
971210	6	14	34.03	28°33.91	52°41.12	14.32	2.31	13	273	19.9	.14	1.1	1.2	c
971210	9	15	6.48	28°09.03	53°48.58	9.62	2.57	13	284	17.7	.33	3.5	1.9	d
971210	12	59	17.05	28°20.06	53°35.20	15.00	1.75	8	162	3.5	.05	.5	.5	b
971210	13	16	21.75	28°20.23	53°35.47	16.07	1.84	9	165	4.0	.12	.9	1.0	b
971210	15	1	30.42	28°33.31	53°0 .12	14.21	2.35	23	128	8.6	.16	.5	.9	b
971210	16	5	54.31	28°33.17	52°41.98	6.00	2.45	20	237	18.0	.36	1.8	1.3	d
971210	23	7	23.66	28°10.19	53°09.62	12.38	2.21	19	70	11.1	.12	.3	.9	a
971210	22	49	20.81	28°09.78	53°09.51	9.50	1.74	15	107	11.5	.13	.4	.5	b
971211	3	25	38.31	28°03.44	53°10.63	11.61	1.83	12	115	2.9	.05	.2	.4	b
971211	5	48	39.78	28°03.33	53°18.29	11.61	2.13	16	138	4.8	.09	.4	.4	b
971211	17	1	34.47	28°08.92	53°03.08	8.68	2.21	32	46	5.9	.19	.3	.5	b
971211	17	19	12.15	28°09.09	53°02.82	13.84	2.01	17	65	14.2	.14	.4	1.2	b
971212	2	49	57.14	27°51.18	52°39.14	2.67	3.68	24	259	19.2	.28	1.6	.9	c
971212	8	23	.33	28°43.43	53°26.26	11.13	2.72	18	250	23.1	.19	1.0	5.6	d

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971212	15	26	28.56	28°02.82	53°22.29	9.57	1.94	12	184	2.0	.08	.4	.3	c
971212	16	49	19.19	28°01.84	53°23.88	10.76	1.83	11	193	5.2	.09	.5	.3	c
971214	18	3	14.67	28°25.57	53°04.35	10.65	3.64	14	135	8.6	.11	.4	.3	b
971214	20	46	52.80	28°27.65	53°11.77	13.97	2.08	26	85	4.4	.13	.4	.8	a
971214	22	18	22.45	28°17.82	53°34.70	18.00	2.70	15	136	4.0	.09	.4	.3	b
971215	4	38	43.75	28°17.21	53°37.01	19.06	2.37	17	137	7.6	.13	.7	.7	b
971215	7	0	12.49	28°10.23	53°03.38	10.91	1.65	13	104	15.3	.07	.3	.2	b
971215	17	30	8.12	28°58.20	52°42.40	.09	3.20	21	301	43.6	.30	2.3	1.8	d
971216	4	31	21.14	28°13.70	52°54.76	10.76	1.71	12	131	4.8	.08	.5	.3	b
971216	10	55	11.68	28°21.59	53°14.78	9.30	1.69	16	73	9.3	.10	.3	.3	a
971216	19	14	16.12	28°32.05	53°04.21	9.10	1.79	15	127	3.4	.19	.7	.6	b
971216	19	17	34.25	28°36.88	53°08.89	12.86	1.66	16	178	1.8	.11	.4	.6	b
971216	20	33	58.27	28°24.47	52°48.33	9.49	1.88	11	232	19.0	.08	.7	.3	c
971216	20	45	54.03	28°20.43	52°57.68	11.18	1.45	10	174	2.8	.12	.7	1.0	b
971217	1	11	14.76	28°20.20	52°57.62	10.82	1.46	13	174	2.4	.09	.4	.2	b
971217	1	46	5.54	28°19.89	52°57.66	11.36	1.46	14	171	1.9	.08	.3	.6	b
971217	14	32	42.58	28°06.22	52°52.96	10.92	1.82	12	101	2.1	.14	.6	.4	b
971217	15	46	4.48	28°27.63	52°50.21	9.94	2.07	15	190	20.6	.14	.6	.4	c
971217	21	23	10.04	27°59.29	52°59.92	10.72	1.33	11	122	15.1	.11	.5	.5	b
971217	22	2	21.61	27°49.89	52°49.62	8.72	1.89	12	232	20.8	.08	.7	.3	c
971217	23	48	12.73	28°03.83	52°37.67	13.82	1.84	11	209	5.0	.06	.6	.5	c
971218	0	26	49.78	28°20.28	53°15.28	14.03	2.24	34	52	5.6	.14	.2	.4	a
971218	0	30	56.20	28°03.12	52°53.47	3.63	1.40	9	110	4.6	.14	.7	1.9	b
971218	0	38	54.98	28°19.35	53°14.97	13.01	1.23	15	56	8.8	.15	.6	1.0	b
971218	0	42	26.75	28°20.09	53°15.14	13.97	1.30	12	127	9.1	.10	.4	.7	b
971218	5	25	43.43	28°06.04	53°17.80	10.55	1.92	13	89	7.5	.19	.7	.5	b
971218	7	47	12.80	28°19.42	52°57.87	12.10	1.96	15	145	.9	.09	.4	.6	b
971218	19	47	22.21	28°23.92	52°56.60	11.84	1.82	13	169	9.5	.08	.4	.7	b
971218	22	51	42.67	28°08.04	52°51.33	10.71	1.41	13	122	6.3	.12	.5	.3	b
971218	23	12	55.26	28°14.59	53°15.75	11.02	1.10	10	111	2.9	.07	.4	.5	b
971219	0	24	16.48	27°54.04	52°57.49	12.86	1.67	13	180	4.6	.07	.4	.6	b
971219	7	48	41.57	28°03.22	52°57.27	10.80	1.72	12	85	6.9	.21	.7	.6	b

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971219	13	55	8.17	28°04.20	53°18.31	16.46	2.25	15	117	5.0	.28	1.1	2.1	b
971219	21	44	5.06	28°05.02	53°17.00	13.69	1.72	14	107	7.6	.19	1.1	1.5	b
971220	12	12	4.82	27°55.95	52°53.33	9.16	1.79	10	176	15.6	.12	.6	1.5	b
971220	19	2	52.99	28°05.68	52°54.07	9.20	1.32	11	91	.2	.09	.4	.5	b
971221	2	41	3.45	28°23.57	53°12.02	13.64	2.02	12	86	8.4	.08	.3	.7	a
971221	5	16	12.45	28°34.29	53°09.77	9.87	1.75	10	124	3.4	.05	.4	.3	b
971221	8	57	29.96	28°22.62	53°10.79	11.47	2.79	27	60	6.0	.13	.3	.8	a
971221	14	5	4.20	28°16.37	53°22.41	10.32	1.57	13	113	2.6	.15	.6	.7	b
971221	18	48	53.22	28°21.30	53°16.21	15.20	2.03	21	63	4.2	.21	.6	1.0	b
971222	1	6	1.07	28°28.77	52°45.28	8.73	2.40	18	212	8.3	.16	1.1	.5	c
971222	4	23	41.79	28°06.94	53°27.89	11.39	3.43	22	182	12.7	.15	.6	2.2	c
971222	19	13	9.04	28°07.09	53°27.66	10.93	4.09	21	181	12.6	.11	.5	.4	c
971222	19	21	21.92	28°07.25	53°27.43	10.63	2.79	25	179	12.4	.07	.2	.2	b
971222	19	24	45.70	28°06.73	53°27.95	8.30	1.80	21	142	12.6	.18	.5	.5	c
971222	19	31	24.63	28°06.35	53°27.40	8.21	2.29	19	183	11.5	.24	.9	.6	c
971222	19	40	32.00	28°06.26	53°27.45	9.98	2.55	18	184	11.5	.13	.5	.4	c
971222	19	54	5.06	28°06.68	53°27.24	10.16	2.59	22	181	11.6	.12	.4	.3	c
971222	20	6	39.35	28°06.62	53°26.88	12.15	2.65	17	184	11.0	.16	.7	1.3	c
971222	20	17	10.20	28°07.61	53°27.59	10.56	2.28	20	178	13.0	.11	.3	.2	b
971222	20	45	55.40	28°07.10	53°27.60	9.55	1.95	26	139	12.5	.10	.2	.2	b
971222	21	33	12.48	28°07.22	53°27.32	8.60	1.67	18	179	12.3	.10	.3	.4	b
971222	21	47	18.78	28°07.05	53°27.40	11.53	2.45	28	180	12.2	.11	.3	1.1	b
971222	22	20	18.58	28°07.00	53°27.77	9.73	2.19	23	181	12.6	.19	.6	.4	c
971222	23	24	37.99	28°07.36	53°27.61	10.61	2.09	25	136	12.8	.06	.2	.1	b
971223	1	12	20.35	28°06.71	53°27.21	11.23	1.85	17	181	11.6	.14	.6	1.3	c
971223	1	20	24.19	28°06.49	53°27.68	9.34	2.22	21	183	20.6	.14	.5	.4	c
971223	1	34	.43	28°07.42	53°27.47	15.22	3.28	25	178	12.7	.11	.3	.7	b
971223	2	45	20.25	28°07.10	53°27.33	9.94	2.32	25	179	12.1	.14	.4	.4	b
971223	4	57	4.36	28°06.78	53°27.48	10.59	3.06	24	181	12.0	.10	.4	.2	c
971223	5	12	22.97	28°06.88	53°27.55	10.33	3.03	20	181	12.2	.10	.4	.3	c
971223	9	27	22.03	28°07.10	53°27.70	13.85	3.30	19	181	12.4	.09	.4	.9	c
971223	15	38	48.81	28°07.21	53°27.64	10.71	2.70	16	180	12.4	.13	.5	.3	c

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971223	22	43	21.08	28°15.22	52°29.13	10.89	3.36	20	252	28.4	.16	1.8	3.0	c
971223	22	55	15.44	28°06.24	53°27.51	15.34	3.89	20	184	11.2	.12	.5	.6	c
971224	0	18	20.39	27°53.50	52°46.96	10.89	1.58	10	214	13.2	.06	.4	.2	c
971224	1	15	34.02	28°11.72	53°22.47	14.08	1.55	13	111	11.5	.09	.4	1.1	b
971224	3	37	43.00	28°06.50	53°27.25	12.78	3.34	20	182	11.1	.15	.6	1.8	c
971224	15	18	56.29	28°40.54	53°05.84	12.81	2.15	13	215	10.2	.17	1.0	1.0	c
971224	20	19	4.45	28°08.25	53°28.59	10.58	2.13	18	150	14.8	.08	.3	.2	b
971224	21	6	34.69	28°25.65	53°03.40	12.61	1.07	11	126	8.5	.07	.3	.5	b
971224	22	16	6.74	28°22.40	52°53.90	10.55	1.83	15	106	9.4	.09	.4	.3	b
971224	22	44	2.27	28°34.21	52°42.23	14.41	2.17	22	240	19.3	.14	.8	.7	c
971225	1	33	37.00	28°05.14	52°41.01	13.16	1.54	11	182	10.1	.04	.3	.5	c
971225	2	36	.38	27°53.84	52°46.91	9.90	1.24	10	211	12.6	.10	.9	.4	c
971225	3	58	15.08	27°55.23	52°45.34	11.20	2.16	11	206	9.7	.08	.4	.8	c
971225	7	10	47.27	28°21.22	53°03.70	12.24	2.01	31	52	9.9	.10	.2	.5	a
971225	9	30	5.22	28°18.96	53°14.25	13.56	1.34	12	101	7.7	.07	.4	.6	b
971225	11	16	17.77	28°07.85	53°28.54	10.28	2.25	16	149	14.3	.10	.4	.3	b
971225	17	2	10.53	28°01.28	52°47.55	6.79	1.42	9	126	4.0	.08	.4	.7	b
971225	19	14	55.68	28°08.22	52°53.94	9.32	1.25	12	115	4.9	.06	.3	.3	b
971225	19	32	.72	28°26.51	52°20.28	7.49	2.59	19	287	46.7	.32	4.8	7.1	d
971226	1	5	33.02	28°06.27	53°27.99	12.78	4.14	24	104	11.9	.08	.3	.7	b
971226	1	20	57.86	28°06.35	53°27.91	9.92	3.05	26	140	11.9	.17	.5	.4	c
971226	1	34	19.92	28°05.67	53°27.91	9.62	2.21	22	137	11.4	.10	.3	.3	b
971226	1	38	31.18	28°05.76	53°28.15	9.99	2.93	23	138	11.8	.10	.3	.3	b
971226	1	43	56.05	28°05.34	53°27.03	8.60	2.94	19	131	9.8	.18	.6	.6	b
971226	1	53	23.49	28°05.80	53°28.64	13.92	3.17	22	141	12.5	.16	.6	1.8	c
971226	2	23	17.56	28°05.56	53°27.92	13.79	3.57	22	136	11.3	.11	.4	1.4	b
971226	3	2	54.02	28°05.44	53°27.06	9.27	2.27	23	132	9.9	.18	.4	.4	b
971226	3	58	49.48	28°05.40	53°27.57	10.19	2.29	28	110	10.6	.21	.5	.5	b
971226	5	8	.14	28°05.32	53°28.09	15.03	4.11	29	110	11.4	.17	.6	.9	b
971226	5	35	52.69	28°05.27	53°27.54	9.65	2.38	26	111	10.5	.15	.4	.4	b
971226	5	40	20.52	28°05.33	53°28.03	14.18	2.80	25	136	11.3	.06	.2	.5	b
971226	7	8	29.29	28°06.22	53°27.98	12.75	2.71	29	104	11.9	.08	.2	.4	b

Date	H	Mn	Sec	Lat°N	Lon°E	Prof.	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
971226	8	7	12.51	28°04.99	53°28.71	15.68	3.33	28	138	18.3	.14	.4	.6	b
971226	8	55	55.90	28°06.93	53°27.64	9.98	2.84	36	101	13.6	.20	.4	.5	b
971226	9	6	37.01	28°05.46	53°28.77	10.55	3.59	26	222	23.1	.20	1.0	.7	c
971226	11	34	12.08	28°06.05	53°27.69	14.14	3.24	27	110	20.8	.09	.2	.7	b
971226	12	38	29.10	28°04.92	53°27.91	12.02	3.11	33	112	13.4	.21	.5	1.6	b
971226	13	17	52.84	28°06.39	53°27.65	14.42	2.80	31	110	20.7	.12	.3	1.0	b
971226	16	37	32.37	28°06.58	53°28.12	13.01	3.16	28	114	20.8	.07	.2	1.3	b
971226	17	31	8.91	28°26.09	52°50.87	12.02	1.50	12	135	3.5	.14	1.0	1.0	b
971226	19	17	.28	28°06.59	53°28.37	10.11	2.36	22	115	20.7	.13	.5	.5	b
971227	0	0	23.45	28°06.22	53°27.17	15.46	3.13	21	213	26.4	.16	.8	.9	c
971227	1	32	41.76	28°06.34	53°29.05	14.27	2.95	25	119	19.6	.15	.5	1.3	b
971227	2	0	27.42	28°05.48	53°28.29	15.32	3.14	30	112	19.4	.10	.3	.6	b
971227	2	31	30.26	28°06.10	53°28.17	12.53	2.87	24	105	12.7	.14	.4	1.2	b
971227	3	22	4.62	28°05.90	53°27.58	9.98	3.24	22	216	21.4	.13	.6	.4	c
971227	10	34	3.55	28°19.16	52°32.01	10.63	2.97	20	242	29.9	.21	1.9	3.4	c
971227	15	21	27.84	28°03.59	53°29.65	13.59	3.39	25	118	13.3	.14	.4	1.1	b
971227	19	31	17.13	28°18.82	53°17.98	13.69	1.76	19	65	3.5	.14	.4	.6	a
971227	23	38	54.51	28°05.88	53°27.65	11.09	2.57	25	107	11.1	.11	.2	.7	b
971228	0	48	45.27	28°07.18	53°27.42	12.14	3.04	31	100	12.1	.14	.3	.8	b
971228	1	5	41.77	28°07.28	53°27.20	13.80	3.27	29	109	11.9	.10	.2	.6	b
971228	1	30	27.79	28°07.22	53°27.52	12.48	3.32	30	111	12.2	.15	.3	1.1	b
971228	4	50	53.61	28°05.94	53°27.74	13.17	3.49	25	110	11.3	.10	.2	.7	b
971228	7	11	36.74	28°06.88	53°27.76	11.10	3.21	31	101	12.2	.24	.5	1.3	b
971228	17	5	54.46	28°06.09	53°27.92	11.19	2.74	27	105	11.7	.13	.3	.8	b
971228	22	32	55.51	28°07.99	53°28.61	11.54	2.77	23	114	12.3	.14	.5	1.2	b
971229	0	0	55.43	28°06.16	53°28.64	14.73	3.69	20	103	11.9	.11	.5	.6	b
971229	3	6	58.37	28°06.10	53°28.20	12.60	3.28	19	140	12.1	.09	.3	1.3	b
971229	8	31	1.60	28°05.81	53°28.81	14.12	3.87	13	142	12.8	.07	.3	.8	b
971229	11	31	54.65	28°06.33	53°29.89	13.17	3.55	13	150	14.8	.10	.5	1.5	b

Formats et unités:

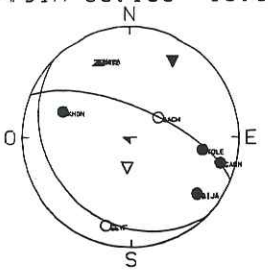
Date:	*AAMMJJ*
Lat. et Lon.:	*Degrés et minutes*
Profondeur:	*Km*
Gap:	*Degrés*
Dmin:	*Distance de la station la plus proche en km*
RMS:	*Secondes*
ERH et ERZ:	*Km*
Qualité Q:	*A= trè bon; B= bon; C= moyen; D= mauvais*

Annexe II: Mécanismes focaux

N°	Date	Heure	Prof.	Az1	Pl1	Glis1	Az2	Pl2	Glis2	Im
26	971114	13:47	18.0	293	67	80.8	135	24	110.7	1
40	971116	0: 7	12.9	129	78	84.2	335	13	115.6	1
49	971116	17:27	15.9	115	65	71.0	334	31	124.9	1
50	971116	18: 4	10.7	167	67	-164.7	70	75	-23.8	-1
62	971117	0:50	12.8	300	20	101.1	108	70	86.0	1
63	971117	1:39	12.4	302	22	102.8	108	68	84.9	1
65	971117	2:36	16.9	142	46	115.6	287	49	65.9	1
66	971117	2:39	14.6	150	52	130.9	275	53	50.0	1
67	971117	2:58	12.3	155	60	143.5	265	58	35.7	1
93	971119	22:57	18.0	350	80	-153.3	255	63	-11.2	-1
94	971119	23: 2	12.6	352	80	-144.7	255	55	-12.2	-1
107	971120	23:47	14.7	314	30	120.3	100	64	73.8	1
116	971121	14:51	9.1	106	41	92.3	283	49	88.0	1
139	971122	12:41	12.5	325	74	172.8	57	83	16.1	1
149	971122	20:21	15.1	329	63	144.1	77	58	32.2	1
194	971126	23:52	13.8	320	37	111.2	114	55	74.6	1
198	971127	1:21	13.9	320	37	111.0	114	55	74.7	1
220	971128	8:15	13.6	110	72	87.5	298	18	97.6	1
245	971130	2: 1	10.2	112	48	105.3	269	44	73.6	1
246	971130	2:57	15.9	120	65	100.0	277	26	69.6	1
264	971201	12:26	11.8	87	49	44.4	324	58	129.4	1
279	971202	6:28	13.8	310	75	-156.6	213	67	-16.3	-1
289	971203	16:16	12.7	252	63	-6.6	345	84	-152.8	-1
296	971204	3:16	15.1	335	73	168.8	68	79	17.3	1
341	971210	23: 7	12.4	285	44	86.4	110	46	93.5	1
345	971211	17: 1	13.2	145	75	75.5	10	20	133.1	1
346	971211	17:19	13.8	145	75	75.5	10	20	133.1	1
356	971214	20:46	14.0	102	39	70.1	307	53	105.4	1
357	971214	22:18	18.0	292	75	11.4	199	78	164.7	1
358	971215	4:38	19.1	72	67	15.1	336	76	156.3	1
375	971218	0:26	14.0	70	58	51.6	306	48	134.8	1
394	971221	8:57	11.5	330	61	-138.0	216	54	-36.7	-1
396	971221	18:48	15.2	264	57	56.1	135	45	130.7	1
401	971222	19:24	8.3	340	75	166.3	73	76	15.4	1
406	971222	20:17	10.6	340	75	166.3	73	76	15.4	1
407	971222	20:45	9.6	340	80	163.2	73	73	10.4	1

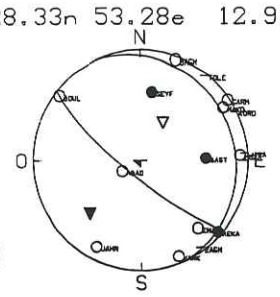
N°	Date	Heure	Prof.	Az1	Pl1	Glis1	Az2	Pl2	Glis2	Im
408	971222	21:33	8.6	340	78	159.3	74	69	12.8	1
411	971222	23:24	10.6	346	80	177.1	76	87	10.0	1
414	971223	1:34	15.2	348	80	-173.1	256	83	-10.1	-1
426	971224	20:19	10.6	260	85	-12.4	351	77	-174.9	-1
433	971225	7:10	12.2	238	50	33.4	125	65	134.8	1
435	971225	11:16	10.3	348	80	-171.4	256	81	-10.1	-1
439	971226	1: 5	12.8	359	70	-178.5	269	88	-20.0	-1
441	971226	1:34	9.6	346	80	175.4	76	85	10.0	1
443	971226	1:43	8.6	345	80	169.7	76	79	10.2	1
444	971226	1:53	13.9	339	80	-173.1	247	83	-10.1	-1
446	971226	3: 2	9.3	346	80	175.4	76	85	10.0	1
447	971226	3:58	10.2	345	78	171.4	76	81	12.1	1
448	971226	5: 8	15.0	343	80	175.4	73	85	10.0	1
449	971226	5:35	9.6	342	77	-171.2	250	81	-13.2	-1
450	971226	5:40	14.2	343	80	-170.3	251	80	-10.1	-1
451	971226	7: 8	12.8	338	81	-166.2	245	76	-9.3	-1
452	971226	8: 7	15.7	88	75	15.1	354	75	164.5	1
455	971226	11:34	14.1	88	75	3.9	357	86	165.0	1
456	971226	12:38	12.0	88	76	16.1	354	74	165.5	1
457	971226	13:17	14.4	346	80	175.4	76	85	10.0	1
459	971226	16:37	13.0	346	80	175.4	76	85	10.0	1
461	971226	19:17	10.1	352	80	-162.2	258	72	-10.5	-1
463	971227	1:32	14.3	341	84	172.4	71	82	6.1	1
464	971227	2: 0	15.3	343	78	-169.5	250	79	-12.2	-1
465	971227	2:31	12.5	336	78	-165.4	242	75	-12.4	-1
468	971227	15:21	13.6	341	80	169.7	72	79	10.2	1
469	971227	19:31	13.7	252	55	-15.1	350	77	-144.0	-1
470	971227	23:38	11.1	336	78	-174.7	244	84	-12.0	-1
471	971228	0:48	12.1	339	81	162.1	71	72	9.5	1
472	971228	1: 5	13.8	336	78	175.7	66	85	12.0	1
473	971228	1:30	12.5	335	80	-163.2	242	73	-10.4	-1
474	971228	4:50	13.2	355	83	.0	265	90	179.0	-1
475	971228	7:11	11.1	321	80	168.6	53	78	10.2	1
477	971228	17: 5	11.2	335	77	162.7	69	73	13.6	1
478	971228	22:32	11.5	324	80	-174.3	233	84	-10.0	-1
479	971229	0: 0	14.7	335	77	166.9	68	77	13.3	1
480	971229	3: 6	12.6	322	65	170.6	55	81	25.3	1

97/11/14 13:47:40.9
27.91n 53.16e 18.0



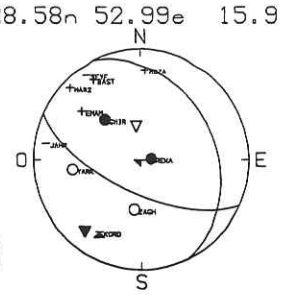
26

97/11/16 0: 7:49.6
28.33n 53.28e 12.9



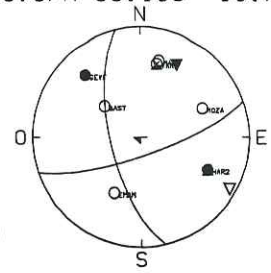
40

97/11/16 17:27:24.5
28.58n 52.99e 15.9



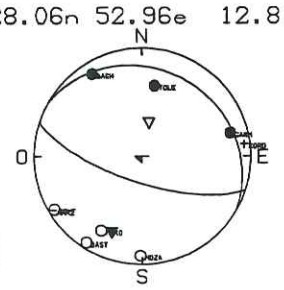
49

97/11/16 18: 4:48.2
28.37n 53.10e 10.7



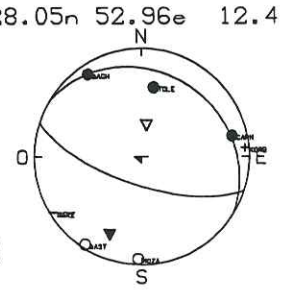
50

97/11/17 0:50:36.7
28.06n 52.96e 12.8



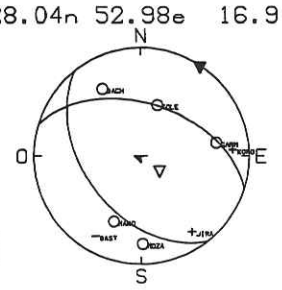
62

97/11/17 1:39: 3.2
28.05n 52.96e 12.4



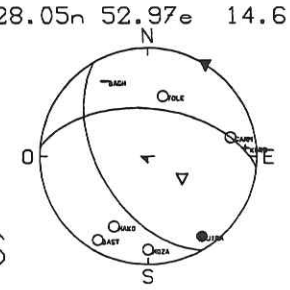
63

97/11/17 2:36:59.8
28.04n 52.98e 16.9



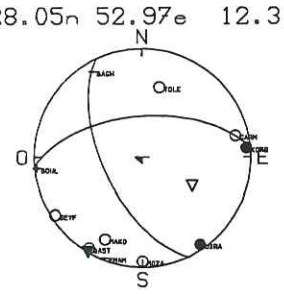
65

97/11/17 2:39:15.8
28.05n 52.97e 14.6



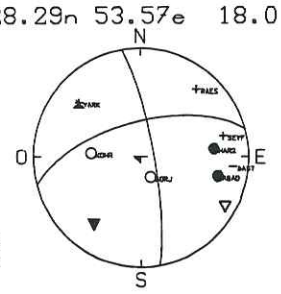
66

97/11/17 2:58:34.3
28.05n 52.97e 12.3



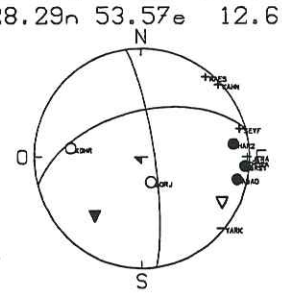
67

97/11/19 22:57:13.0
28.29n 53.57e 18.0



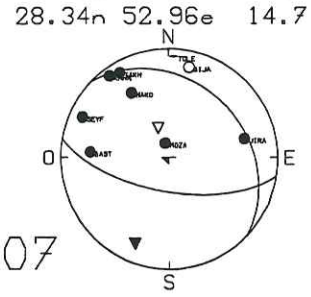
93

97/11/19 23: 2:40.2
28.29n 53.57e 12.6



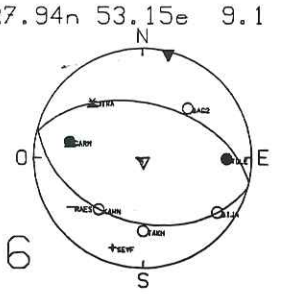
94

97/11/20 23:47:56.5
28.34n 52.96e 14.7



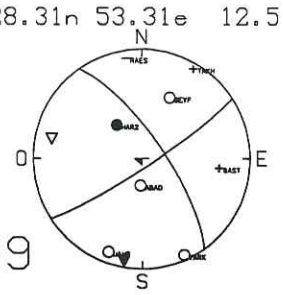
107

97/11/21 14:51:49.4
27.94n 53.15e 9.1



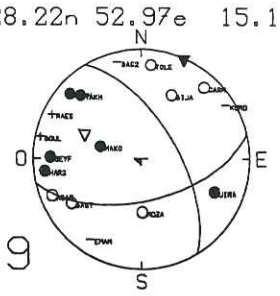
116

97/11/22 12:41:45.1
28.31n 53.31e 12.5



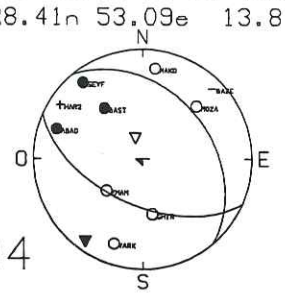
139

97/11/22 20:21:58.0
28.22n 52.97e 15.1



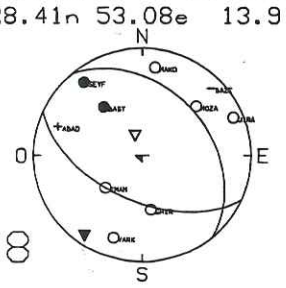
149

97/11/26 23:52:48.7
28.41n 53.09e 13.8



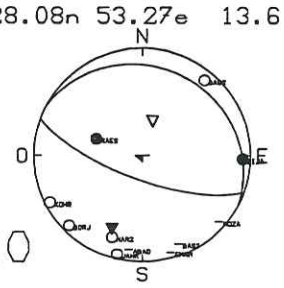
194

97/11/27 1:21:50.9
28.41n 53.08e 13.9



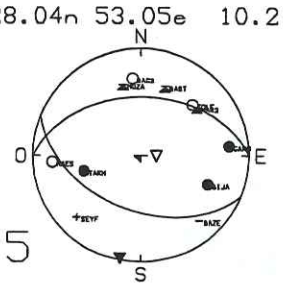
198

97/11/28 8:15: .6
28.08n 53.27e 13.6



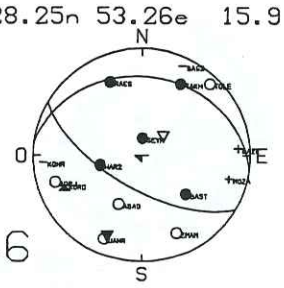
220

97/11/30 2: 1: 1.0
28.04n 53.05e 10.2



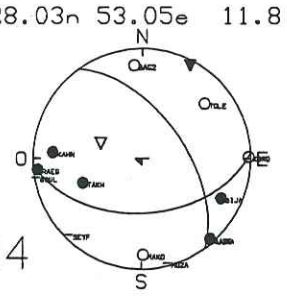
245

97/11/30 2:57:57.2
28.25n 53.26e 15.9



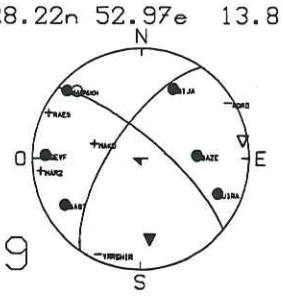
246

97/12/01 12:26:48.2
28.03n 53.05e 11.8



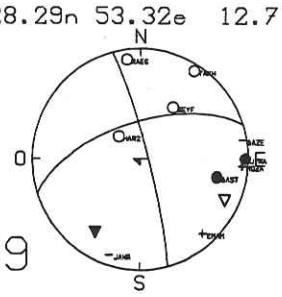
264

97/12/02 6:28:29.8
28.22n 52.97e 13.8



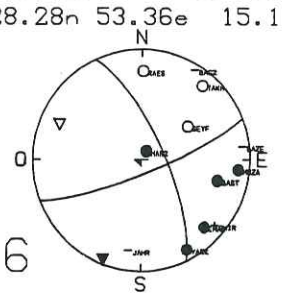
279

97/12/03 16:16:21.8
28.29n 53.32e 12.7



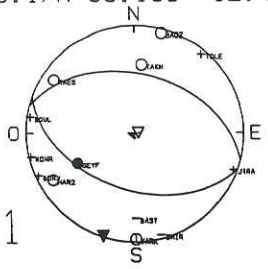
289

97/12/04 3:16:10.9
28.28n 53.36e 15.1



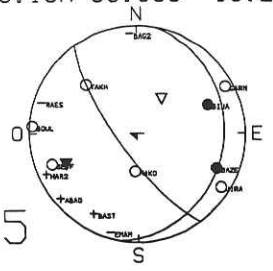
296

97/12/10 23: 7:23.6
28.17n 53.16e 12.4



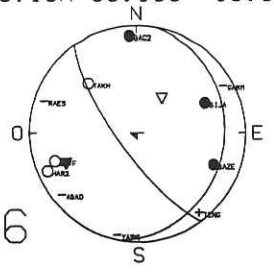
341

97/12/11 17: 1:34.3
28.15n 53.05e 13.2



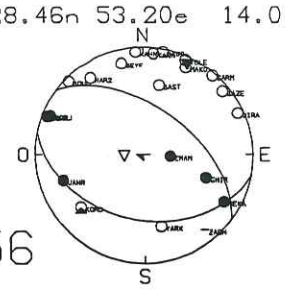
345

97/12/11 17:19:12.1
28.15n 53.05e 13.8



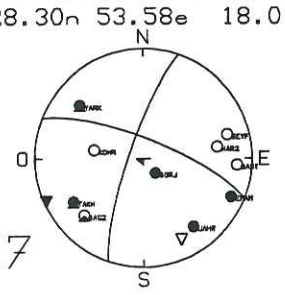
346

97/12/14 20:46:52.8
28.46n 53.20e 14.0



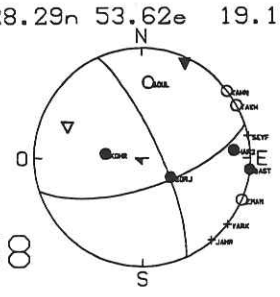
356

97/12/14 22:18:22.4
28.30n 53.58e 18.0



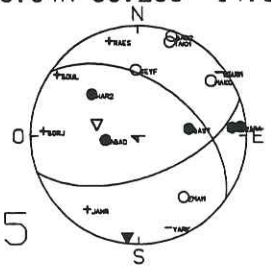
357

97/12/15 4:38:43.7
28.29n 53.62e 19.1



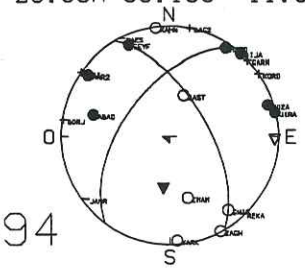
358

97/12/18 0:26:49.7
28.34n 53.25e 14.0



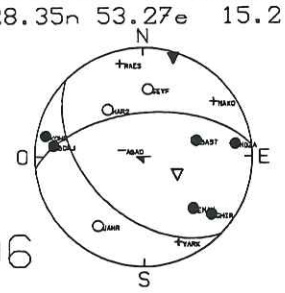
375

97/12/21 8:57:29.9
28.38n 53.18e 11.5



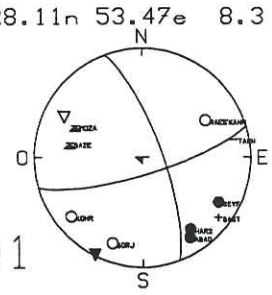
394

97/12/21 18:48:53.2
28.35n 53.27e 15.2



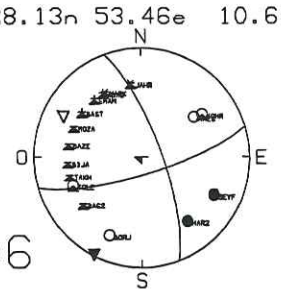
396

97/12/22 19:24:45.7
28.11n 53.47e 8.3



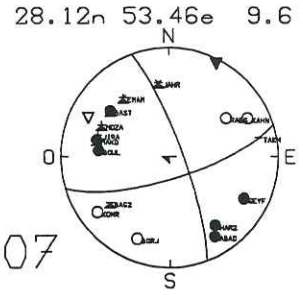
401

97/12/22 20:17:10.2
28.13n 53.46e 10.6



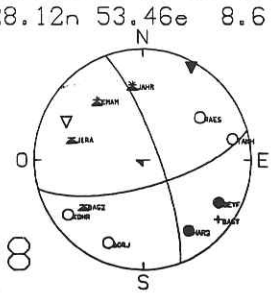
406

97/12/22 20:45:55.4
28.12n 53.46e 9.6



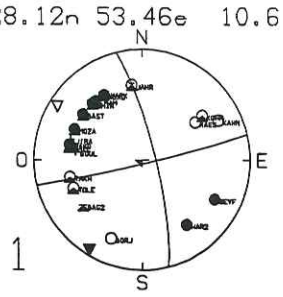
407

97/12/22 21:33:12.4
28.12n 53.46e 8.6



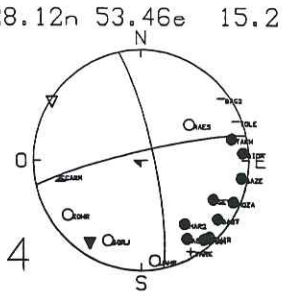
408

97/12/22 23:24:37.9
28.12n 53.46e 10.6



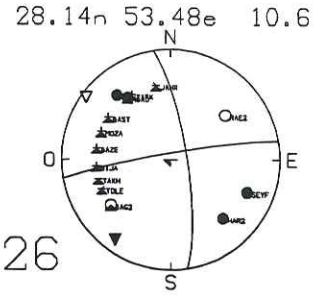
411

97/12/23 1:34: .4
28.12n 53.46e 15.2



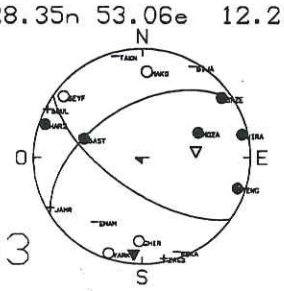
414

97/12/24 20:19: 4.4
28.14n 53.48e 10.6



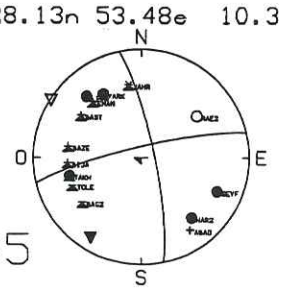
426

97/12/25 7:10:47.2
28.35n 53.06e 12.2



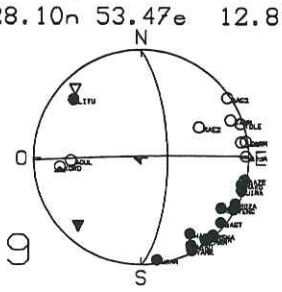
433

97/12/25 11:16:17.7
28.13n 53.48e 10.3



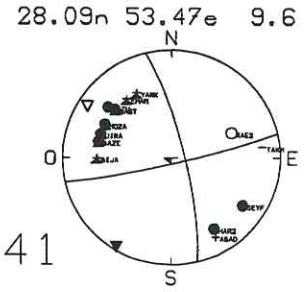
435

97/12/26 1: 5:33.0
28.10n 53.47e 12.8



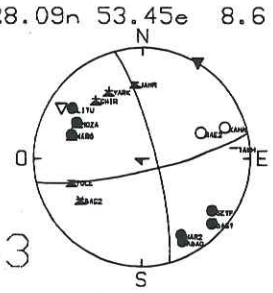
439

97/12/26 1:34:19.9
28.09n 53.47e 9.6



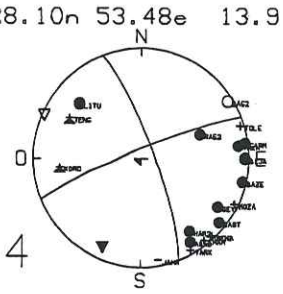
441

97/12/26 1:43:56.0
28.09n 53.45e 8.6



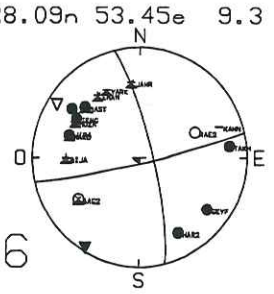
443

97/12/26 1:53:23.4
28.10n 53.48e 13.9



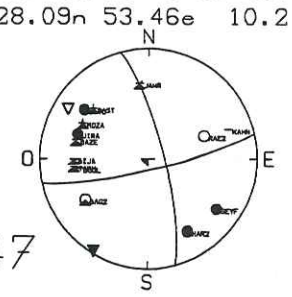
444

97/12/26 3: 2:54.0
28.09n 53.45e 9.3

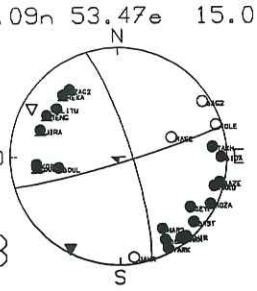


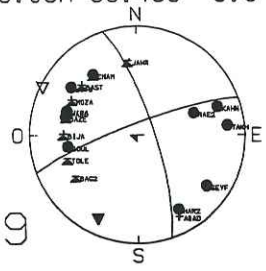
446

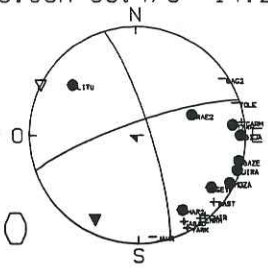
97/12/26 3:58:49.4
28.09n 53.46e 10.2

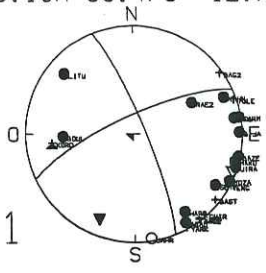


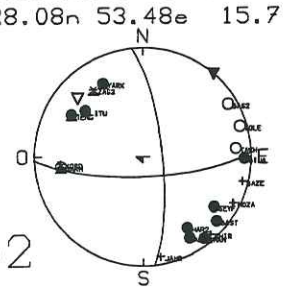
447

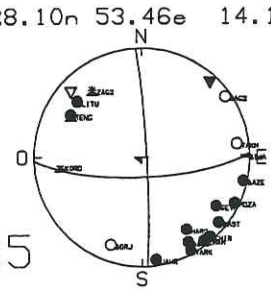
97/12/26 5: 8: .1
28.09n 53.47e 15.0
448


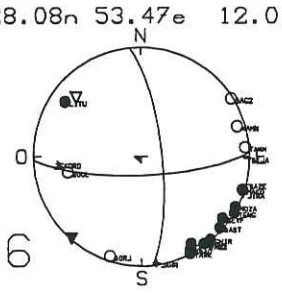
97/12/26 5:35:52.6
28.09n 53.46e 9.6
449


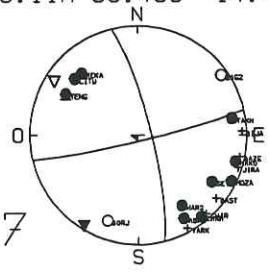
97/12/26 5:40:20.5
28.09n 53.47e 14.2
450


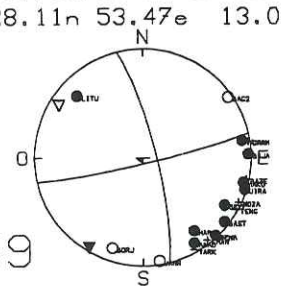
97/12/26 7: 8:29.2
28.10n 53.47e 12.7
451


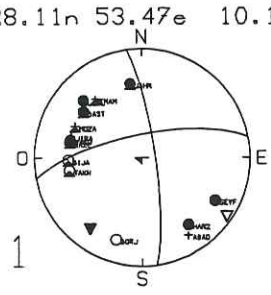
97/12/26 8: 7:12.5
28.08n 53.48e 15.7
452


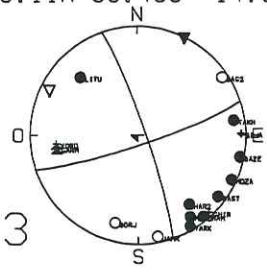
97/12/26 11:34:12.0
28.10n 53.46e 14.1
455


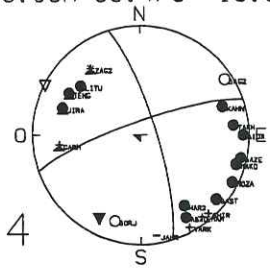
97/12/26 12:38:29.1
28.08n 53.47e 12.0
456


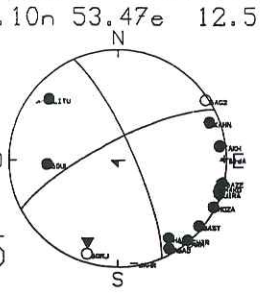
97/12/26 13:17:52.8
28.11n 53.46e 14.4
457


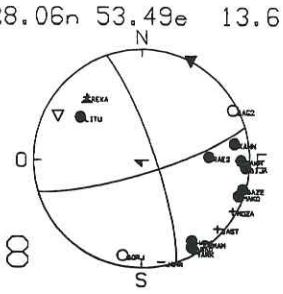
97/12/26 16:37:32.3
28.11n 53.47e 13.0
459


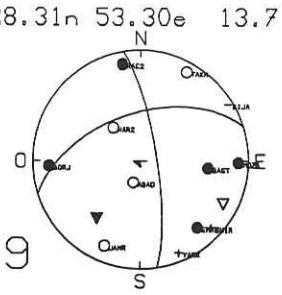
97/12/26 19:17: .2
28.11n 53.47e 10.1
461


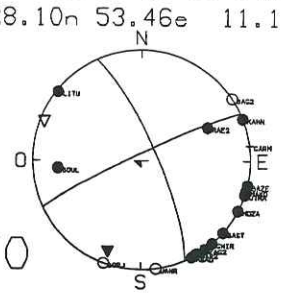
97/12/27 1:32:41.7
28.11n 53.48e 14.3
463


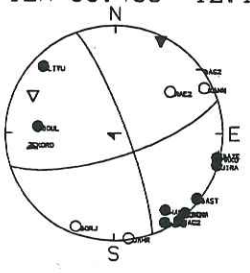
97/12/27 2: 0:27.4
28.09n 53.47e 15.3
464


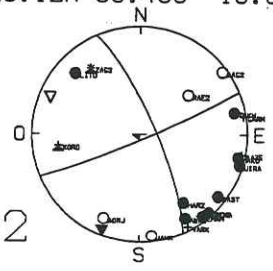
97/12/27 2:31:30.2
28.10n 53.47e 12.5
465


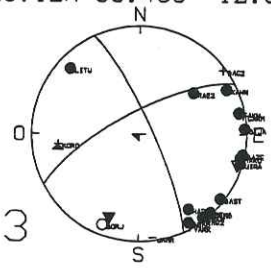
97/12/27 15:21:27.8
28.06n 53.49e 13.6
468


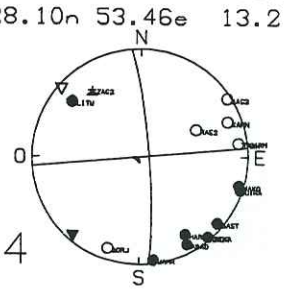
97/12/27 19:31:17.1
28.31n 53.30e 13.7
469


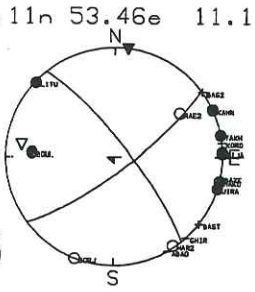
97/12/27 23:38:54.5
28.10n 53.46e 11.1
470


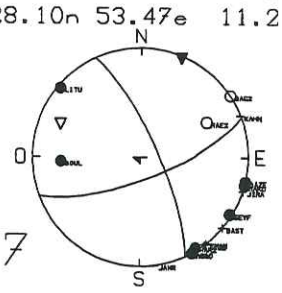
97/12/28 0:48:45.2
28.12n 53.46e 12.1
471


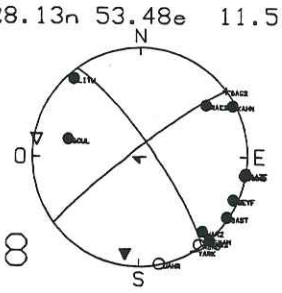
97/12/28 1: 5:41.7
28.12n 53.45e 13.8
472


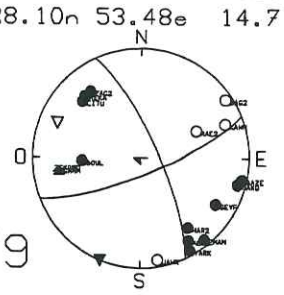
97/12/28 1:30:27.7
28.12n 53.46e 12.5
473


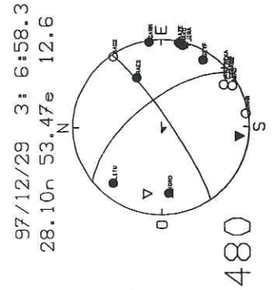
97/12/28 4:50:53.6
28.10n 53.46e 13.2
474


97/12/28 7:11:36.7
28.11n 53.46e 11.1
475


97/12/28 17: 5:54.4
28.10n 53.47e 11.2
477


97/12/28 22:32:55.5
28.13n 53.48e 11.5
478


97/12/29 0: 0:55.4
28.10n 53.48e 14.7
479




Annexes géodésie

Tableau AG1. *Coordonnées des sites et leurs ellipses d'erreur (en mètre) pour campagne 1997.*

Site	Latitude°N	Longitude°E	Altitude	Ax1	Ax2	Angle
ANKR	39° 53' 14.532328	32° 45' 30.491884	976.0495	0.0000	0.0000	00.0
BIG1	27° 51' 8.652744	53° 38' 11.529891	718.7600	0.0032	0.0034	113.9
FAR1	28° 51' 3.029151	52° 6' 20.469389	822.3758	0.0020	0.0025	121.6
ISL1	28° 20' 48.534103	53° 3' 59.373597	647.1597	0.0029	0.0032	114.1
BAHR	26° 12' 32.901113	50° 36' 29.317047	-17.0804	0.0000	0.0000	000.0
LAR1	27° 38' 38.885644	54° 19' 11.055049	814.0366	0.0021	0.0025	109.6
ZECK	43° 47' 18.211019	41° 33' 54.230263	1166.2620	0.0000	0.0000	00.0
QIR1	28° 28' 38.645987	53° 1' 45.798235	732.7002	0.0019	0.0024	115.5
BER1	27° 12' 39.364012	54° 42' 53.933028	373.6302	0.0022	0.0024	108.8
BMO1	26° 58' 1.921438	53° 28' 47.703828	-22.5442	0.0018	0.0020	112.2
KAN1	27° 50' 1.521087	52° 3' 21.458649	-10.0816	0.0024	0.0028	122.0
OSL1	27° 28' 28.039089	52° 36' 25.169085	-15.5515	0.0023	0.0026	127.4
KIT3	39° 8' 5.158800	66° 53' 7.594940	622.5125	0.0000	0.0000	000.0
GOT1	28° 37' 26.364088	53° 37' 51.722688	1053.8706	0.0022	0.0025	114.8
DEH1	28° 38' 42.908698	54° 42' .408298	1175.2717	0.0019	0.0021	116.4
TMN1	29° 14' 18.793003	54° 18' 58.698901	1612.1558	0.0021	0.0024	110.5
BES1	29° 21' 47.917666	54° 49' 55.939811	1790.6830	0.0019	0.0022	108.3
KHO1	29° 55' 23.763338	54° 7' 33.927057	1916.0187	0.0021	0.0025	114.0
SAA1	30° 5' 11.490275	53° 8' 47.312937	1828.4924	0.0025	0.0027	103.6
SVR1	29° 16' 49.974842	53° 14' 40.055076	1616.6698	0.0025	0.0028	117.3

Tableau AG2. *Coordonnées des sites et leurs ellipses d'erreur (en mètre) pour campagne 2000.*

Site	Latitude°N	Longitude°E	Altitude	Ax1	Ax2	Angle
ANKR	39° 53' 14.532894	32° 45' 30.492354	976.0947	0.0000	0.0000	00.0
FAR2	28° 51' 3.030992	52° 6' 20.470312	822.3572	0.0023	0.0027	124.6
KHO2	29° 55' 23.764363	54° 7' 33.928187	1916.0036	0.0018	0.0022	117.9
SAA2	30° 5' 11.491353	53° 8' 47.314377	1828.4697	0.0021	0.0025	114.6
KIT3	39° 8' 5.159066	66° 53' 7.597614	622.5148	0.0000	0.0000	000.0
ZECK	43° 47' 18.211557	41° 33' 54.232750	1166.2620	0.0000	0.0000	000.0
OSL2	27° 28' 28.040882	52° 36' 25.170476	-15.5770	0.0019	0.0024	121.4
ISL2	28° 20' 48.535726	53° 3' 59.374611	647.1308	0.0020	0.0025	124.1
QIR2	28° 28' 38.647316	53° 1' 45.799316	732.6732	0.0018	0.0022	119.5
SVR2	29° 16' 49.976003	53° 14' 40.056094	1616.6567	0.0019	0.0023	119.3
BAHR	26° 12' 32.903124	50° 36' 29.319410	-17.0751	0.0000	0.0000	000.0
KAN2	27° 50' 1.522928	52° 3' 21.459857	-10.1133	0.0022	0.0026	125.0
GOT2	28° 37' 26.365535	53° 37' 51.723904	1053.8500	0.0017	0.0023	110.8
BMG2	26° 58' 11.712787	53° 28' 47.804679	-16.1962	0.0019	0.0025	111.9
BES2	29° 21' 47.918681	54° 49' 55.940937	1790.6552	0.0015	0.0019	114.2
TMN2	29° 14' 18.794098	54° 18' 58.700072	1612.1170	0.0019	0.0024	112.6
BIG2	27° 51' 8.653830	53° 38' 11.531116	718.8002	0.0019	0.0025	118.9
DEH2	28° 38' 42.909850	54° 42' .409438	1175.2354	0.0017	0.0023	121.4
LAR2	27° 38' 38.887159	54° 19' 11.055954	814.0279	0.0017	0.0022	114.6

Tableau AG3. *Vecteur de vitesse pour les composante Est (Ve), Nord (Vn) et l'Altitude (Vu) (en mètre par an), le grand axe (Ax1), le petit axe (Ax2) (en mm), et l'azimut des ellipses d'erreur (en degré) pour chacun des sites par rapport à la station BES.*

Site	**Ve**	**Vn**	**Vu**	**Ax1**	**Ax2**	**Angle**
FAR	-1.93	11.38	2.21	3.03	2.29	99.81
SAA	3.94	0.38	-0.84	5.91	3.55	6.83
OSL	3.85	10.90	0.06	2.95	2.08	70.57
ISL	-1.04	8.44	-2.10	2.98	2.66	97.06
QIR	-0.19	4.26	-1.17	2.16	1.63	92.79
SVR	-1.12	1.69	3.95	3.40	2.24	123.54
KAN	1.65	11.47	-2.77	3.12	2.35	82.08
GOT	1.31	5.96	1.18	4.34	3.22	77.68
TMN	0.55	0.96	-7.01	2.07	1.50	61.74
BIG	1.46	1.03	29.53	2.96	1.98	34.43
DEH	0.10	1.89	-5.79	2.31	1.65	85.99
LAR	-2.69	7.20	7.27	3.41	2.22	110.99
KHO	0.09	-0.16	3.34	2.65	2.25	0.00
BES	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00