



UNIVERSITE SULTAN MOULAY SLIMANE
Faculté des Sciences et Techniques
Béni-Mellal



Centre d'Études Doctorales : Sciences et Techniques

Formation Doctorale : Ressources Naturelles, Environnement et Santé

THÈSE

Présentée par

RADI SAID

Pour l'obtention du grade de
DOCTEUR

Spécialité : GEOLOGIE

Option : Géologie

**CONTRIBUTION DE LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE
A LA RECONNAISSANCE DES ACTIVITES SISMIQUES
DANS LE HAUT ATLAS : CAS DE TALSINT ET AGADIR**

Soutenu le 30/12/2017 à 09h devant la commission d'examen :

A. EL GHMARI,	Professeur, Université Sultan Moulay Slimane, F.S.T. Béni-Mellal, Maroc	Président
A. BARRAKAT,	Professeur, Université Sultan Moulay Slimane, F.S.T. Béni-Mellal, Maroc	Rapporteur
A. ELHARTI,	Professeur, Université Sultan Moulay Slimane, F.S.T. Béni-Mellal, Maroc	Rapporteur
M. HARNAFI,	Professeur, Université Mohammed V, Institut Scientifique de Rabat, Maroc	Rapporteur
A. NAJINE,	Professeur, Université Sultan Moulay Slimane, F.S.T. Béni-Mellal, Maroc	Examineur
E. M. BACHAOUI,	Professeur, Université Sultan Moulay Slimane, F.S.T. Béni-Mellal, Maroc	Directeur de thèse
Y. TIMOULALI,	Professeur, Université Mohammed V, Institut Scientifique de Rabat, Maroc	Co-Directeur de thèse

Remerciements

A monsieur le professeur El Mostafa BACHAOUI qui m'a fait l'honneur de diriger cette thèse.

Veillez trouver, ici, l'expression d'une profonde et respectueuse reconnaissance pour avoir pu me conseiller, me guider et me soutenir sur le plan pédagogique et scientifique.

A monsieur le professeur Youssef TIMOULALI de l'Institut Scientifique de Rabat qui a eu l'amabilité de co-diriger mon travail.

Je tiens à le remercier pour son soutien, pour sa contribution dans l'interprétation des données et pour sa disponibilité inconditionnelle.

A messieurs, Ahmed ZAGHAL, doyen de Faculté des Sciences et Techniques de Béni Mellal ; Khalid HABBARI, vice doyen de la recherche scientifique, pour leur aide constante et pour leurs encouragements, qu'ils prodiguent à tous leurs étudiants. Et à messieurs S. MELLIANI, directeur du Centre d'Etudes Doctorales, Abdelmajid ZYAD, responsable de la formation doctorale, pour tous leurs encouragements.

A tous les professeurs du département des Sciences de la Terre, pour la qualité de leur enseignement et pour leur abnégation.

A messieurs les membres du jury qui me font l'honneur d'examiner mon travail, pour leur patience et tous les enseignements qu'ils m'accorderont, à la faveur de la soutenance.

A monsieur Mohamed LAARABI, enseignant d'enseignement secondaire au lycée ALKINDI, pour m'avoir aidé à la correction linguistique de mon rapport de thèse.

Une pensée particulière va à ma famille, principalement mes parents, mes frères et mes sœurs, pour leur confiance, leurs efforts continus et surtout pour tous leurs sacrifices et leurs encouragements.

Je me dois également d'adresser de chaleureux remerciements à ma femme qui était tout près, pour sa présence, son dévouement et sa patience.

Enfin, à mes amis, à mes élèves et à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Résumé

Le Maroc est situé à l'extrémité nord-occidentale de l'Afrique où le front de la plaque africaine est en contact avec l'Ibérie. Cette situation particulière se traduit actuellement par une sismicité du fait de la pression générée par le rapprochement des continents Africain et Eurasien. Cette activité sismique est intense dans la partie nord du Maroc au niveau du Rif (Al-Hoceima comme exemple) et dans la partie centrale au niveau des chaînes de montagne Haut et Moyen Atlas (Agadir, Talsint, Azilal...). La région de Talsint et la région d'Agadir sont connues comme des régions à sismicité modérée. Pour comprendre le comportement sismique des deux régions ainsi que l'identification des structures géologiques responsables de cette activité, deux techniques ont été utilisées à savoir la télédétection et la géophysique. Le but de ce travail est d'utiliser simultanément les techniques de télédétection et traitement d'images numériques pour la cartographie des structures géologiques de surface, et les techniques géophysiques (tomographie sismique locale) pour reconstruire en détail la géométrie des modèles géodynamiques et de distinguer les différentes unités géologiques en profondeurs. Les résultats compilés de l'étude dans la région de Talsint tendent à confirmer que les failles actives sont de direction SW-NE le long de la partie SW de la région de Talsint. Un déplacement de l'activité sismique vers le SW de la région d'étude a été constaté. La tomographie sismique montre l'existence d'un corps à grande vitesse compacte, à partir de 5 à 30 km de profondeur, orienté E-W. Les pressions générées par le rapprochement des continents Africain et Eurasien au niveau de ce bloc compact entraînant des mouvements des failles orienté NE-SW, se traduisant actuellement par une sismicité active. Dans la région d'Agadir, les cartes des densités de linéaments ont permis de mettre en évidence que les linéaments ont une forte concentration d'orientation autour des directions N40°E, N80°W et N-S. Les résultats de tomographie sismique locale montrent un corps à grande vitesse, plongeant vers le nord sous le bassin d'Essaouira dans la Meseta occidentale. Un second corps à grande vitesse, sous le massif hercynien de Tichka est détecté. L'analyse de ces résultats a permis de conclure que les pressions générées par le rapprochement des continents Africain et Eurasien au niveau de ces zones compactes de grande vitesse se traduisant actuellement par une sismicité active.

Mots-clés : Haut Atlas (Maroc); Talsint; Agadir; Sismicité active; Télédétection; Cartographie; Géologie; Géophysique; Tomographie sismique locale.

Abstract

Morocco is located at the north-western part of Africa where the African plate is in contact with Iberia plate. The contact between these plates generates the pressure in this region translated in to seismicity. This seismic activity is intense in the northern part of Morocco at the level of the Rif (Al-Hoceima for example) and in the central part at the level of the High and Middle Atlas Mountain chains (Agadir, Talsint, Azilal ...). The Talsint region and the region of Agadir are known as a moderately seismic region. To understand the seismic behavior of the two regions and to identify the geological structures responsible for this activity (fault, gap, etc.), we have opted for using the remote sensing techniques and geophysics. The aim of this work is to simultaneously use remote sensing to map lithological and linear geological structures. The geophysical technics (seismic tomography) allowed to study the earth deep structure. The compiled results of the study in the Talsint region tend to confirm that the active faults are of direction SW-NE along the SW part of the Talsint region. A displacement of the seismic activity to the SW has been observed during the last decades. The tomography show a high-velocity anomaly, from 5 to 30 km deep, oriented east-west. The pressures generated by the collusion of the African and Eurasian continents at the level of this compact block resulting in movements of NE-SW oriented faults currently resulting in active seismicity. In the region of Agadir the density map showed that the lineaments have a high concentration of orientations around the N40 ° E, N80 ° W and N-S directions. The results of local seismic tomography show high velocity structure, plunging north beneath the Essaouira basin in the western Meseta. A second high-velocity structure beneath the Hercynian Tichka massif is detected. The analysis of these results led to the conclusion that the pressures generated by the rapprochement of the African and Eurasian continents with compact blocks, resulting in localized fault movements in the Region of Agadir and the Western Atlas, currently translated into active seismicity.

Keywords : High Atlas (Morocco) ; Talsint ; Agadir ; Active seismicity ; Remote sensing ; Cartography ; Geology ; Geophysics ; Local seismic tomography.

Table des matières

<i>Remerciements</i>	2
<i>Résumé</i>	3
<i>Abstract</i>	4
<i>Liste des symboles et des abréviations</i>	10
<i>Liste des figures</i>	12
<i>Liste des tableaux</i>	18
<i>Introduction générale</i>	19
<i>Contexte scientifique</i>	20
<i>Problématique scientifique</i>	20
<i>Le but et méthode de travail</i>	21
<i>Synthèse des étapes réalisées au cours de cette étude</i>	21
<i>Communications et articles réalisés au cours de cette étude</i>	23
Partie I : Synthèse bibliographique	

Chapitre 1- Contexte géologique et évolution géodynamique du Haut Atlas	24
1-1. Introduction	25
1-2. Contexte géodynamique	26
1-2-1. Les principaux modèles proposés pour la formation du Haut Atlas	26
1-2-1-1. Formation par décrochement	26
1-2-1-2. Formation du bassin atlasique par extension	28
1-2-2. Principaux périodes géodynamiques	32
1-2-2-2. Période d'extension	33
1-2-2-2-1. La phase distensive au Trias	33
1-2-2-2-2. La phase distensive au Jurassique	34
1-2-2-3. La période de compression	35
1-2-3. La zone transfert du Haut Atlas oriental	35
1-3. Aperçu sur la stratigraphie du Haut Atlas	36
1-4. Conclusion	39
Chapitre 2 - Notions de sismologie et sismicité du Maroc	40
2-1. Introduction	41

2-2. La répartition mondiale des séismes	41
2-3. Origine des séismes	42
2-4. Les caractéristiques des ondes sismiques	43
2-4-1. Les ondes de volume	44
2-4-2. Les ondes de Love et de Rayleigh	45
2-5. La propagation des ondes sismiques	46
2-6. Enregistrement des ondes sismiques	49
2-6-1. Mesure d'un séisme	49
2-6-1-1. Intensité d'un séisme	49
2-6-1-2. La puissance d'un séisme	52
2-6-1-3. Le sismographe	52
2-6-1-4. Le sismogramme	54
2-6-2. Magnitude d'un séisme	54
2-7. Vitesse de propagation des ondes sismiques	55
2-8. La sismicité du Maroc	56
2-9. Conclusion	58
<i>Chapitre 3 - Les techniques de télédétection et les techniques de traitement des images</i>	59
3-1. Introduction	60
3-2. Généralité sur la Télédétection	61
3-2-1. Définition	61
3-2-2. Le spectre électromagnétique	62
3-2-3. Rayonnement électromagnétique et Télédétection	64
3-2-4. Les capteurs : Fonctionnement et performance	65
3-2-4-1. Les capteurs photographiques	65
3-2-4-2. Les radiomètres imageurs	65
3-2-4-3. Les capteurs actifs	65
3-2-5. Les satellites en orbites	66
3-2-5-1. Analyse et traitement des données images Landsat	68
3-2-5-1-1. Notion d'image	69
3-2-5-1-2. Notions de résolution	69
3-2-5-1-3. Notions de bandes	71
3-2-5-1-4. Système de coordonnées de l'image	71
3-2-5-2. Correction et rehaussement de l'image	72
3-3. Traitements des images	73
3-3-1. Correction d'images spatiales	73
3-3-1-1. Correction géométrique	73
3-3-1-1-1. Référence relative ou registration	73
3-3-1-1-2. Rectification ou référence absolue	73
3-3-1-1-3. Ortho-rectification	73
3-3-1-2. Rehaussement de l'image	74

3-3-1-2-1. Filtres linéaires _____	74
3-3-1-2-2. Filtres non linéaires _____	75
3-3-2. La classification _____	75
3-3-2-1. Définition _____	75
3-3-2-2. La classification non supervisée _____	76
3-3-2-3. La classification supervisée _____	77
3-3-2-3-1. Définition _____	77
3-3-2-3-2. Principe du choix des sites d'entraînement _____	78
3-3-2-3-3. Vérification de la cohérence des sites d'entraînement _____	78
3-4. Conclusion _____	80
<i>Chapitre 4 - Apport géophysique (Imagerie sismique) _____</i>	80
4-1. Introduction _____	82
4-2. Méthodes de traçage de rais sismiques _____	82
4-2-1. Le ray Shooting _____	83
4-2-2. Méthode Ray Bending _____	84
4-2-3. Méthode ray pseudo-bending _____	85
4-3. Tomographie sismique des écarts des temps d'arrivée et problème inverse _____	86
4-3-1. Problème inverse _____	87
4-3-2. Calcul de temps de voyage des ondes P et S _____	87
4-4. Conclusion _____	89
<i>Partie II : Premier cas d'étude (Région de Talsint)</i>	
<hr/>	
<i>Chapitre 5 - Cartographie des structures en surface et apport de la tomographie sismique locale à la détection des structures internes dans la région de Talsint _____</i>	90
5-1. Introduction _____	91
5-2. Présentation de la région d'étude _____	92
5-2-1. Cadre géographique _____	92
5-2-2. Contexte géologique et géodynamique _____	93
5-2-2-1. Aperçu stratigraphique _____	93
5-2-2-1-1. Les formations Mésozoïques _____	94
5-2-2-1-2. Les formations Cénozoïques _____	96
5-2-2-2. Tectonique de la région _____	97
5-3. Traitement des images satellites _____	97
5-3-1. Matériel et méthodes utilisées _____	97
5-3-2. Logiciels utilisés _____	97
5-3-3. Exploitation des résultats _____	98
5-3-3-1. Classification supervisée _____	98
5-3-3-1-1. Choix des sites d'entraînement _____	99
5-3-3-1-2. Evaluation des statistiques _____	100

5-3-3-1-3. Réalisation de la classification	101
5-3-4. Résultats et discussion	102
5-4. Analyse géomorphologique des structures linéaires	104
5-4-1. Concept de linéaments	104
5-4-2. Méthodologie	105
5-4-2-1. Rehaussement de l'image	105
5-4-2-2. Analyse en composantes principales	106
5-4-2-3. La détection des linéaments	107
5-4-2-4. Analyse statistique du relevé brut	110
5-4-2-5. Cartographie des failles	111
5-4-3. Intégration des données dans un SIG	112
5-4-3-1. Définition d'un SIG	112
5-4-3-2. Intégration des données sismiques dans un SIG	112
5-4-4. Résultats et discussion	115
5-5. Apport de la géophysique (tomographie sismique locale) à l'étude de la région de Talsint	118
5-5-1. Définition	118
5-5-2. Le principe	118
5-5-3. Inversion tomographique des écarts des temps d'arrivée	119
5-5-4. Linéarisation et résolution du problème direct	119
5-5-5. Représentation de la structure : paramétrisation	119
5-5-6. Inversion conjointe de la structure vitesse-hypocentre	120
5-5-6-1. Schéma descriptif du processus d'inversion tomographique	120
5-5-6-2. Modèle initiale et paramètre de l'inversion	121
5-5-7. Résolution du modèle tomographique : test de validité	121
5-6. Tomographie sismique locale dans la région de Talsint	122
5-6-1. Le but	122
5-6-2. Méthodologie et techniques du travail	124
5-6-3. Résultats et discussion	130
5-6-3-1. Résultats	130
5-6-3-2. Discussion	132
5-7. Conclusion	138

Partie III : Deuxième cas d'étude (Région d'Agadir)

<i>Chapitre 6 - Apport de la géophysique, de la télédétection et des SIG à la détection des failles et des structures néotectoniques dans la partie SW du Haut Atlas</i>	139
6-1. Introduction	140
6-2. Présentation de la région d'étude	141
6-2-1. Cadre géologique	141
6-2-1-1. Contexte géodynamique	141

6-2-1-2. La néotectonique de la région _____	143
6-2-3. Aperçu lithostratigraphique _____	147
6-2-3-1. Les formations Cénozoïques _____	147
6-2-3-2. Les formations Mésozoïques _____	148
6-3. Méthodologie de travail et techniques utilisées _____	150
6-3-1. Amélioration numérique d'une image Landsat _____	150
6-3-1-1. Classification supervisée et non supervisée _____	150
6-3-1-2. Extraction des linéaments géologiques _____	151
6-3-2. Apport de la géophysique (tomographie sismique locale) à l'étude de la région d'Agadir _____	153
6-3-2-1. Principe d'étude _____	153
6-3-2-2. Méthodologie de travail _____	154
6-3-2-2-1. Estimation des temps d'origine _____	154
6-3-2-2-2. Inversion des temps d'arrivée _____	154
6-3-3. Résultats et discussion _____	158
6-3-3-1. Cartographie des unités géologiques _____	158
6-3-3-2. L'analyse statistique des linéaments _____	159
6-3-3-3. Cartographie des structures sous surface par tomographie sismique locale _____	162
6-4. Conclusion _____	173
<i>Conclusions générales et Perspectives _____</i>	<i>175</i>
<i>Références Bibliographiques _____</i>	<i>179</i>
<i>Pages web et sites internet _____</i>	<i>187</i>

Liste des symboles et des abréviations

ACP: Analyse en composantes principales.

ART : Traçage approximatif de rayons.

BIF : Banded Iron Formation.

CNRST: Centre National pour la recherche Scientifique et Technique.

CWA : Craton Ouest African.

DEM: Digital Elevation Model.

DWS : Somme de poids dérivé.

EM: Eléctrique (E) et magnétique (M).

EOSAT: Earth Observation Satellite Company.

FSA: Front Sud-Atlasique.

FTNG: Faille Terre-Neuve-Gibraltar.

HCMM: Heat Capacity Mapping Mission.

IRSN: Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire.

LET: Tomographie par émission locale.

LUT: Look Up Table (table de visualisation).

MNE : Modèle Numérique d'Élévation.

MNT : Modèle Numérique de Terrain.

MSK: Medvedev-Sponheuer-Karnik.

MSS : Multi Spectral Scanner.

NEIC : National Earthquake Information Center.

ONS: Office for National Statistics.

REM: Rayonnement électromagnétique.

RVP: Les canaux écran du rouge, du vert et du bleu.

rij : résidu.

SEASAT : Un satellite de télédétection océanographique de la NASA lancé en 1978 en orbite basse terrestre.

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission.

Tij : Le temps de trajet.

TEM+ : Enhanced Thematic Mapper Plus.

TM : Thematic Mapper.

ti : Temps d'origine du séisme.

tij : Temps d'arrivée observé.

U : Lenteur.

USGS : United States Geological Survey.

V : Vitesse locale.

VP : Vitesse de propagation des ondes P.

Liste des figures

Chapitre 1

- Figure 1-1** : Modèle d'ouverture du Haut Atlas par extension simple (Du Dresnay, 1975 et 1979)..... 28
- Figure 1-2** : Les différentes phases de l'évolution structurale et tectonique du domaine atlasique depuis le Trias jusqu'à l'Actuel (a, b, c, d), d'après Brède et al., 1992 et (f) d'après Ait Brahim et al., 2002. (FTNG: Faille Terre-Neuve-Gibraltar)..... 31
- Figure 1-3** : Coupe interprétative des structures de l'Atlas issues de la phase de compression méso-cénozoïque. Le soulèvement de l'Atlas s'effectue par l'intermédiaire du rejeu des accidents hérités de la phase de rifting triasico-jurassique (Piqué et al., (2002). Ouverture du Haut Atlas par extension : modèle de Jacobshagen (Schwarz, et al., 1992; Wigger, et al., 1992; Giese, et Jacobshagen., 1992).....32
- Figure 1-4** : Modèle interprétatif de la cinématique de la zone transformante en extension .. 36
- Figure 1-5** : Stratigraphie montrant des variations de faciès et d'épaisseurs de la bordure sud vers le centre du Haut Atlas (Du Dresnay, 1979)..... 38

Chapitre 2

- Figure 2-6** : Activité sismique sur la terre de 2000 à 2009 42
- Figure 2-7** : Notion d'épicentre et de foyer d'un séisme. 43
- Figure 2-8** : Propagation des ondes de volume P dans un milieu élastique. Le sens de propagation est indiqué par les flèches. La déformation du milieu, en compression et dilatation, se fait dans le sens de la propagation de l'onde (onde longitudinale)..... 44
- Figure 2-9** : La déformation du milieu, en compression et dilatation, se fait dans le sens de la propagation de l'onde (onde longitudinale). La déformation du milieu, en cisaillement, se fait perpendiculairement au sens de propagation de l'onde (onde transversale). 45
- Figure 2-10** : La propagation des ondes de Love et de Rayleigh 46
- Figure 2-11** : La propagation des ondes sismiques P et S sous la surface de la terre 47
- Figure 2-12** : Propagation des ondes sismiques dans des milieux à densité croissante vers la profondeur (Morarech et Fadli, 2015)..... 48
- Figure 2-13** : Représentation des interfaces majeures du globe et du modèle de vitesse de référence pour les ondes P et S en fonction de la profondeur. 49

Figure 2-14 : Représentation des deux types de sismographes, vertical (a) et horizontal (b), (Morarech et Fadli, 2015).....	53
Figure 2-15 : Un sismogramme représentant la magnitude d'un séisme et le temps d'arrivée de chaque onde sismique (Séisme de Sumatra, 26 décembre 2004).....	54
Figure 2-16 : La répartition des épacentres au nord du Maroc (Catalogue CNRST, 1901-2014).....	57

Chapitre 3

Figure 3-17 : Le spectre électromagnétique (Bonn et Rochon, 1993).	62
Figure 3-18 : Utilisation du rayonnement électromagnétique en télédétection.....	64
Figure 3-19 : Le système global de surveillance de l'atmosphère (complémentarité des satellites géostationnaires et des satellites à défilement). Source : Agence spatiale européenne	67
Figure 3-20 : Les quatres types de résolution en télédétection (source : EOSAT).	71
Figure 3-21 : Coordonnées du pixel dans l'image.	72
Figure 3-22 : Les étapes de la classification non supervisée.....	77
Figure 3-23 : Les étapes de la classification supervisée.....	78

Chapitre 4

Figure 4-24 : Représentation d'un rai à travers un modèle 2D composé de blocs. Elle représente un tracé du rai sismique de la source au récepteur dans un milieu représenté avec un champ de lenteur discrétisée.	83
Figure 4-25 : Principe de la méthode de Ray Shooting. Dans ce cas, une trajectoire initiale est mise à jour jusqu'à ce qu'elle converge au niveau du récepteur.	84
Figure 4-26 : Principe de pseudo-flexion de Ray Bending. Dans ce cas, la géométrie de la trajectoire initiale (rai 1) est ajusté jusqu'à ce qu'il conforme au principe de Fermat (rai 4) (Rowlinson, Hauer, Sambridge, 2007).....	85
Figure 4-27 : Principe de la méthode d'Um et Thurber, 1987, Pseudo-Bending (flexion). (Rowlinson, Hauer, Sambridge, 2007).....	86

Chapitre 5

Figure 5-28 : Situation géographique de la zone d'étude.....	93
Figure 5-29 : Organigramme d'élaboration de la carte géologique du secteur de travail.	98

Figure 5-30 : Image composite fausse couleur Landsat 7 ETM+ couvrant la région de Talsint après le rehaussement spectral.	99
Figure 5-31 : Comparaison entre les différentes signatures spectrales.	101
Figure 5-32 : Carte géologique obtenue par la classification supervisée d'image composite en fausse couleur Landsat7 ETM+.....	102
Figure 5-33 : Organigramme d'élaboration de la carte de linéaments et de la carte de failles.	105
Figure 5-34 : Première composante produite par l'analyse en composantes principales (APC) du secteur de travail.....	107
Figure 5-35 : Filtres directionnels de Moore (1983) utilisés pour la détection de linéaments.	108
Figure 5-36 : Image montrant les linéaments obtenus à partir de la méthode des filtres directionnels de Moore.....	109
Figure 5-37 : Carte des linéaments géologiques extraits par l'analyse statistique et leurs directions préférentielles dans la région en diagramme polaire (rosace des directions).	110
Figure 5-38 : Confrontation entre le réseau des failles majeurs localisées et les linéaments extraits par les deux méthodes concernant le filtre directionnel et l'analyse en composantes principales (composante1).....	111
Figure 5-39 : Corrélation entre le réseau des failles majeures détectées et les linéaments géologiques détectés par l'analyse statistique.	112
Figure 5-40 : Position des failles sur les structures géologiques.....	113
Figure 5-41 : Intégration des données sismiques de crises sismiques (1901-2004) sur la carte géologique.	114
Figure 5-42 : Intégration des données sismiques de crises sismiques (2005-2014) sur la carte géologique.	115
Figure 5-43 : Un schéma descriptif du processus d'inversion tomographique	120
Figure 5-44 : Deux sismogrammes montrant les signaux sismiques avec l'heure d'arrivée des ondes de volumes, P et S, issues d'un séisme locale, sont enregistrés dans deux stations différentes (séisme de Talsint, 2005) . L'onde P arrive la première a la surface par rapport a S.	123
Figure 5-45 : Organigramme utilisé pour élaborer la tomographie sismique locale.	125

Figure 5-46 : Emplacements des stations permanentes dans le domaine de l'Atlas marocain.	126
Figure 5-47 : Modèle 1-D de vitesse de propagation des ondes P et S obtenue à partir de l'analyse des enregistrements sismiques aux stations de figure 46.	127
Figure 5-48 : Résultats pour le test de modèle synthétique de la vitesse de propagation des ondes P (a) et pour le test des modèles synthétiques de VP (b) à des profondeurs de 0, 5, 15, 30, 45, 60 et 100 km.	129
Figure 5-49 : a. Section verticale à travers les premiers 60 Km en profondeur dans la région montrant la structure des terrains au niveau de la région de Talsint. b. Section verticale représentant les anomalies principales des vitesses détectées par la tomographie sismique locale (grande vitesse en bleu et faible vitesse en rouge).	130
Figure 5-50 : Sections verticales représentant les anomalies principales des vitesses détectées par la tomographie sismique locale (grande vitesse en bleu et faible vitesse en rouge).	131
Figure 5-51 : Image montrant la répartition des hypocentres selon la profondeur dans la région de Talsint.....	132
Figure 5-52 : (A) SSE-NNW section crustale des montagnes du Haut et Moyen Atlas (Wigger et al., 1992). L'épaisseur maximale de crustale (42 km) se trouve sous la frontière nord du Haut Atlas. Notez la présence de l'inversion de la vitesse subcrustale à une profondeur de 45 à 50 km entre la croûte inférieure et le manteau supérieur au-dessus du Haut et Moyen Atlas. (B) Modèle de résistivité électrique à travers le Haut Atlas (d'après Schwarz et al., 1992). La résistivité électrique de la croûte moyenne et inférieure sous l'Anti Atlas a été déterminée à environ 200 ohms.m, la même que pour la croûte inférieure du Haut et Moyen Atlas. Le modèle a un manteau supérieur très résistif (1000 ohms.m). Ce modèle (S100) montre une zone de haute conductivité (HCZ) avec un pendage assez abrupt, s'étendant de la limite sud du Haut Atlas presque jusqu'à la profondeur Moho (36 km) sous la Meseta est. (C) le flux de chaleur thermique de surface à travers le Haut Atlas et le Moyen Atlas (Rimi, 1999). Il semble indiquer une donnée de flux de chaleur qui, bien que rare dans le Haut Atlas, des valeurs de rendement de 54 mW / m ² et beaucoup plus élevées dans le Moyen Atlas (85 mW / m ²). (D) section SEE-NW conceptuelle de la croûte à travers les grandes plages intracratoniques du système Atlas du Maroc : Haut Atlas, Moyen Atlas et Rif (Giese et Jacobshagen, 1992).	
Figure 5-53 : Une partie d'une zone de subduction ou raccourcissement orientée NE-SW, plongeant vers le NW, détectée par la section verticale DD'	135
Figure 5-54 : Modèle d'évolution géodynamique du Haut Atlas	136

Chapitre 6

- Figure 6-55** : Carte de la région d'étude et l'emplacement des stations sismiques permanentes (triangle noir) dans le sud-ouest du Haut Atlas. La topographie de fond vue en deuxième modèle numérique d'élévation SRTM 3-arc (Farr et Kobrick, 1998). 142
- Figure 6-56** : Vue en élévation numérique de deuxième SRTM 3-arc (~ 90 m) montrant les principales structures dans la région d'étude. Le Souss et le bassin d'Essaouira sont situés respectivement dans le sud et au nord de SW du Haut Atlas. 143
- Figure 6-57** : a. Composite image Landsat7 ETM + couvrant la région d'étude à rapport de bandes (infra-rouge, rouge et bandes vertes). b. La première composante principale obtenue par le traitement des améliorations (analyse en composantes principales). 151
- Figure 6-58** : a. Carte montrant les résultats de mise en valeur et l'extraction des linéaments par des filtres directionnels. b. Carte montrant les résultats de l'extraction et de la cartographie des linéaments géologiques. 153
- Figure 6-59** : Carte de répartition des hypocentres, y compris tous les événements de 1901 à 2010 (catalogue de CNRST, Rabat) déterminés par Hypocentre 3.2. La topographie de fond est vue en deuxième modèle numérique d'élévation SRTM 3-arc- (Farr et Kobrick, 1998). 154
- Figure 6-60** : Relocalisation définitive des hypocentres pour la période de 01/12/1988 à 18/03/2010 en utilisant un modèle 3-D. 155
- Figure 6-61**: Test de la fonction de résolution de la propagation et la somme de poids dérivé à des profondeurs de 0, 5, 15, 30, 45, 60 et 100 km. 156
- Figure 6-62** : a. La perturbation de la vitesse de propagation des ondes P par rapport au modèle 1-D (rouge : faible vitesse et bleu : grande vitesse). b. La projection des anomalies de la perturbation de la vitesse de propagation des ondes P en surface. Notez le grand contraste de VP % entre 1 à 5 et 30 km de profondeur qui peut correspondre à la zone fondue. 157
- Figure 6-63** : Carte géologique obtenue à partir de la classification supervisée de multispectrale Landsat 7 ETM + avec une superposition d'images sur le DEM (SRTM élévation numérique). 158
- Figure 6-64** : Carte de densité de linéaments et directions préférentielles de linéaments géologiques présentées par le diagramme polaire dans la région sud-ouest du Haut Atlas... 160
- Figure 6-65** : Carte de densité de linéaments montrant la direction N40° E. 160
- Figure 6-66** : Carte de densité de linéaments montrant la direction N80°W. 161
- Figure 6-67** : Carte de densité de linéaments indiquant la direction N-S. 161

Figure 6-68 : Profil A-A' le long de la zone avec des densités élevées de linéaments montrant la structure lithosphérique dans le sud-ouest du Haut Atlas.	166
Figure 6-69 : Profil B-B' le long de la zone avec des densités élevées de linéaments montrant la structure lithosphérique dans le sud-ouest du Haut Atlas.	167
Figure 6-70 : Profil C-C' le long de la zone avec des densités élevées de linéaments montrant la structure lithosphérique dans le sud-ouest du Haut Atlas.	168
Figure 6-71 : Profil D-D' le long de la zone avec des densités élevées de linéaments montrant la structure lithosphérique dans le sud-ouest du Haut Atlas.	169
Figure 6-72 : La structure de la lithosphère le long du profil A-A' (fig. 68) et le long du profil C-C' (fig. 70) montrant les matériaux chauds ou en fusion (courbe orange) et la zone fragile (courbe bleue).....	170
Figure 6-73 : Structure lithosphérique et structures plissées détaillées avec failles (ligne noire) le long du profil gauche (W-E) et du profil droit (SW-NE).	171

Liste des tableaux

Tableau 1: Echelle de Guiseppe Mercalli, 1902	51
Tableau 2: Echelle MSK (source : IRSN).....	51
Tableau 3: Tableau représentant la vitesse de propagation des ondes sismiques P et S selon le type de matériaux traversés.	55



Introduction générale

Introduction générale

Contexte scientifique

Le Haut Atlas est considéré parmi les zones à activité sismique récente se traduisant par des secousses sismiques intenses dans la partie orientale et le front occidental du Haut Atlas Marocain. L'utilisation des techniques de télédétection et des SIG (système d'information géographique) pour la cartographie des unités géologiques et la détection des structures linéaires reste importante, pour une meilleure contribution à la connaissance de la géologie. La détection des structures internes par la tomographie sismique locale en utilisant les données sismiques, reste nécessaire et adéquate pour reconstruire la structure interne profonde. La Tomographie sismique permet d'établir une cartographie des hétérogénéités du sous sol décrites généralement par la vitesse de propagation des ondes sismiques. Les temps d'arrivée traversant et échantillonnant un volume sont utilisés pour localiser des anomalies de vitesse. La numérisation des temps d'arrivée des ondes sismiques sur les sismogrammes représente une mesure indirecte des propriétés du sous sol (vitesse de propagation des ondes). Ces observations peuvent être traitées par un processus d'optimisation appelé aussi problème inverse pour retrouver les propriétés du sous sol.

Problématique scientifique

La carte de sismicité du Maroc et des régions limitrophes pour la période du 1901 à 2014 a permis de conclure que le domaine atlasique est caractérisé par une activité sismique localisée principalement dans le Haut et le Moyen Atlas.

Notre étude porte sur la sismicité de la région d'Agadir et la région de Talsint du fait que les deux régions sont le siège d'une activité sismique importante :

- La région d'Agadir localisée au niveau du Haut Atlas occidental a connu un séisme destructeur en 1960 de Magnitude 6.2 qui a provoqué la destruction complète de la ville d'Agadir. Après ce séisme destructeur la région a connu une activité sismique intense durant les dernières années.

- La région de Talsint localisée en Haut Atlas oriental a connu aussi une activité sismique intense en 2007 dont la magnitude a atteint 5.

Le choix des sites d'études est basé essentiellement sur le grand risque sismique au niveau des deux régions et le besoin d'expliquer les causes de l'activité sismique en définissant les structures géologiques responsables de l'activité sismique générée localement au niveau d'une chaîne intracontinentale.

Le but et méthode de travail

Nos travaux ont été élaborés dans le but, de cartographier les terrains géologiques de la région de Talsint et d'Agadir. L'étude s'inscrit dans le cadre de l'utilisation simultanée des techniques de télédétection et des SIG pour la localisation des structures en surface correspondant aux failles et linéaments et toutes les structures associées, et l'utilisation de la géophysique (tomographie sismique locale) pour imager et cerner les structures géologiques profondes et reconstruire un modèle des structures sous terraines.

Enfin, la corrélation des données structurales obtenues et les données sismologiques a pour objectif de localiser les failles actives, définir les structures géologiques responsables de l'activité sismique et cerner les régions à risques sismiques.

Synthèse des étapes réalisées au cours de cette étude

Le plan suivi lors de cette étude s'organise en six chapitres :

Le premier chapitre porte sur les données générales concernant la région, à savoir : la géologie et l'évolution géodynamique.

Le deuxième chapitre porte sur la sismicité du Maroc et les notions de la sismologie, à savoir : les définitions d'un séisme, les principales ondes libérées lors d'un séisme et sismicité mondiale, ainsi que les différentes échelles utilisées en sismologie.

Dans le troisième chapitre, nous présentons d'abord les définitions, le principe, les techniques d'analyse et de correction, ainsi que les techniques utilisées pour améliorer la résolution spatiale des images utilisées et les domaines d'utilisation.

Le quatrième chapitre a pour but d'expliquer les principes et la définition de la tomographie sismique, ainsi que la présentation de principales méthodes de traçage de rais sismiques utilisées et leur objectif d'utilisation.

Dans le cinquième chapitre, nous présentons le premier cas d'étude concernant la région de Talsint (Haut Atlas oriental), et les techniques de rehaussement et de traitement des images pour la détection des structures géologiques. Une carte de la nature géologique des terrains et une carte de linéaments ont été réalisées.

La superposition des cartes de géologie, des failles et des linéaments, ainsi que l'intégration des données sismiques avec ces résultats obtenus dans un SIG permet de bien localiser les failles actives dans la région.

L'étude géophysique par le biais de la tomographie sismique locale et des sections verticales élaborées au niveau de la région a permis de définir les structures géologiques internes dans la région.

Enfin une corrélation entre les résultats obtenus par la télédétection et les résultats obtenus par la tomographie sismique a permis d'expliquer la sismicité observée au niveau de la région de Talsint.

Le deuxième cas d'étude au niveau de la région d'Agadir est présenté dans le chapitre six.

L'utilisation simultanée des techniques de télédétection, de détection des unités géologiques de surface et les techniques géophysiques pour imager les structures profondes a permis d'expliquer la sismicité de la région. Les sections verticales effectuées ont permis de déterminer la relation entre les principales anomalies géologiques internes détectées et les failles localisées dans la région, ainsi que leur impact sur l'activité sismique générée dans la région.

Communications et articles réalisés au cours de cette étude

Les articles publiés :

Radi, S., Timoulali, Y., Bachaoui, E. M., 2015. Geological Mapping and Seismic Risk in the Eastern High Atlas: Case of Talsint Region (Morocco). *International Journal of Science and Research (IJSR) ISSN (Online): 2319-7064 I.*

Timoulali, Y., Radi, S., Azguet, R., Bachaoui, E. M., 2016. Neotectonic fault detection and lithosphere structure beneath SW of High Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 120 (2016) 198-207.

Communications lors de colloques internationaux :

Timoulali, Y., Radi, S., 2011. 3D digital mapping and modelling of the crustal structure with seismic data : Case of the Agadir Region. *Colloque International des Utilisateurs de SIG, Faculté Poly disciplinaire de Taza, 2011.*

Timoulali, Y., Radi, S., 2012. Remote Sensing and Local Earthquake Tomography for Understanding Complex Earthquake Activity in the Agadir Region (Morocco). *Conference: 9th International Conference of the African Association of Remote Sensing and Environment (AARSE 2012), Faculté des Sciences d'El-Jadida, Maroc.*

Partie I : Synthèse bibliographique

Chapitre 1

***Contexte géologique et évolution
géodynamique***

1-1. Introduction

Le Maroc est situé au nord de l'Afrique. Du point de vue structural, le Maroc est constitué de 3 blocs rigides : L'Anti-Atlas, les Mesetas Marocaines et Oranaise séparés par deux chaînes alpines intracontinentales : le Haut Atlas et le Moyen Atlas. A l'extrémité nord, le Rif est une chaîne alpine de type géosynclinal représentant la partie méridionale de l'arc bético-rifain.

Les chaînes montagneuses atlasiques traversent tous les pays nord-africain de l'atlantique à l'ouest jusqu'à la méditerranée centrale plus à l'est. Les Atlas sont des chaînes intracontinentales s'étendant sur une largeur de 80 Km et une longueur de 2000 Km du Maroc à la Tunisie. Le Haut Atlas sépare le Maroc en deux partie : au nord les plateaux et les bas massifs du Maroc septentrional qui constituent le domaine des Mesetas. Au sud l'Anti Atlas et les domaines sahariens. Au Maroc, le Haut Atlas s'étend sur 700 Km à l'intérieur des frontières marocaines sous forme d'un axe WSW-ENE. Elle forme l'élément majeur du relief du Maroc avec des sommets dépassant 3000 m d'altitude qui s'abaissent très progressivement d'ouest en est. Du point de vue structural, le Haut Atlas Marocain comporte trois grandes entités structurales (ensembles) :

Le Haut Atlas occidental à l'ouest, près de l'atlantique, son ossature est constitué par un socle Précambrien et Paléozoïque déformé à l'Hercynien, et une couverture mésozoïque très mince avec une direction EW.

Le Haut Atlas central, de direction ENE-WSW s'étend de l'est du massif de Tichka jusqu'au méridien Midlt-Errachidia, sa couverture mésozoïque est très épaisse. Les roches calcaires du Jurassique inférieur et moyen, avec par endroit, des argiles et des basaltes du Trias remontent le long des grands accidents, forment des crêtes anticlinales très argues, les plaines sont constituées de marnes du Lias supérieur du Dogger, ce dernier forme aux géras, où les calcaires du Bajocien marquent la corniche protectrice supérieure (El Kochri, 1996).

Le Haut Atlas centro-oriental, s'étendant de l'est jusqu'à la formation algérienne, est limité au nord par le plateau de la Haut Moulouya, au sud par le Craton Ouest-Africain, à l'ouest par la vallée du Ziz et se prolonge vers l'est en direction de « l'Atlas Saharien » jusqu'en Tunisie. Il est caractérisé par des boutonnières au cœur Paléozoïque ou Précambrien, telles que le Mougueur, le Tamlelt et le Boudhar, tandis que la couverture Mésozoïque est peu épaisse avec des structures semblables à celles du Haut Atlas central :

les carbonates marins mésozoïques et les dépôts du Néogène constituent la couverture du Haut Atlas oriental, ainsi que toutes les structures s'allongeant selon l'axe de la chaîne, sont de direction EW à ENE-WSW.

1-2. Contexte géodynamique

1-2-1. Les principaux modèles proposés pour la formation du Haut Atlas

Les bassins atlasiques comportent des dépôts mésozoïques complètement exposés constituant le meilleur exemple sur la côte ouest africaine avec une histoire tectonique très riche. Toutes les structures observées sur le long des bassins du Haut Atlas gouvernent que le Haut Atlas centro-oriental est une chaîne cénozoïque intracontinentale, elle est structurée par des failles dont la plupart sont inverses, et par des anticlinaux étroits, continus sur une longueur parfois de plus de 100 km, séparés par de larges synclinaux à fond plat, formant le style éjectif (Stille, 1917 ; Chorowicz et al., 1982). Ces structures tectoniques sont disposées selon deux directions majeures, orientées suivant les directions NE-SW et ENE-WSW.

Les études géologiques effectuées sur le bassin atlasique proposent deux modèles qui sont en discussion. Elles montrent que les Atlas correspondent à un système décrochant fini-hercynien. Les structures ont joué créant ainsi, un système de décrochement et de transgression (Studer, 1980 ; Bernasconi, 1983 ; Laville, 1985, 1988 ; Heitzman, 1987). Pour d'autres études, les Atlas s'ouvrent par extension (Du Dresnay, 1975, 1979 ; Mattauer et al., 1977 ; Warme, 1988 ; Brede et al., 1992 ; Jacoshagen, 1992 ; El kochri et al., 1992 ; El kochri et hrowicz, 1996).

1-2-1-1. Formation par décrochement

En 1980, le chercheur Studer a permis de déduire le début de la compression jurassique au Lias supérieur avec sigma1 orienté NW-SE. Les anticlinaux éjectifs se forment au Lias supérieur. Cette compression devient E-W au Malm avec accentuation des plis ENE-WSW. Cette phase est accompagnée du magmatisme Jurassico-Crétacé. Cet auteur a proposé que le Lias inférieur et moyen est caractérisé par une extension N-S et sigma1 verticale.

EN 1984, Jenny a montré que le bassin haut atlasique est affecté, au jurassique moyen (Bajocien-Bathonien), par une compression maximale horizontale, de direction WNW-ESE. Celle-ci remobilisait en jeu décrochant dextre les anciennes fractures du socle de direction N070. Cet auteur parle des bassins en compression et des bassins en extension entre les

accidents constituant des rides. Les accidents hérités également de direction N120 ou N090 fonctionnant en failles normales délimitant des demi grabens. Un matériel détritique important, parfois accompagné de magmatisme basique, s'accumulait durant cette phase tectonique, produisant des discordances progressives.

Du point de vue structural, le bassin jurassique du Haut Atlas est caractérisé par une simultanéité des structures compressives et distensives. Les structures compressives et distensives sont respectivement circonscrites dans les relais compressifs et dans les relais distensifs de décrochements senestres. La forme en S caractérise les bassins ou aires de subsidence développées dans de larges relais distensifs de décrochements senestres avec un sigma orientée NE-SW. La mise en place d'intrusions subvolcaniques successives qui ont déterminé dans l'encaissant des déformations synsédimentaires, ductiles et cassantes accompagnées d'un métamorphisme hydrothermal. Les intrusions sont localisées dans les relais distensifs (ride NE-SW) ou aux extrémités distensives de décrochements. Les venues successives de matériaux subvolcaniques sont liées à l'évolution de ces relais et imposent leur propres déformations dans l'encaissant. Cette localisation est en fait étroitement dépendante de la distribution des contraintes régionales et leur répartition autour des failles. Ainsi, la partie centrale du bassin haut atlasique marque au cours du Jurassique moyen et supérieur l'aire de répartition maximale des intrusions subvolcaniques. De plus, ces intrusions ont déterminées lors de leur mise en place, de nouvelles distributions de contraintes qui furent génératrices des déformations cassantes et ductiles observées (Laville, 1988). Ce modèle intéresse surtout la période Toarcien-Bathonien.

Ce modèle intéresse surtout la partie Lias supérieur-Dogger et non le Lias inférieur et moyen. Il est incompatible avec les données structurales et microtectoniques. Ce modèle ne donne pas d'explication ni à la différence d'orientation dans la chaîne, ni à la différence des épaisseurs, ni à la répartition du magmatisme, ni à la largeur entre le Haut Atlas central et oriental. Le modèle explicatif de l'évolution structurale et magmatique du Haut Atlas central est contradictoire : la mise en place des intrusions magmatiques s'effectue dans des sites en ouverture alors ce régime régional est compressif (Piqué, 1991).

D'autre part, la série triasique est très réduite dans le Haut Atlas par rapport aux régions avoisinantes. Par conséquent, cette série ne peut pas avoir servi de niveau de décollement général de la couverture du Haut Atlas central. D'autres mécanismes, tels que, la réactivation d'anciennes structures et l'évolution sous un régime décrochant sénestre sont

proposés pour expliquer l'évolution du Haut Atlas central pendant le Mésozoïque (Heitzmann, 1987).

1-2-1-2. Formation du bassin atlasique par extension

De nombreux auteurs montrent que les Atlas s'ouvrent par extension simple (Du Dresnay, 1975, 1979 ; Proust, 1962 ; Mattauer et al., 1977 ; Warme, 1988 ; Monbaron, 1982 ; Bernasconi, 1983 ; Brechbuler, 1984 ; Brede et al., 1987, 1992 ; Jacobdhalgen, 1988, 1992).

Le sillon haut atlasique était séparé des deux plates-formes nord et sud par des failles normales conjuguées (fig. 1-1).

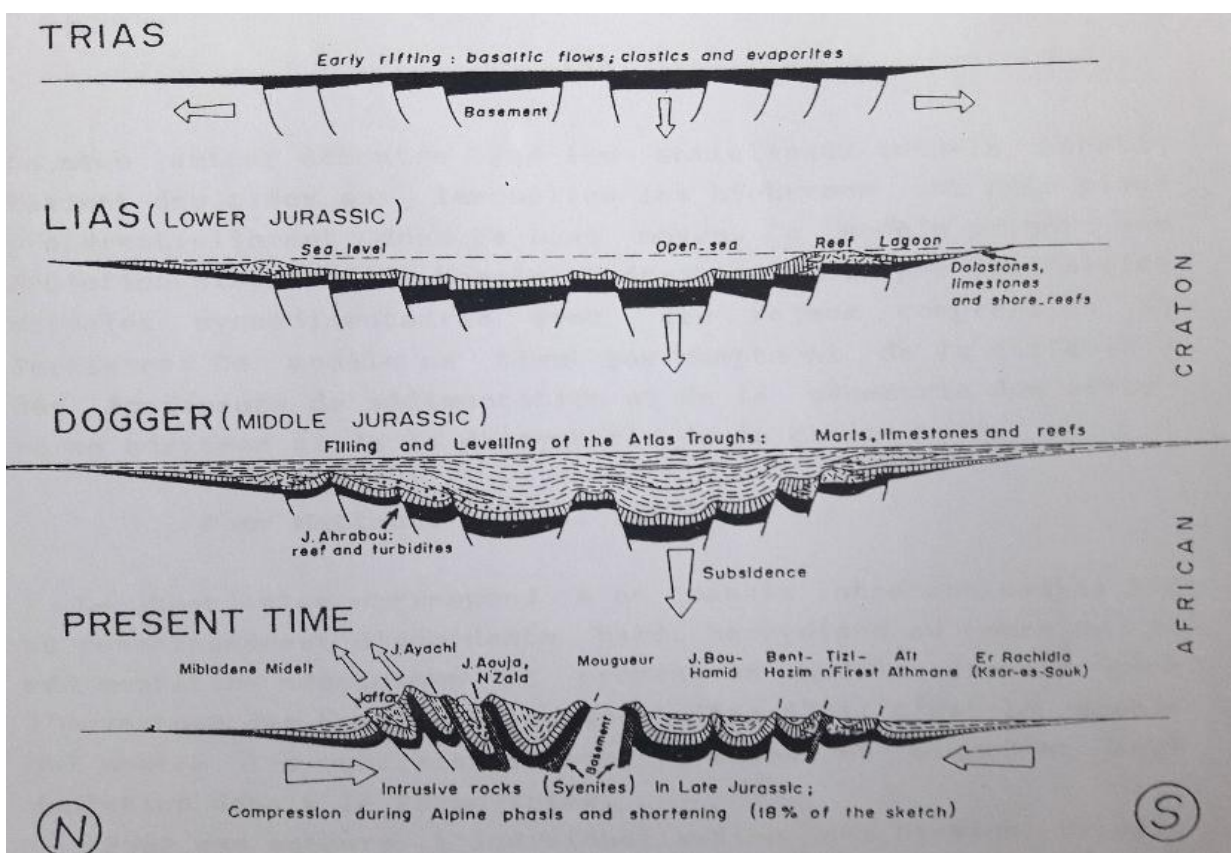


Figure 1-1: Modèle d'ouverture du Haut Atlas par extension simple (Du Dresnay, 1975 et 1979)

Ces failles avaient été actives pendant la subsidence différentielle qui est apparue dès le Lias moyen. Le passage de la plate-forme sud au bassin atlasique s'effectue le long d'une ligne appelée faille sud atlasique (Du Dresnay, 1975, 1979).

D'autre part, les anticlinaux actuels constituaient des rides sur lesquelles les biohermes ont pris place préférentiellement dans le Lias moyen. Ce modèle propose une évolution simple d'un bassin symétrique limité par des failles normales synsédimentaires avec des rejeux compressifs au Tertiaire. Ce modèle ne tient compte ni de la différence des épaisseurs de sédimentation, ni de la géométrie des structures héritées ni de la dissymétrie de la chaîne (Du Dresnay, 1975, 1979).

Par ailleurs, le Haut Atlas correspond à un bassin intracontinental lié au fonctionnement d'accidents tardi-hercyniens au cours de la sédimentation mésozoïque et propose un modèle extensif pour l'ouverture des bassins atlasiques. C'est le modèle qui montre les contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 et leur évolution depuis le Permo-Trias (Mattauer et al., 1977).

Les mêmes auteurs démontrent que l'individualisation des bassins triasiques se fait dans un régime purement distensif avec σ_1 verticale et σ_3 orientée NW-SE. Les failles de direction NE-SE, parallèles à σ_2 seraient des failles normales synsédimentaires. Cette distension continue dans les fossés atlasiques pendant tout le Jurassique inférieur et moyen (Lias-Dogger) et l'amincissement crustal atteint 20 à 30%.

Les intrusions se mettent en place en régime extensif. La compression des Atlas commence à la limite Jurassique-Crétacé.

D'autre part, le régime distensif amorce, au Trias, dans l'auge haut atlasique, des dépôts continentaux rouges et des basaltes tholéitiques constituant les premiers dépôts. Ce régime continue durant la majeure partie du Lias avec l'approfondissement de la fosse atlasique (Bernasconi, 1983 ; Brechbuhler, 1984).

Les mouvements synsédimentaires enregistrés entre le Toarcien et le Bajocien marque une réactivation des mouvements cisailants. Les contraintes exercées sur la zone marocaine possèdent toujours une composante distensive qui permet l'accumulation de milliers de mètres de sédiments dans des bassins bordés par des rides. Ces rides sont le résultat de coulissages sénestres qui permettent des compressions locales dans un régime distensif. La tectonique cisailante du Lias supérieur-Dogger inférieur se poursuit durant une partie du

Jurassique. La composante distensive disparaît au profit d'une composante en compression orientée NNE-SSW. Les roches éruptives de dissolution qui marque la bordure des intrusions sont contemporaines de ces mouvements. La phase tectonique correspondrait au Jurassique (Bernasconi, 1983 ; Brechbuhler, 1984).

L'ouverture du fossé atlasique jurassique sur l'existence d'un réseau de fractures N030 et N70 se fait en deux temps (fig. 1-2) (Brede, 1987 ; Jacobshagen et al., 1992):

- Le rift triasico-liasique s'ouvre en extension typique avec la contrainte principale σ_1 verticale et σ_3 horizontale orientée N140. Les failles N030 jouent en failles normales alors que les failles N070 sont décrochantes sénestres.

- Au Lias, le régime reste extensif et la contrainte principale σ_3 est horizontale et orientée N-S. Les accidents N070 jouent en failles normales typiques, alors que les N030 jouent en décrochements dextres.

- Du Dogger au Crétacé inférieur, l'activité tectonique se manifeste par des failles normales N045, avec σ_3 orientée NW-SE et σ_1 verticale. Les failles N070 jouent en décrochement sénestre et induisent des épacentres entre les rides. Cette phase est accompagnée d'intrusions magmatiques. La phase liasique N-S ne trouve pas d'explication à l'échelle régionale. Les accidents du Moyen Atlas et du Haut Atlas ne se recoupent pas, donc il n'y pas de décalage entre le Haut et Moyen Atlas. Ce modèle polyphasé n'explique pas la sédimentation épaisse et le magmatisme développé dans le Haut Atlas central.

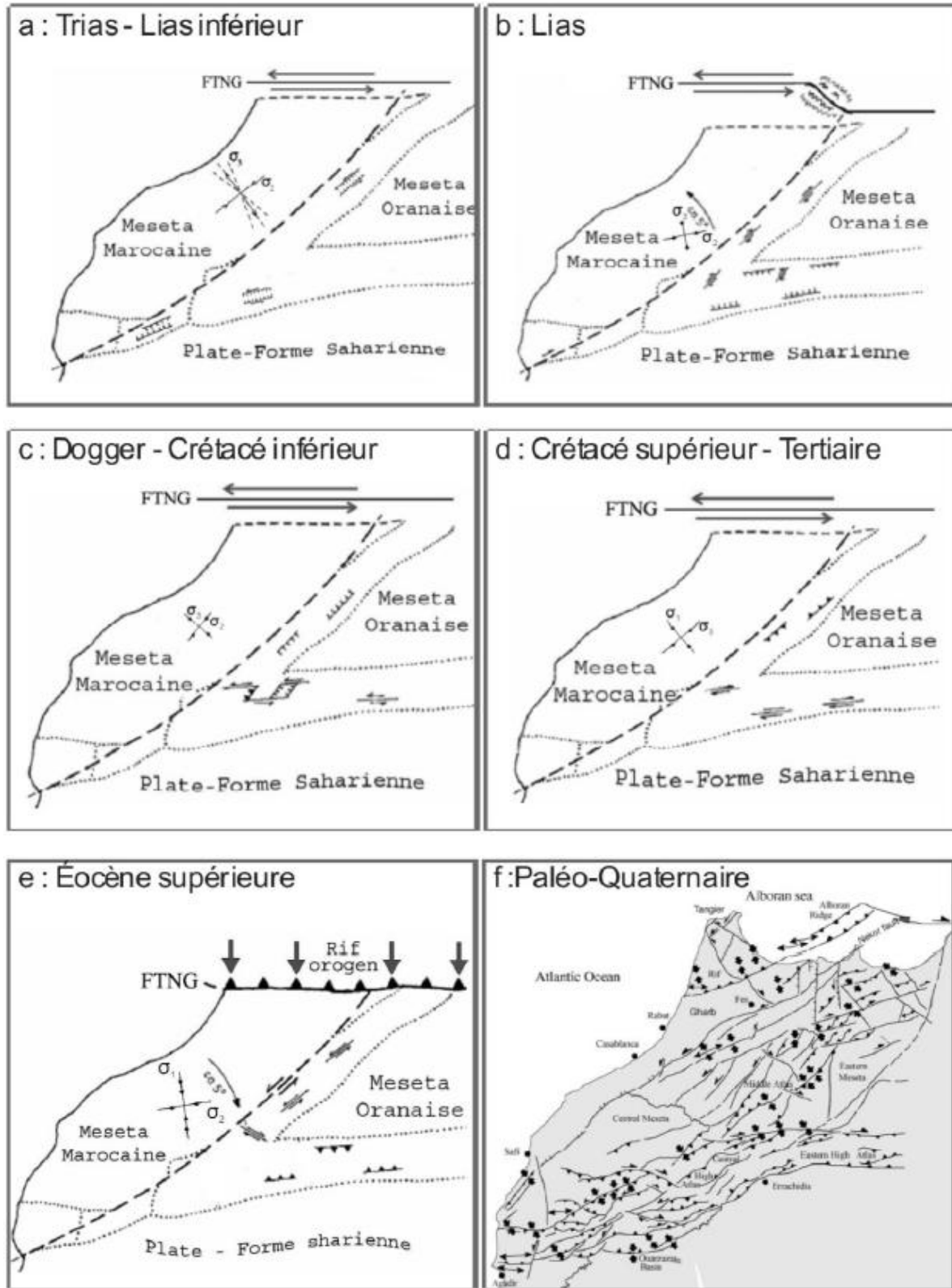


Figure 1-2: Les différentes phases de l'évolution structurale et tectonique du domaine atlasique depuis le Trias jusqu'à l'Actuel (a, b, c, d), d'après Brède et al., 1992 et (f) d'après Ait Brahim et al., 2002. (FTNG: Faille Terre-Neuve-Gibraltar).

La réalisation d'une section entre la Meseta Oranaise au nord et le Craton Saharien au sud a été faite par Warme (1988, 1992). En étudiant les faciès et la sédimentologie des formations du Domérien et du Toarcien, Warme (1988) propose une coupe à travers la croûte avec une faille de détachement à pendage nord. Le rift haut atlasique est dissymétrique. Ce modèle a été repris pour l'ensemble des Atlas par Jacobshagen et son équipe (Schwarz et al., 1992 ; Wigger et al., 1992 ; Gies et Jacobshagen, 1992). Ce modèle basé sur l'existence d'une zone de faible vitesse des ondes P d'une anomalie de conductivité électrique (fig. 3) (El kochri, 1996). La faille de détachement a un pendage nord, pour les deux fossés atlasiques et l'ouverture se fait par extension simple.

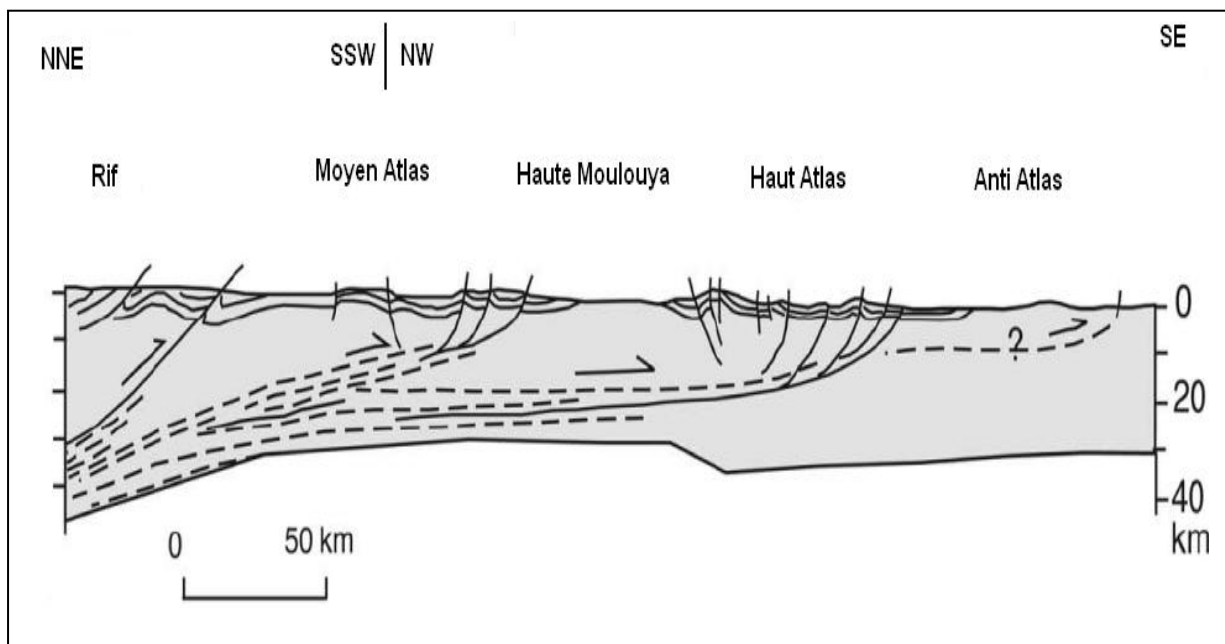


Figure 1-3: Coupe interprétative des structures de l'Atlas issues de la phase de compression méso-cénozoïque. Le soulèvement de l'Atlas s'effectue par l'intermédiaire du rejeu des accidents hérités de la phase de rifting triasico-jurassique (Piqué et al., (2002). Ouverture du Haut Atlas par extension : modèle de Jacobshagen (Schwarz, et al., 1992; Wigger, et al., 1992; Giese, et Jacobshagen., 1992).

1-2-2. Principaux périodes géodynamiques

Les différentes analyses structurales ont permis de tracer une chronologie tectonique en plusieurs phases. En effet, les contraintes peuvent être mises en correspondance avec les deux périodes différentes : une période d'extension ayant formée le fossé atlasique, et une autre période de la compression ayant formée la chaîne atlasique.

De nombreux indices lithologiques ont permis de différencier et dater les phases des déformations mésozoïques. Plusieurs épisodes tectoniques correspondent aux jeux de failles normales synsédimentaires et des jeux décrochants triasiques et jurassiques (El kochri, 1996).

1-2-2-2. Période d'extension

L'ensemble du Haut Atlas est soumis aux effets tectoniques extensifs qui dirigent l'ouverture Atlantique centrale. Cette influence, qui peut entraîner des rotations de contrainte fréquente, s'exprime par deux directions d'accidents NE-SW à ENE-WSW et des accidents transverses WSW-ESE : les premières sont des failles normales typiques ou normales légèrement décrochantes, tandis que les dernières sont des failles décrochantes ou failles de transfert.

1-2-2-2-1. La phase distensive au Trias

La présence des basaltes continentaux d'âge triasique supérieur (200 Ma) a permis de dater le début de l'extension. Ces basaltes se sont mis en place le long des failles normales à fort pendage et faible rejet de quelques mètres, d'orientation EW à NE-SW.

Les mesures effectués le long des formations triasiques ont permis de mettre en évidence que la contrainte σ_3 est horizontale orientée NW-SE à N-S, tandis que la contrainte principale σ_1 est verticale (El kochri et al., 1992).

Les principales études effectuées sur le long de chaîne atlasique ont montré que les bassins triasiques sont limités par des failles normales NE-SW à E-W, à pendage fort, et des failles de transfert. Ces failles contrôlent les bassins triasiques qui correspondent, dans certains cas, à des accidents hercyniens réactivés au Mésozoïque (Mattauer et al., 1977 ; Jenny, 1983 ; Brede et al., 1987, 1992 ; Piqué et Laville, 1993). Les caractéristiques de la distension triasique dans le Haut Atlas et la Meseta Oranaise montrent un système de demi-grabens orientés E-W et NE-SW. Les failles NE-SW sont normales synsédimentaires et les stries les plus anciennes sont systématiquement à jeu normal. Elles indiquent une extension voisine de NW-SE. L'ouverture du rift atlasique résulte de la réactivation en régime extensif de chevauchements hercyniens (Laville et al., 1995). Ces structures triasiques sont scellées par les couches liasiques dans l'ensemble du domaine atlasique. Cependant la direction d'extension σ_3 NW-SE semble se maintenir constante dans l'ensemble du Maroc (El kochri, 1996).

1-2-2-2-2. La phase distensive au Jurassique

L'analyse des sédiments jurassiques montre que ces dépôts présentent des variations d'épaisseur et de faciès aux abords des accidents majeurs (Du Dresnay, 1975 ; Lesch, 1984 ; Sadki 1992). Elle met en évidence des zones hautes et des zones basses dès le Lias. L'analyse structurale systématique et l'analyse des familles de failles ont permis d'établir une chronologie relative des différentes déformations cassantes (El kochri, 1996). Les stries les plus anciennes sur les miroirs des failles indiquent une extension WNW-ESE à NW-SE. Par ailleurs, les principaux accidents fonctionnent pendant la formation du fossé atlasique. Des failles normales longent les blocs basculés de direction ENE-WSW à E-W, parallèlement à l'allongement du fossé atlasique. Des failles décrochantes transversales sont de direction NW-SE ou WNW-ESE. Cette distension est enregistrée par des failles synsédimentaires, des figures de glissement, des brèches intraformationnelles et des discordances progressives (El kochri 1996).

L'analyse des failles le long du Haut Atlas indique que le champ de contraintes est caractérisé par une contrainte principale maximale σ_1 verticale, et une contrainte principale minimale σ_3 horizontale, orientée NW-SE à N-S. Cette phase semble être généralisée à l'ensemble du Haut Atlas (Dagalier, 1987 ; El kochri et al., 1992). Elle s'est traduite par un découpage du substratum hercynien en blocs séparés par des failles ENS-WSW à jeu normal et des accidents transverses à jeu décrochant.

Une deuxième phase d'extension s'est produite au Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien). Elle est importante, car elle fixe la géométrie des bassins du fossé atlasique. Elle voit la mise en place des failles normales, soit à fort pendage soit listriques et dont le rejet peut atteindre plusieurs milliers de mètres. Le Bajocien-Bathonien marque un épisode de maximum de subsidence (El kochri, 1996).

La distension active au Jurassique moyen surtout, a provoqué un basculement de blocs avec un affaissement dominant vers le NW. Ce basculement des blocs crustaux pourrait être accompagné d'une migration des argiles triasiques. D'autre part, la plupart des failles majeures sont jalonnées par des diapirs formés d'évaporites et de basaltes du Trias. Ces diapirs ont entamé leur ascension dès le premier stade de rifting au Lias. Ils se trouvent à la rencontre de deux directions principales de failles en extension ou en décrochement ou bien sur une seule direction. Ils ont réagi aux champs de contraintes successives, et ont monté vers

le haut à travers les failles. Cette étude a montré une évolution en extension avec basculement de blocs crustaux (El kochri et al., 1996).

1-2-2-3. La période de compression

La compression subméridienne se traduit par des mouvements inverses le long des failles et des plis. Cette compression fait rejouer en failles inverses les accidents E-W, en décrochements sénestres les failles NE-SW, et en décrochements dextres les failles NW-SE. La présence des stylolites à pics horizontaux sensiblement N-S à NW-SE témoignent également de cette période de compression. Les stries compressives indiquent que la compression est polyphasée, caractérisée par une contrainte principale maximale N-S à NNE-SSW, elle semble plus ancienne que celle de direction NW-SE. Ces épisodes tectoniques compressifs se marquent également dans le substratum paléozoïque. Les failles majeures, bordant les grands blocs, sont inverses. Les différences d'orientation des structures sont les résultats de l'héritage des directions des structures de la couverture à l'aplomb de grands cisaillements du substratum. Dans le Haut Atlas, il n'y a pas eu d'inversion de structures, les demi grabens sont restées des synclinaux (El kochri et al., 1996).

La compression commence peut-être au Jurassique supérieur-Crétacé (Michard, 1976 ; Mattauer et al., 1977) mais elle est surtout tertiaire (Monbaron, 1981 ; Jenny, 1983 , 1984 ; Petit et al., 1985). Cette période est responsable de la mise en relief du Haut Atlas et des structures observées actuellement.

1-2-3. La zone transfert du Haut Atlas oriental

Le canevas structural du Haut Atlas centro-oriental montre trois directions majeures, E-W, WNW-ESE et NE-SW. Ces structures majeures sont connues dans l'ensemble du Maghreb et sont les directions de déformation hercynienne (Michard, 1976 ; Piqué, 1992). Tandis que, le Haut Atlas est défini comme une zone de fractures, hercyniennes ou probablement plus ancienne (Panafricaine). Elle joue en cisaillement senestre dans un régime extensif au Trias supérieur avec σ_1 verticale et σ_3 horizontale orientée NW-SE. Au Lias inférieur, le même mécanisme continue, le système étant toujours extensif avec la contrainte principale maximale σ_1 verticale et la contrainte principale minimale σ_3 horizontale orientée WNW-ESE (fig. 1-4).

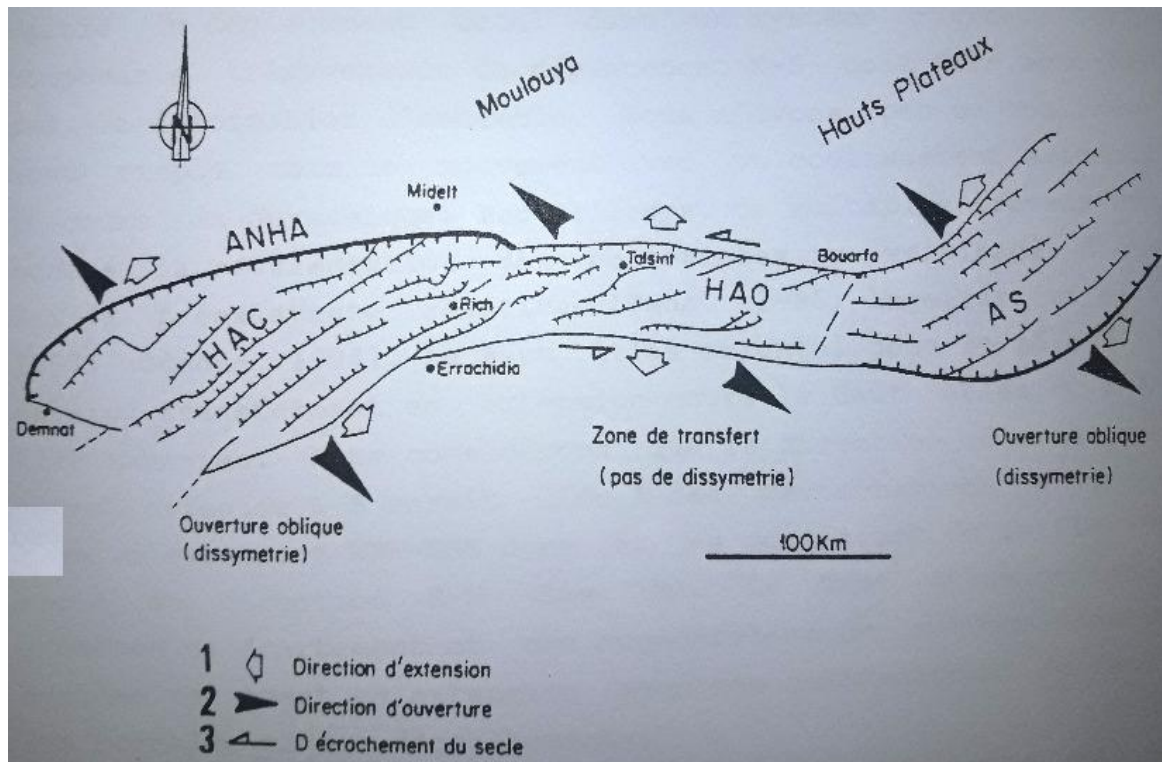


Figure 1-4: Modèle interprétatif de la cinématique de la zone transformante en extension (El kochri et al., 1996).

Les failles formant un angle fort avec la direction d'extension, jouaient en failles normales, assurant un basculement des blocs qui a induit un mouvement horizontal sur les failles transverses, qui sont interprétées comme des failles de transfert. La présence de failles en cuillère, simple ou double, couplées aux failles de transfert, est une conception nouvelle de style de déformation dans le Haut Atlas centro-oriental, qui se comporte comme une zone de transfert dans un complexe d'ouverture oblique (El kochri et al., 1996).

1-3. Aperçu sur la stratigraphie du Haut Atlas

Le Haut Atlas représente la partie sud de la chaîne atlasique couramment surnommée le toit de l'Afrique du nord. Il comporte l'un des plus hauts sommets d'Afrique, le Toubkal 4200 m (deuxième grande montagne après le Kilimandjaro). Il est organisé en larges cuvettes synclinales à fond plat séparées par des anticlinaux étroits. Dans la partie occidentale du Haut Atlas, des formations d'âge Précambrien et Paléozoïque affleurent, ayant été plissées au cours de l'orogénèse hercynienne (Michard, 1976; Hoepffner et al., 2005). La stratigraphie du Haut Atlas représentant une séquence d'ouverture de bassin (Choubert et Faure-Muret, 1962 ; Du

Dresnay, 1971 ; Michard, 1976 ; Dubar, 1978 ; Monbaron 1962 ; Salvan, 1984). il est composé, par les formations suivantes.

- Trias-Jurassique inférieur : Après le stade de rifting triasique, le remplissage des bassins de rift haut atlasique débute par des sédiments continentaux détritiques grossiers suivis par des couches rouges, suivi de l'épanchement de basaltes à la limite Trias-Lias (Hailwood et Mitchel, 1971 ; Bertrand et Prioton, 1975 ; Warme, 1989; Mehdi et al., 2003 ; Wilmsen et Neuweiler, 2008). L'amorce progressive de la transgression génère des sédiments carbonatés (calcaires et dolomies) qui se déposent sous un climat semi-aride à aride et constituent les premiers dépôts du complexe carbonaté inférieur dolomitiques massifs puis des calcaires lités au Lias inférieur surmontés par l'apparition progressive des faciès plus marneux qui se développent au Lias supérieur-Dogger.

- Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien) : Il est caractérisé par des terrains marneux et pélagique qui marquent un maximum taux de subsidence. Il est marqué par un épisode de régression qui se termine par une nouvelle transgression donnant naissance à des calcaires marins. Ces formations jurassiques présentent des variations d'épaisseurs importantes latérales et verticales. Une séquence rythmique de bancs calcaires et marneux qui s'étendent sur une grande épaisseur concordant avec la phase de transgression au cours de l'Aalénien (Wilmsen et Neuweiler, 2008). Pendant le Bajocien moyen, le début du retrait de la mer Téthys est responsable de la mise en place des dépôts de plate-forme avec des monticules carbonatés à coraux dans le Haut Atlas central (Warme, 1989; Neuweiler et al., 2001; Wilmsen et Neuweiler, 2008). Ces dépôts sont surmontés, au cœur des principales cuvettes synclinales, de 'couches rouges' continentales du Bathonien au Crétacé inférieur (Andreu et al., 2003; Charrière et al., 2005) (fig. 1-5).

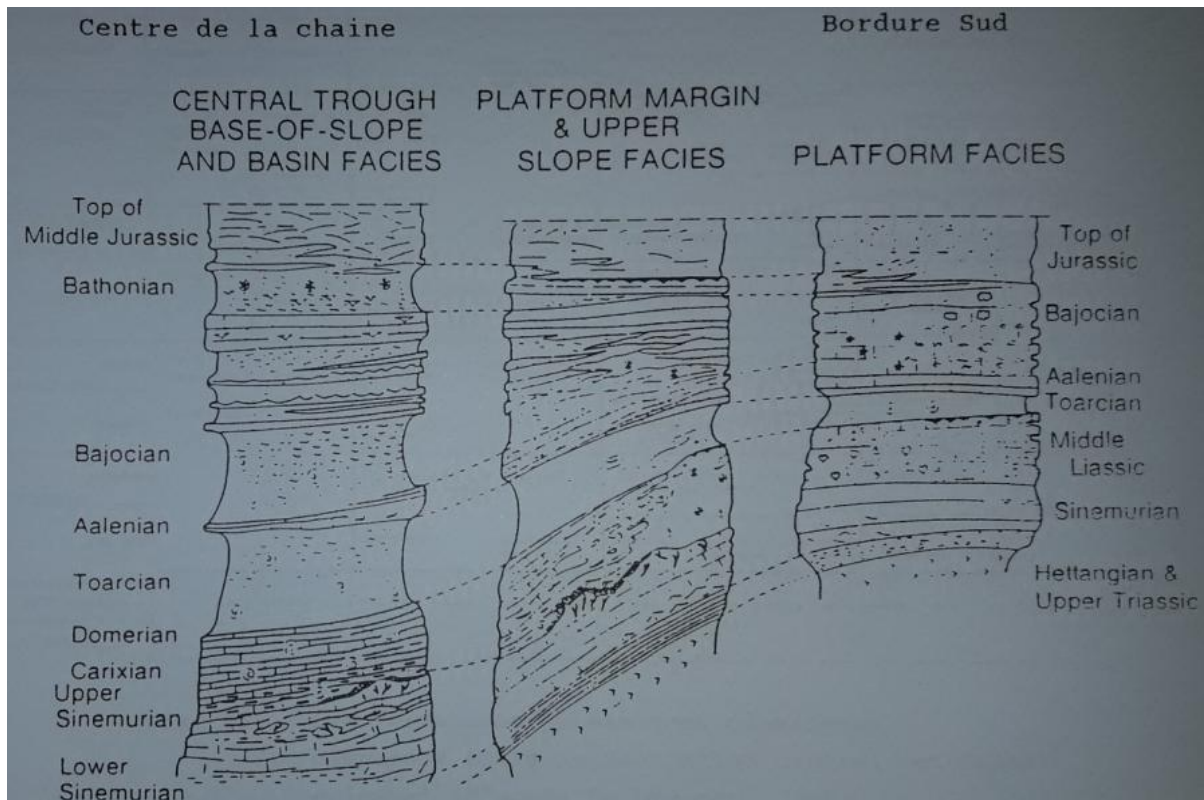


Figure 1-5: Stratigraphie montrant des variations de faciès et d'épaisseurs de la bordure sud vers le centre du Haut Atlas (Du Dresnay, 1979).

- Crétacé : dans les bordures nord et sud du Haut Atlas centro-oriental aucune formation signalée. Il est continental puis transgressif, prend son maximum au Crétacé supérieur, permet la naissance de dépôts de calcaires marins (El kochri et al., 1996).

1-4. Conclusion

Le changement d'orientation des structures reflète dans la couverture, soit des accidents anciens au niveau du substratum, soit des accidents anciens apparus dans la couverture lors de son dépôt. D'autre part, la lumière de récents travaux permet de mettre en évidence la présence des discontinuités obliques bien marquées par le grand accident de direction WNW-ESE dont la longueur est supérieure à 20 km, à l'est de Bou Dahar et à l'ouest de Talsint où les structures ne se prolongent pas vers l'est.

Il semble bien donc que les failles synsédimentaires redressées le long de l'ensemble du Haut Atlas centro-oriental appartiennent à des âges qui se répartissent entre le Trias et le Crétacé. Ces failles peuvent être rassemblées en deux familles (El kochri et al., 1996) :

- une de direction E-W à NE-SW, à jeu normal décrochant à pendage très fort (de 60 à 80) soit vers le nord soit vers le sud. Ces failles découpent les bassins du Haut Atlas centro-oriental en grands lambeaux de largeur kilométrique.

- les failles transverses, orientées WNW-ESE, avec un pendage très fort, vers le sud ou vers le nord, elles sont très discrètes et sont reliées aux premières failles E-W et NE-SW, et délimitent avec elles des blocs kilométriques.

Ces deux familles de failles englobent les différents épisodes du rifting. Elles gouvernent les sollicitations tectoniques régionales qui se sont succédées entre le Trias supérieur et le Dogger.

Généralement le Haut Atlas passe d'une sédimentation lagunaire à continentale d'âge Triasique à Crétacé qui témoignent une discordance de transgression marine accompagnée d'un stage de subsidence différentielle responsable d'une bréchification syn-sédimentaire suivie par un épisode régressif, avec quelques intrusions basaltiques au cours du stade triasique.

Notre choix se porte sur l'étude de quelques régions caractéristiques à risque sismique, situés dans le Haut Atlas oriental (Talsint) et dans le Haut Atlas occidental (Agadir).

Chapitre 2

Notions de sismologie et sismicité du Maroc

2-1. Introduction

Le mot séisme vient du Grec " seismos " qui signifie "secousse", on parle également de tremblement de terre. Il correspond à une libération brutale de l'énergie potentielle accumulée dans les couches superficielles de la terre, par le jeu du mouvement relatif des différentes parties (plaques) de l'écorce terrestre. Lorsque les contraintes dépassent un certain seuil, une fracturation ou une rupture d'équilibre se produit et donne naissance aux ondes sismiques qui se propagent et atteignent la surface du sol.

Il représente alors une série de secousses du sol, plus ou moins violentes, soudaines, imprévisibles et localisées sur une faille à l'intérieur de la lithosphère.

Les séismes mettent en évidence l'activité interne de la Terre. Ils sont provoqués par les mouvements des plaques terrestres qui finissent par rompre la croûte terrestre.

La sismologie c'est la discipline des sciences de la terre qui se consacre à l'étude des séismes.

2-2. La répartition mondiale des séismes

Du point de vue structural, la carte de la répartition des séismes à la surface de la terre montre que les séismes ne sont pas répartis uniformément à la surface du globe terrestre (fig. 2-6).

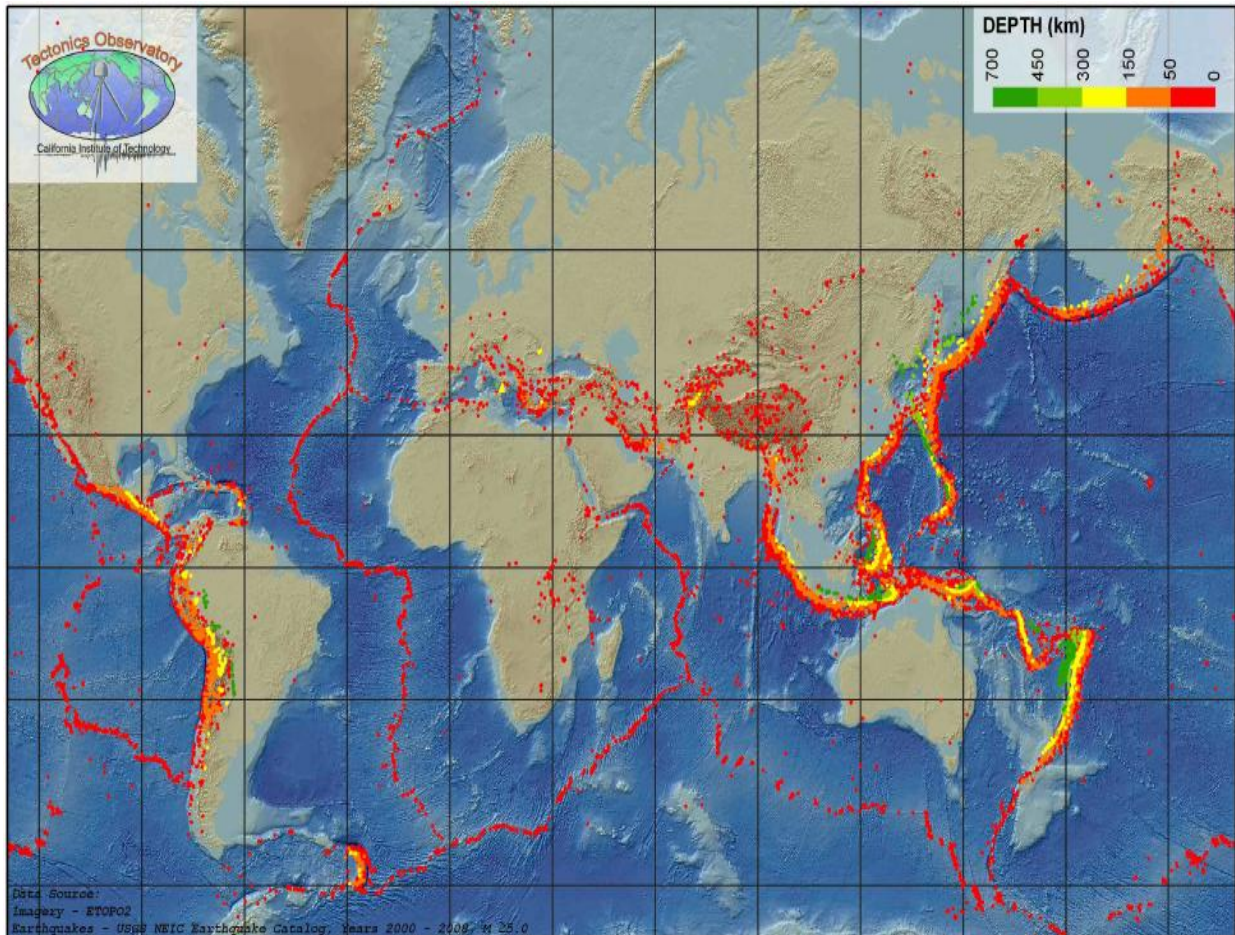


Figure 2-6: Activité sismique sur la terre de 2000 à 2009

Cette carte présente les lieux d'activité sismique importante relevés par l'USGS-NEIC (National Earthquake Information Center). En particulier, au niveau des dorsales océaniques et au niveau de la ceinture du Pacifique, les séismes sont plus nombreux. On retrouve les séismes les plus profonds autour du Pacifique au niveau de la subduction andine, du Japon et de l'arc indonésien (Bezacier, 2011).

2-3. Origine des séismes

Une secousse sismique c'est le résultat d'une rupture spontanée des roches du sous-sol, on parle alors d'un "séisme tectonique".

En effet dans certaines régions, des forces dites contraintes tectoniques s'accumulent dans les roches ; celles-ci, qui possèdent une certaine élasticité, se déforment lentement. De l'énergie élastique (c'est de l'énergie potentielle, comme dans un ressort) est ainsi emmagasinée dans les roches. Au bout d'un certain temps ces roches atteindront leur seuil de

rupture à la suite de l'accumulation des contraintes et vont se casser en donnant naissance à une faille (cela dépend des régions et de leur activité tectonique). Il faut au minimum plusieurs dizaines d'années pour que le processus d'accumulation de contraintes aboutisse à une rupture des roches.

La rupture des roches commence en un point de latitude et de longitude déterminée qu'on appelle le foyer ou l'hypocentre du séisme (fig. 2-7), (Morarech et Fadli, 2015).

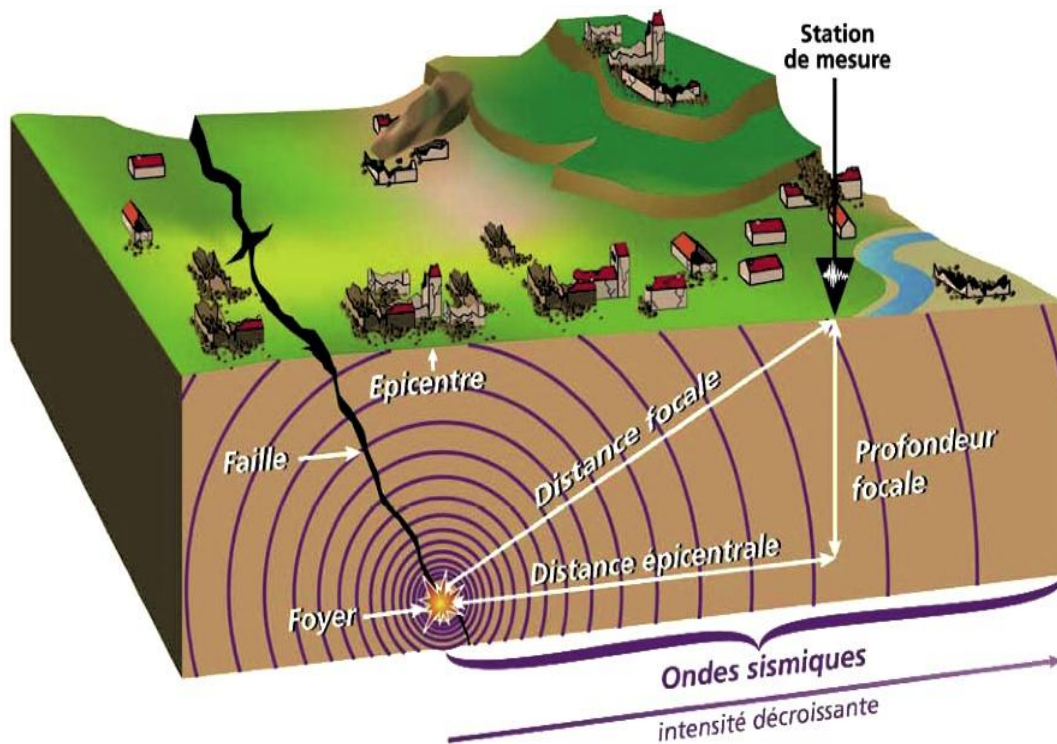


Figure 2-7: Notion d'épicentre et de foyer d'un séisme.

Le déplacement continu des plaques à la surface de la Terre engendre des contraintes. Le relâchement de ces contraintes aux frontières des plaques lors d'un séisme entraîne une dissipation de l'énergie sous forme d'ondes sismiques et sous forme de chaleur.

2-4. Les caractéristiques des ondes sismiques

L'énergie libérée par un séisme se propage sur des milliers de kilomètres dans toutes les directions sous forme d'ondes sismiques. Selon la nature et la vitesse de propagation, on distingue deux grands types d'ondes sismiques : les ondes de fond, celles qui se propagent à

l'intérieur de la terre et qui comprennent les ondes S et les ondes P, et les ondes de surface, celles qui ne se propagent qu'en surface et qui comprennent les ondes de Love et de Rayleigh. Leur vitesse de propagation et leur amplitude sont modifiées par les structures géologiques qu'elles traversent.

2-4-1. Les ondes de volume

Elles concernent les ondes P, elles sont les ondes de compression, elles se propagent partout à l'intérieur de la terre, et les ondes S sont des ondes de cisaillement qui ne se propagent que dans les solides. Ce sont les premières arrivées sur un sismogramme : P, les premières et S, les secondes.

Les ondes P et les ondes S partent du foyer du séisme et se propagent dans toutes les directions. Elles passent donc par l'intérieur de la Terre avant d'arriver à la surface. Pour cette raison les ondes P et les ondes S sont appelées ondes de volume.

Les ondes P sont des ondes longitudinales. Elles font vibrer les particules du milieu le long de la direction de leur propagation. On les appelle aussi ondes de compression-dilatation parce que leur propagation se traduit par des compressions et dilatations successives du milieu (donc des variations de volume). Les ondes P appartiennent à la même catégorie que les ondes sonores, et comme elles, peuvent se propager aussi bien dans les solides que dans les fluides (fig. 2-8). (Morarech et Fadli, 2015).

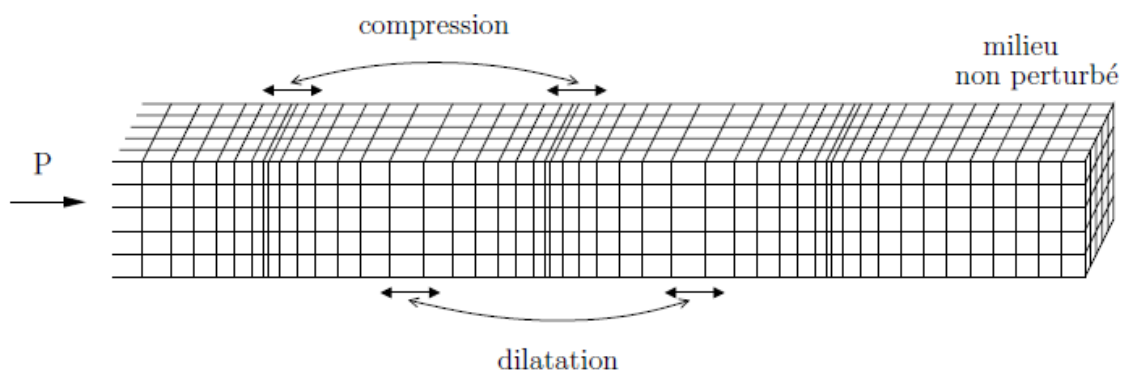


Figure 2-8: Propagation des ondes de volume P dans un milieu élastique. Le sens de propagation est indiqué par les flèches. La déformation du milieu, en compression et dilatation, se fait dans le sens de la propagation de l'onde (onde longitudinale).

Les ondes S sont des ondes transversales. A leur passage les particules du milieu vibrent perpendiculairement à la direction de propagation, donc transversalement par rapport à cette direction. Leur propagation se traduit par un cisaillement du milieu (mouvement évoquant celui des branches d'une cisaille ou d'une paire de ciseaux), d'où leur autre nom ondes de cisaillement. Les ondes S ne sont transmissibles que par les solides, elles ne se propagent ni dans les liquides, ni dans les gaz. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes (fig. 2-9).

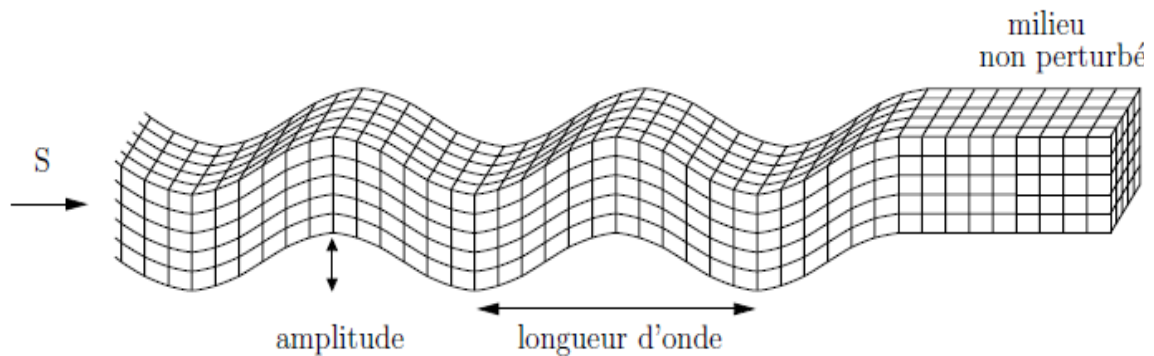


Figure 2-9: La déformation du milieu, en compression et dilatation, se fait dans le sens de la propagation de l'onde (onde longitudinale). La déformation du milieu, en cisaillement, se fait perpendiculairement au sens de propagation de l'onde (onde transversale).

Les ondes de surface (ondes de longues périodes) se propagent à des vitesses constantes ; elles sont de deux types selon l'ordre d'arrivée à la station d'enregistrement après S, les ondes de Love (**L**) et les ondes de Rayleigh (**R**).

2-4-2. Les ondes de Love et de Rayleigh

Les ondes de Love sont des ondes transversales comme les ondes S, mais les vibrations des particules du milieu ne se font ici que dans le seul plan horizontal ; elles ne peuvent se propager que dans les solides. Elles se propagent guidées par la surface de la terre. Elles naissent de l'interférence des ondes de volume, et plus lentes que les ondes de volume, on distingue alors :

- les ondes de Love ou ondes L sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal.

- les ondes de Rayleigh sont assimilables à une vague : à leur passage les particules du milieu décrivent, en tournant dans la série rétrograde par rapport au sens de propagation, des

ellipses allongées verticalement. Les ondes R se propagent comme des vagues à la surface de l'eau (mais dans le cas de ces dernières le mouvement orbitaire des particules se fait vers l'avant par rapport aux sens de propagation). Contrairement aux ondes de Love, qui n'ont pas de composante verticale mais seulement une composante horizontale, les ondes de Rayleigh, elles ont à la fois une composante horizontale et une composante verticale, celle-ci étant plus importante. Les ondes R sont transmissibles par les solides et les liquides (fig . 2-10). (Morarech et Fadli, 2015).

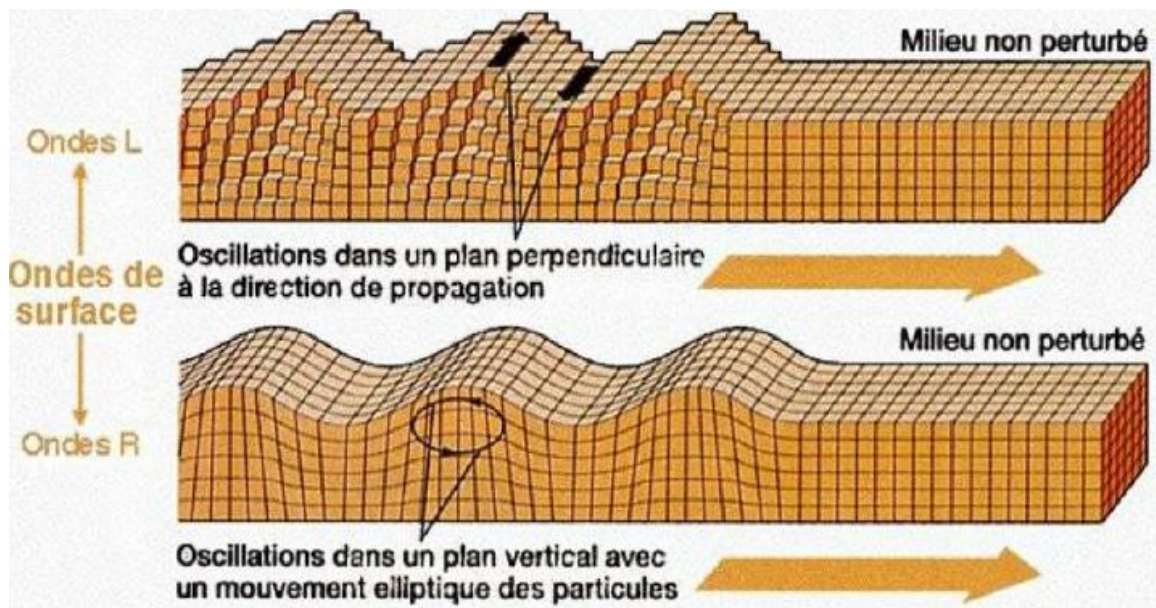


Figure 2-10 : La propagation des ondes de Love et de Rayleigh

2-5. La propagation des ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques. Elles se propagent dans toutes les directions sans déformer durablement le milieu. Elles peuvent se réfléchir à la surface de la terre ou à la limite du manteau-noyau.

Par exemple, lorsqu'une onde P ou une onde S rencontrent une discontinuité (un changement de milieu), elles peuvent donner naissance à quatre ondes : deux ondes P - une réfléchie et une réfractée - et deux ondes S - une réfléchie et une réfractée (fig. 2-11).

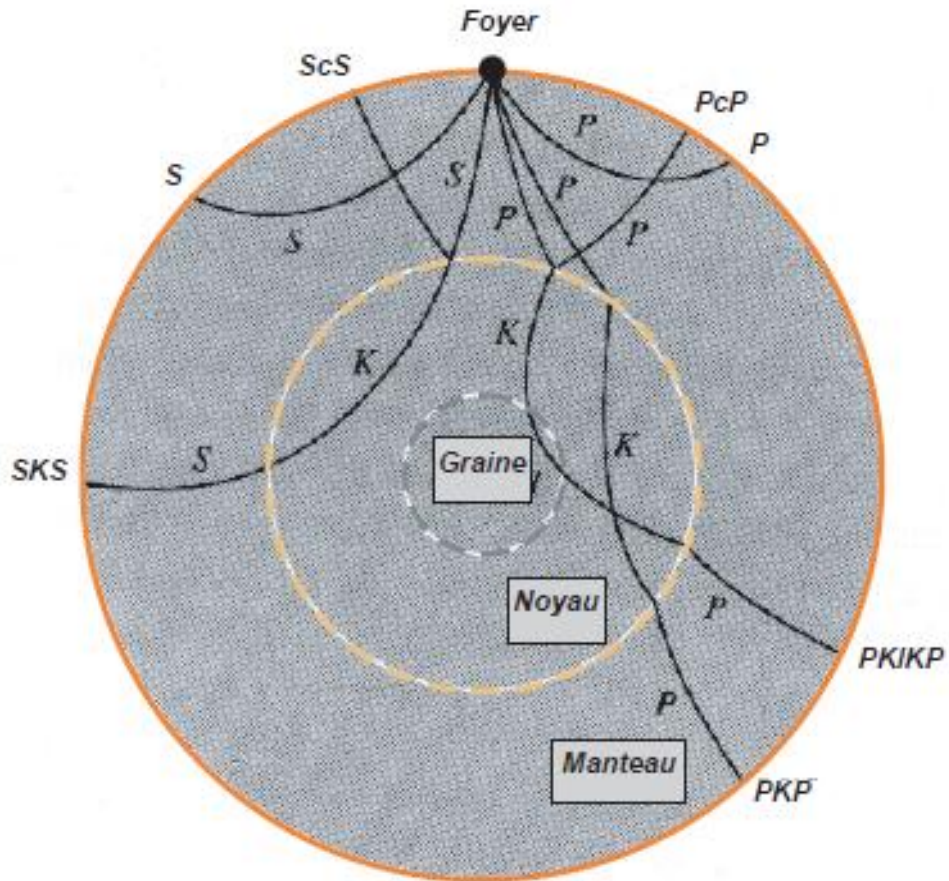


Figure 2-11: La propagation des ondes sismiques P et S sous la surface de la terre

Sous la surface de la Terre, le milieu de propagation des ondes n'est pas homogène : sa densité augmente. Ceci explique le déplacement des ondes car à chaque changement de milieu, il y a une petite modification de la trajectoire des ondes selon les lois de Descartes (fig. 2-12). (Morarech et Fadli, 2015).

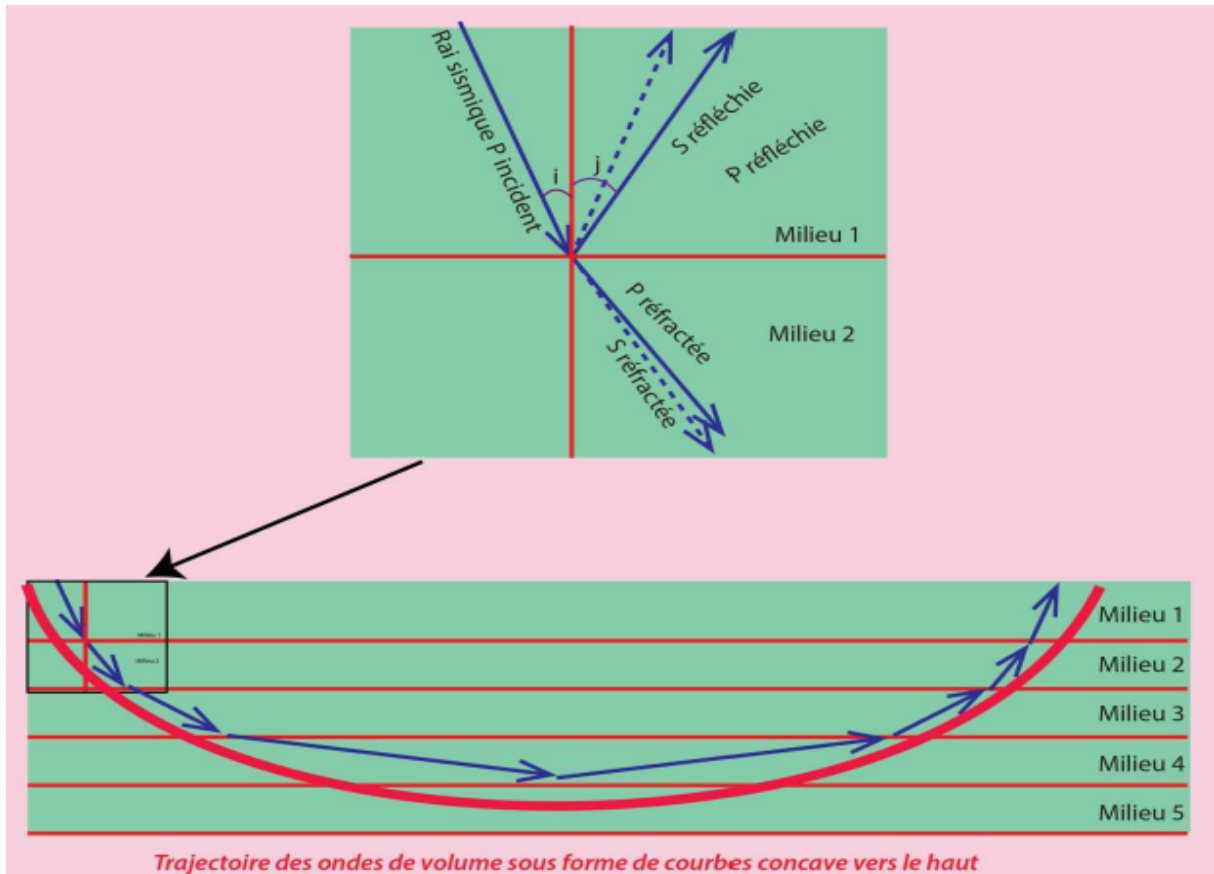


Figure 2-12: Propagation des ondes sismiques dans des milieux à densité croissante vers la profondeur (Morarech et Fadli, 2015)

La figure 2-13 représente un modèle de vitesse de référence couramment utilisé en géophysique, (Kennett et al., 1995) qui ne dépend que de la profondeur. Elle montre que chaque interface majeure du globe induit un changement brutal de la vitesse de propagation des ondes. On constate notamment qu'à l'interface manteau-noyau la vitesse des ondes P chute quasiment d'un facteur deux, et que celles des ondes S est nulle. En effet les ondes S ne se propagent pas dans le noyau externe puisque celui-ci est liquide. Les ondes S peuvent néanmoins se retrouver dans le noyau interne lorsqu'elles sont le résultat d'une conversion de phase P en S à l'interface noyau externe / noyau interne.

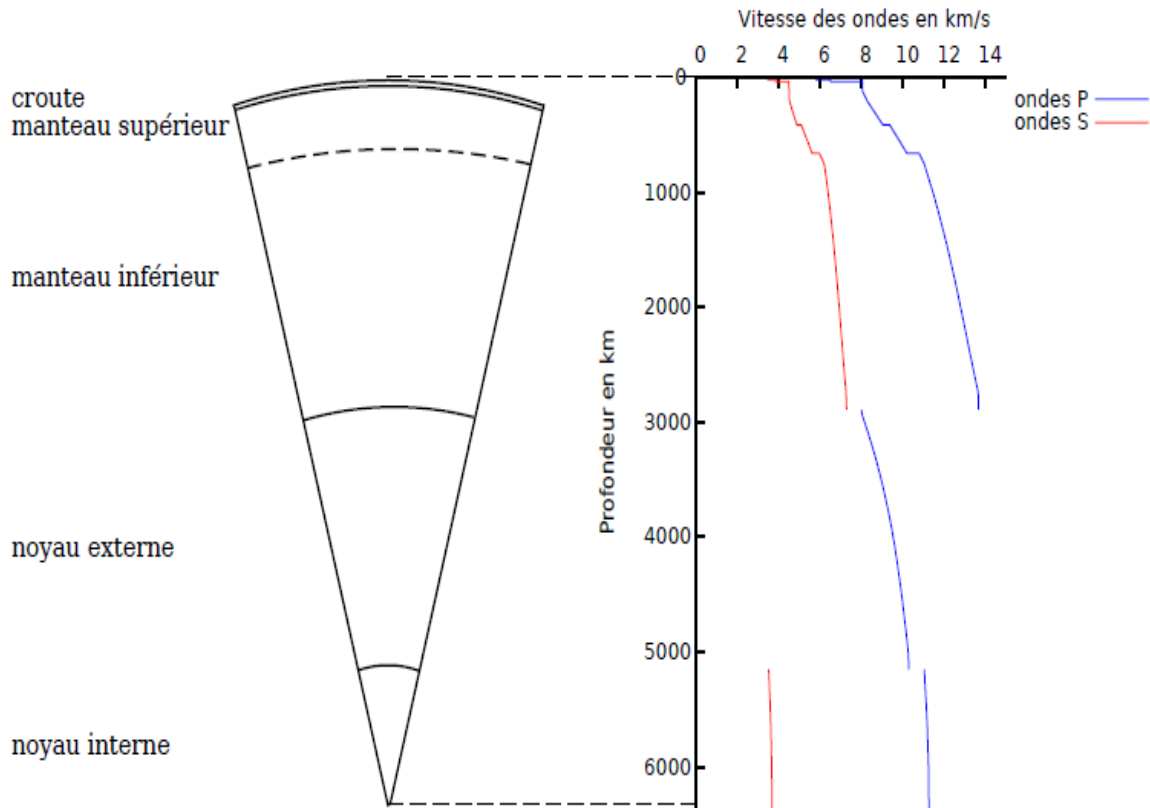


Figure 2-13: Représentation des interfaces majeures du globe et du modèle de vitesse de référence pour les ondes P et S en fonction de la profondeur.

2-6. Enregistrement des ondes sismiques

L'enregistrement des ondes sismiques, partout à la surface de la terre, nous donne très rapidement des informations précises sur les caractéristiques des séismes et nous renseigne sur les milieux qu'elles ont traversés. On peut ainsi bâtir des modèles de plus en plus précis de la structure interne de la terre.

2-6-1. Mesure d'un séisme

Pour mesurer l'ampleur d'un séisme, on utilise deux approches très différentes : l'une prend en compte les effets (intensité), l'autre, la cause (puissance ou magnitude). Il ne faut donc pas confondre intensité et puissance d'un séisme.

2-6-1-1. Intensité d'un séisme

L'intensité d'un séisme est estimée à partir des effets visibles (dégâts) produits à la surface : mouvements d'objets suspendus, dommages plus ou moins importants des

constructions, modifications du paysage géologique (fentes, crevasse, éboulement...), etc.... Il existe plusieurs échelles de mesure d'intensité qui sont toutes qualitatives.

L'échelle de Mercalli a été développée en 1902 par le sismologue Italien Giuseppe Mercalli (1850-1914) pour mesurer l'intensité des séismes, elle a été modifiée en 1931. Elle indique l'intensité d'un séisme sur une échelle qui comprend 12 degrés de **I** à **XII**. Fondée sur le recensement des conséquences d'un séisme en un lieu donné, elle permet alors d'estimer l'intensité des dégâts causés. Cette intensité est déterminée par deux critères : l'ampleur des dégâts causés par un séisme et la perception qu'a la population du séisme. Il s'agit d'une évaluation qui fait appel à une bonne dose de subjectivité. De plus, la perception de la population et l'ampleur des dégâts vont varier en fonction de la distance à l'épicentre. On a donc avec cette échelle, une échelle variable géographiquement. Mais, à l'époque, on ne possédait pas les moyens d'établir une échelle objective : l'échelle de Richter. Trois chercheurs, Medvedev, Sponheuer et Karnik, révisent l'échelle de Mercalli en 1964. Elle porte désormais leur nom : c'est l'échelle MSK. Les échelles présentées par les deux tableaux 2-1 et 2-2 sont respectivement l'échelle de Mercalli originale puis l'échelle de Mercalli modifiée.

Tableau 2-1: Echelle de Guiseppe Mercalli, 1902.

Intensité	Observation
I	Aucun mouvement perceptible.
II	Les vibrations ne sont perceptibles que pour les personnes au repos et dans les étages supérieurs.
III	Légers mouvements ressentis à l'intérieur mais pas à l'extérieur. Les objets suspendus bougent.
IV	Bruits dus aux objets qui s'entrechoquent (Vaisselle, portes et fenêtres...).
V	Réveil des personnes endormies, les portes claquent, la vaisselle se brise, les petits objets se déplacent, les arbres oscillent, les liquides oscillent et débordent.
VI	Les gens ont des troubles de l'équilibre, les objets muraux tombent, le plâtre des murs peut se fendre, la végétation oscille. Les vieux bâtiments se lézardent, mais aucun dommage structural.
VII	La station debout pose problème, des meubles peuvent se briser, des briques peuvent se détacher. Les dommages sont modérés pour les bâtiments récents.
VIII	Les structures hautes (cheminées ou immeubles) peuvent se tord et se briser. La structure des bâtiments solides ne souffre pas, contrairement aux autres qui subissent de sévères. Les branches des arbres se cassent.
IX	Tous les immeubles subissent de gros dommages. Les maisons sans fondations se déplacent. Quelques conduits souterrains se brisent. La terre se fissure.
X	La plupart des bâtiments sont détruits ainsi que les ouvrages d'art. Les barrages sont endommagés. Des éboulements se produisent. L'eau est détournée de son lit. De larges fissures apparaissent sur le sol. Les rails de chemin de fer se courbent.
XI	La plupart des constructions s'effondrent. Les ponts et les conduits souterrains sont détruits.
XII	Toute construction est détruite. Le sol ondule. Des failles se produisent.

Tableau 2-2: Echelle MSK (source : IRSN).

Intensité	Conséquences estimées du séisme en surface
I	Secousse non ressentie, mais enregistrée par les instructions.
II	Secousse partiellement ressentie, notamment par des personnes au repos et aux étages.
III	Secousse faiblement ressentie, balancement des objets suspendus.
IV	Secousse largement ressentie dans les habitations, tremblement des objets.
V	Secousse forte, réveil des dormeurs, chute d'objets, parfois légères fissures des plâtres.
VI	Légers dommages, parfois fissures dans les murs, frayeur de nombreuses personnes.
VII	Dégâts, larges lézardes dans les murs de nombreuses habitations, chute de cheminées.
VIII	Dégâts massifs, les habitations les plus vulnérables sont détruites, presque toutes subissent des dégâts importants.
IX	Destruction de nombreuses constructions, chute de monuments et de colonnes.
X	Destruction générale des constructions, même les moins vulnérables.
XI	Catastrophe, toutes les constructions sont détruites.
XII	Changement de paysage, énormes crevasses dans le sol, vallées barrées, rivières déplacées...

2-6-1-2. La puissance d'un séisme

La puissance d'un séisme correspond à l'énergie libérée durant ce séisme. Elle est exprimée grâce à une échelle des magnitudes créée par un géophysicien en 1935 : l'échelle de Richter. On sait mesurer l'énergie dégagée par la chute d'une brique d'une hauteur de 1 m (magnitude -2). Cette mesure est exprimée par une fonction logarithmique de l'amplitude des ondes. Ainsi un séisme de magnitude 5 dégage 30 fois plus d'énergie qu'un séisme de magnitude 4. Le passage de 4 et 6 correspond à une énergie 900 fois plus élevée.

L'échelle de Richer est une fonction continue non limitée, le terme d'échelle n'est pas approprié car on ne l'utilise généralement que pour des valeurs discrètes, c'est pourquoi on dit qu'elle est ouverte (Thierry, 2010).

L'échelle de Richter, qui comprend 9 degrés, est la plus utilisée par les géologues.

2-6-1-3. Le sismographe

Les sismographes sont des appareils très sensibles, qui enregistrent, sous forme de sismogrammes, les vibrations du sol provoquées par les ondes sismiques. L'amplitude de ces vibrations en un point et la distance de ce point à l'épicentre permettent de calculer la magnitude du séisme, c'est-à-dire sa puissance.

Par ailleurs, pour connaître le mouvement sismique, il faut enregistrer ses deux composantes horizontales et sa composante verticale.

Il existe alors, deux grands types de sismographes (fig. 2-14) :

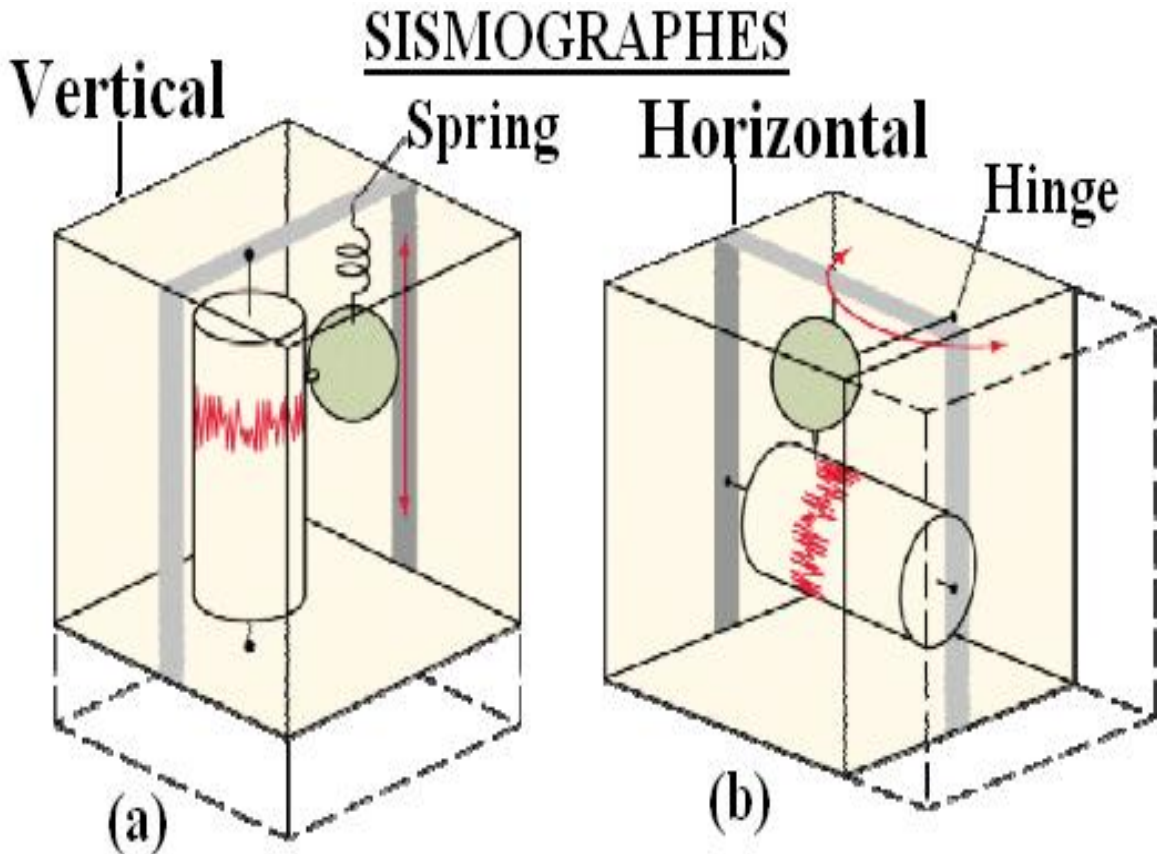


Figure 2-14: Représentation des deux types de sismographes, vertical (a) et horizontal (b), (Morarech et Fadli, 2015).

- les sismographes verticaux qui sont sensibles aux déplacements verticaux du sol.
- les sismographes horizontaux qui sont sensibles aux déplacements horizontaux du sol.

Le sismographe horizontal est construit de telle sorte qu'il ne peut enregistrer le mouvement du sol que dans une seule direction horizontale. Le sismographe vertical est conçu de telle sorte qu'il ne peut enregistrer le mouvement que dans la direction verticale. Dans les observations sismographiques, il faut, au minimum, trois sismographes : 2 horizontaux et 1 vertical.

Les 2 sismographes horizontaux sont disposés de telle sorte que l'un enregistre la composante X (nord-sud) et l'autre la composante Y (est-ouest), ainsi que le sismographe vertical enregistre la composante Z, verticale.

Les sismologues règlent l'amortissement de leur sismographe pour obtenir un régime très proche du régime critique, très légèrement sous critique (un rebond).

2-6-1-4. Le sismogramme

Un sismogramme est l'enregistrement obtenu à partir des sismographes. Il représente les vibrations du sol traversé par l'onde sismique, générée à la suite d'un tremblement de terre. Les ondes sismiques qui arrivent aux stations d'enregistrement comprennent les ondes qui ont suivi le chemin le plus direct entre le foyer et la station mais aussi des ondes qui ont subi une série de réflexions et/ou réfractions (fig. 2-15).

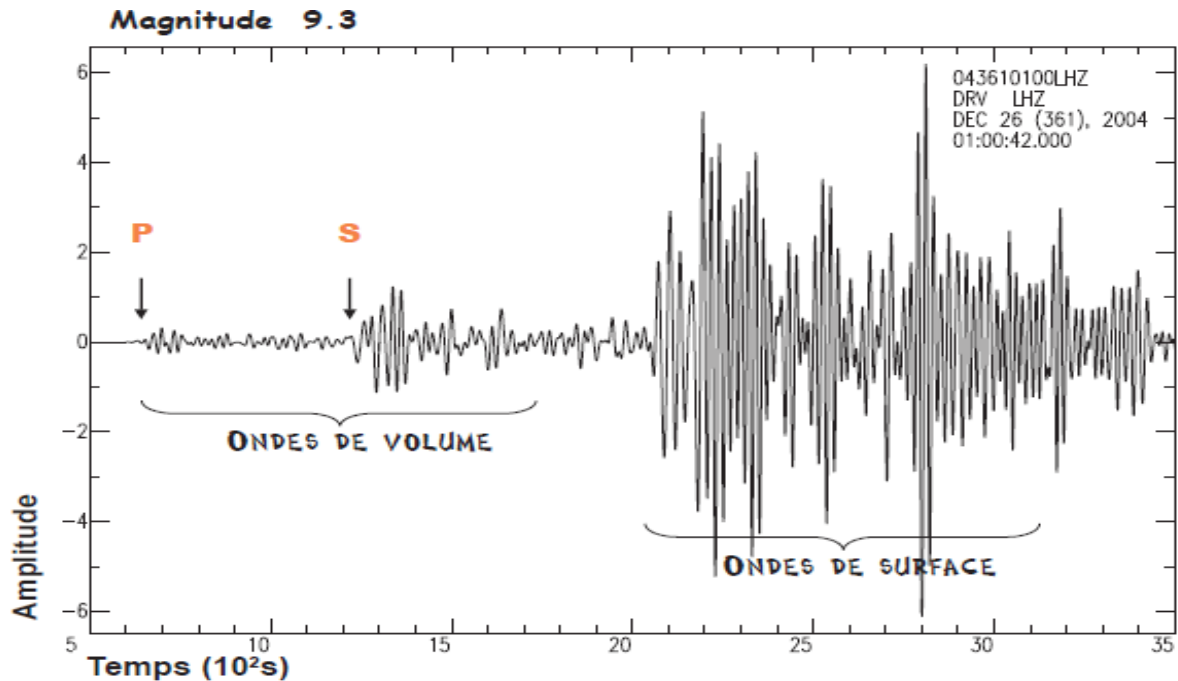


Figure 2-15: Un sismogramme représentant la magnitude d'un séisme et le temps d'arrivée de chaque onde sismique (Séisme de Sumatra, 26 décembre 2004).

2-6-2. Magnitude d'un séisme

La magnitude est une échelle sismique (mesure scientifique) de référence qui évalue l'énergie libérée par un séisme.

L'échelle de Richter a été instaurée en 1935. Elle nous fournit ce qu'on appelle la magnitude d'un séisme, calculée à partir de la quantité d'énergie dégagée au foyer. C'est une échelle logarithmique : ainsi, par exemple, cela signifie que les ondes sismiques d'un séisme de magnitude 6 ont une amplitude dix fois plus grande que celles d'un séisme de magnitude 5.

L'échelle de Mercalli quant à elle est une échelle de classification des séismes. Elle est subjective, fondée sur l'étendue des dégâts observés.

L'échelle de Medvedev-Sponheuer-Karnik (aussi appelée échelle MSK) est une échelle de mesure de l'intensité d'un tremblement de terre.

Elle a été très utilisée en Europe et en Inde à partir de 1964, souvent sous la désignation MSK64. Sa définition a été revue en 1981 sous le sigle MSK81, puis elle a fini par être intégrée en 1998 dans la définition de l'échelle macrosismique européenne.

L'échelle MSK décrit les effets d'un tremblement de terre en termes de destructions des installations humaines et de modifications de l'aspect du terrain, mais également en termes d'effets psychologiques sur la population (sentiment de peur, de panique, panique généralisée) (Morarech et Fadli, 2015).

2-7. Vitesse de propagation des ondes sismiques

La vitesse de propagation des ondes dépend de :

- 1- type de roche traversée.
- 2- la température.
- 3- la pression.

Le tableau suivant représente la vitesse de propagation des ondes sismiques selon la nature géologique des terrains (tableau 2-3).

Tableau 2-3: Tableau représentant la vitesse de propagation des ondes sismiques P et S selon le type de matériaux traversés.

Terrain	Vitesse de l'onde P (m/s)	Vitesse de l'onde S (m/s)
Air	332	
Eau	1400-1500	
Pétrole	1300-1400	
Acier	6100	3500
Béton	3600	2000
Granite	5500-5900	2800-3000
Basalte	6400	3200
Grès	1400-4300	700-2800
Calcaire	5900-6100	2800-3000
Sable non saturé	200-1000	80-400
Sable saturé	800-2200	320-880
Argile	1000-2500	400-1000
Glaciaire saturé	1500-2500	600-1000

2-8. La sismicité du Maroc

Du point de vue structural, le Maroc est situé à l'extrémité nord-occidental de l'Afrique, c'est la zone où la plaque Africaine rentre en collision avec la plaque européenne par un taux de rapprochement d'environ 0,4 cm/an au niveau du détroit de Gibraltar.

Cette situation entraîne une activité sismique relativement importante pour le Maroc, qui reflète la poursuite de la convergence entre ces deux plaques lithosphériques.

La sismicité marquée au Maroc, est relativement modérée. Deux importants séismes de magnitude supérieure ou égale à 6 à l'échelle de Richter ont été enregistrés, à savoir :

Les deux séismes d'Agadir en 1960 et d'Al Hoceima en 2004 ont provoqué la mort de nombreuses personnes et ont causé de dégâts importants.

La carte de sismicité du Maroc et des régions limitrophes pour la période du 1901 à 2014, a permis de conclure que le domaine Atlasique est caractérisé par une activité sismique localisée principalement dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas.

Notre étude porte sur la sismicité de la région d'Agadir et la région de Talsint du fait que les deux régions sont le siège d'une activité sismique importante :

- la région d'Agadir, localisée au niveau du Haut Atlas occidental, a connu un séisme destructeur en 1960, de Magnitude 6.2 à l'échelle de Richter, il a provoqué la destruction complète de la ville d'Agadir.

- la région de Talsint, localisée en Haut Atlas oriental a connu une activité sismique en 2007 dont la magnitude a atteint 5.2 à l'échelle de Richter.

La sismicité du Maroc déterminée est représentée par la figure 2-16.

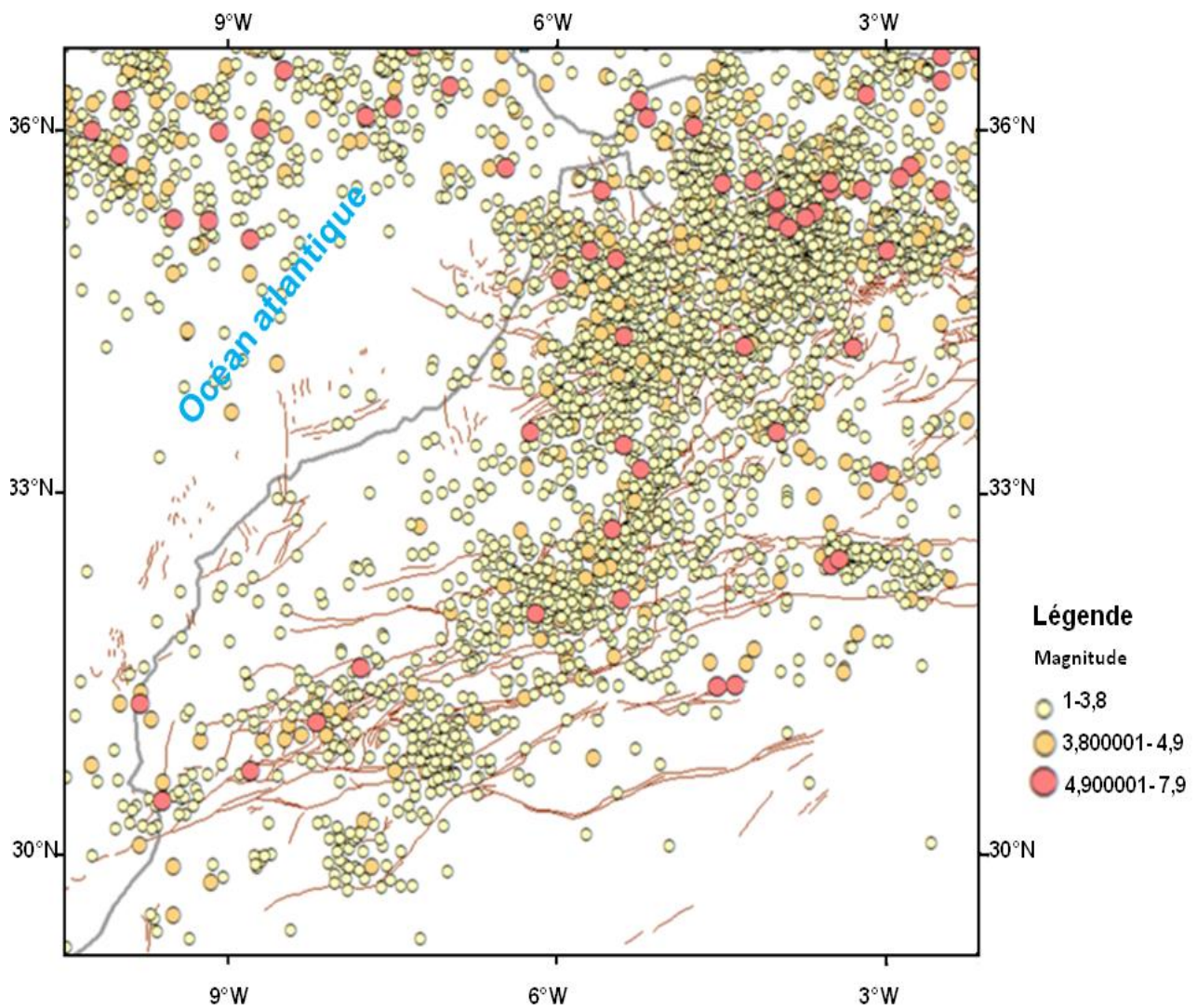


Figure 2-16: La répartition des épicentres au nord du Maroc (Catalogue CNRST, 1901-2014).

2-9. Conclusion

En conclusion, nous avons constaté que la plus grande partie du globe terrestre, est affecté par les secousses sismiques. On peut estimer à plusieurs milliers le nombre de secousses sismiques intéressant le territoire métropolitain et les zones limitrophes par chaque année. Ils sont essentiellement répartis à la surface de la terre :

- a l'aplomb des dorsales médio-océaniques.
- au niveau des chaînes de montagnes.
- au niveau des fosses océaniques.

La plupart de ces chocs, de très faible ampleur, ne sont pas ressentis par l'homme. Ils témoignent d'une activité tectonique qui se manifeste le plus souvent par les rejeux successifs des nombreux accidents cristaux anciens, sous l'influence de contraintes régionales.

Par conséquent, il est souhaitable d'implanter un réseau de stations de sismographes, à la surveillance sismique de la plus grande partie des territoires nationaux à activité sismique. Dédié pour cela, nous avons élaboré ce travail concernant la cartographie des structures géologiques pour une bonne détection et localisation des failles actives, à partir d'un traitement numérique d'images satellites et pour la cartographie des structures internes par la prospection géophysique.

Chapitre 3

Les techniques de télédétection et les techniques de traitement des images

3-1. Introduction

La télédétection comprend l'ensemble des procédés et techniques qui permettent d'acquérir à distance des informations sur les objets terrestres en utilisant les propriétés des ondes électromagnétiques émises ou réfléchies par ces objets. La collecte des données de télédétection est réalisée soit par des avions, soit par des satellites. Actuellement, la télédétection évoque surtout l'acquisition de données par les satellites. Dans ce cadre, il y a une multitude de satellites en orbite qui observent les états de la surface terrestre.

Pris au sens littéral du mot, la télédétection signifie l'action d'acquérir des informations à distance sur un objet ou un phénomène sans que le détecteur soit en contact avec l'objet étudié. En dépit de ce sens étymologique très large, le terme télédétection est actuellement utilisé pour désigner la science dont le but est l'étude de l'environnement terrestre au rayonnement électromagnétique réfléchi, ou émis par la surface de la terre ou par son atmosphère inutile.

La télédétection est fondée sur le postulat que tout corps, suivant ses propriétés physiques et chimiques, réfléchit, absorbe ou émet un rayonnement électromagnétique (REM) dans les diverses longueurs d'ondes, en fonction du temps et sa localisation dans l'espace. L'observation et l'analyse des variations du REM provenant des objets visés par le capteur en fonction de la longueur d'onde, du ou des moments d'observation, l'emplacement relatif des objets (mais aussi en fonction d'autres paramètres comme la polarisation du rayonnement ou l'angle d'observation) peuvent, en principe, nous permettre de :

- 1- Identifier la nature des objets ;
- 2- Evaluer leur état ou mesurer leurs propriétés ;
- 3- Surveiller leur comportement dans le temps et dans l'espace ;
- 4- Dédire la présence ou l'absence des objets non directement 'visibles' par les capteurs ;

Les données acquises par les capteurs de télédétection peuvent nous permettre de reconstituer une image continue de scène visée ou étudier le comportement des cibles selon un plan d'échantillonnage dans l'espace. Dans le premier cas nous parlons de capteurs imageurs tandis que dans le second cas des capteurs non imageurs. La première fonction des capteurs imageurs est de fournir l'outil approprié pour étudier des phénomènes dont l'étendue

et les variations spatiales sont des paramètres importants dont on doit tenir compte dans notre analyse.

Les images étant sous forme numérique, le traitement de celles-ci sur un système informatique approprié est possible, et consiste en une amélioration visuelle pour une meilleure interprétation et en une amélioration de la qualité de l'image. Pour arriver à ce résultat, une suppression de bruit et une correction atmosphérique, est de rigueur. Elle consiste en :

- l'extraction de paramètre d'intérêt pour l'étude à mener dans le but d'extraire des informations non directement visibles sur l'image brute, la quantification, et l'accentuation des détails ; pour exemple, les contours, la classe, et la mesure de surface des canaux synthétiques.

- l'amélioration de la qualité géométrique des images pour un référencement spatial des pixels de l'image et superposition avec des données exogènes (cartes topographiques thématiques...).

3-2. Généralité sur la Télédétection

3-2-1. Définition

Le mot de télédétection (en anglais : Remote Sensing) désigne l'ensemble des techniques qui permettent d'étudier à distance des objets ou des phénomènes, le néologisme (Remote Sensing) a fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante lorsque des capteurs nouveaux viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne. Le terme de télédétection a été introduit officiellement dans la langue française en 1973.

La définition officielle est la suivante :

« Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques des objets, par des mesures effectuées à distance sans contact matériel avec ceux-ci ». (Commission interministérielle de terminologie de la télédétection aérospatiale, 1988).

Selon cette définition très vaste, la télédétection peut se pratiquer de la surface de la terre vers l'atmosphère ou vers l'espace comme de l'espace vers la terre. Une définition plus précise et plus opérationnelle de la télédétection se décline comme suit : la télédétection est

l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la terre (y compris l'atmosphère et les océans) sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émise ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information qu'il représente pour ensuite mettre en application cette information (d'après le site web du centre canadien de télédétection, ([http //www.ccrs.nrcan.qc.ca](http://www.ccrs.nrcan.qc.ca)).

Parallèlement, les applications de la télédétection se sont multipliées dans de nombreux domaines, de l'océanologie, de la cartographie ou de la géographie. Quel que soit le domaine d'application considéré, une bonne interprétation des documents de télédétection ou une bonne utilisation des données numériques nécessite la compréhension des principes physiques sur lesquels s'est fondée la technique de télédétection employée.

3-2-2. Le spectre électromagnétique

Le rayonnement électromagnétique, d'origine naturelle ou artificielle, existe pour une gamme très étendue de fréquences ou de longueurs d'onde (de 10 m à 10⁵ m), qui constitue le spectre électromagnétique (fig. 3-17).

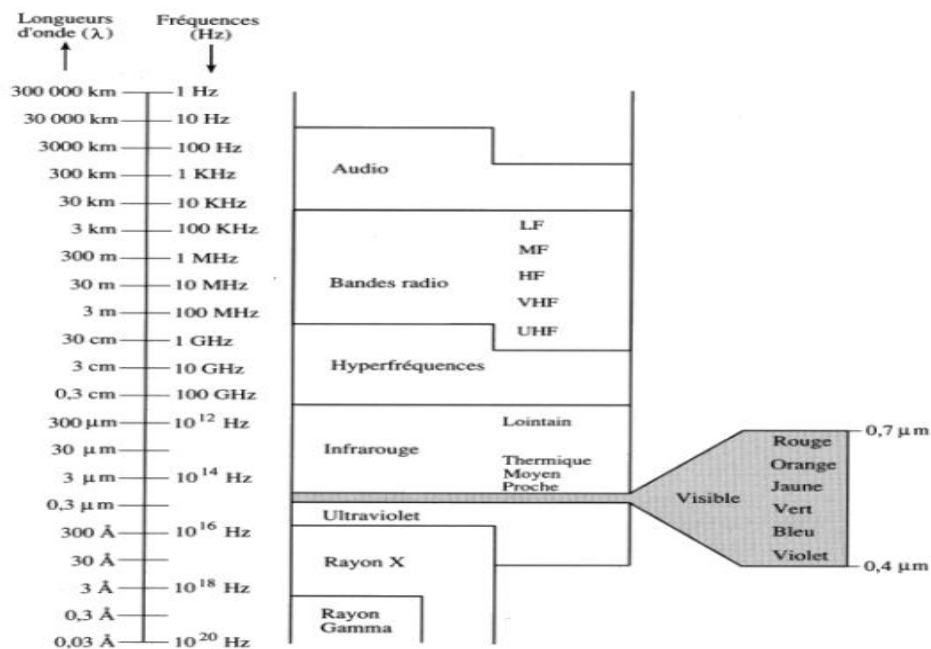


Figure 3-17: Le spectre électromagnétique (Bonn et Rochon, 1993).

Le spectre électromagnétique s'étend des courtes longueurs d'onde (rayons gamma et rayons X) aux grandes longueurs d'onde (micro-ondes et ondes radio). La télédétection utilise plusieurs régions du spectre électromagnétique (Bonn et Rochon, 1993).

Les plus petites longueurs d'onde utilisées pour la télédétection se situent dans l'ultra violet.

Certains matériaux de la surface terrestre, surtout des roches et minéraux, émettent dans le visible quand ils sont illuminés par un rayonnement ultraviolet.

Il est important de constater que le spectre visible représente une bien petite partie de l'ensemble du spectre. Une grande partie du rayonnement électromagnétique qui nous entoure est invisible à l'œil nu. Mais il peut cependant être capté par d'autres dispositifs de télédétection. Les longueurs d'onde visible s'étendent de 0,4 à 7 μm , (Bonn et Rochon, 1993).

La partie infra-rouge du spectre s'étend approximativement de 0,7 à 100 μm , ce qui est un intervalle environ 100 fois plus large que le spectre visible. L'infra-rouge se divise en deux catégories : IR réfléchi et IR émis ou thermique. Le rayonnement dans la région de l'infrarouge réfléchi est utilisé en télédétection de la même façon que le rayonnement visible. L'infra-rouge réfléchi s'étend approximativement de 0,7 à 3 μm .

L'infra-rouge thermique est très différent du spectre visible et de l'infra-rouge réfléchi. Cette énergie est essentiellement émise sous forme de chaleur par la surface de la Terre et s'étend approximativement de 3 à 100 μm .

Une partie très limitée de ce spectre, entre 0,390 μm (390 nm) et 0,7 μm (700 nm), constitue la lumière visible à laquelle est sensible l'œil humain. Une décomposition en fonctions des longueurs d'onde de la lumière visible (lumière blanche) aboutit à distinguer les lumières colorées : violet (390 à 450 nm), bleu (450 à 490 nm), vert (490 à 580 nm), jaune (580 à 600 nm), orange (600 à 620 nm) et rouge (620 à 700 nm). Les longueurs d'onde inférieures à 390 nm (ou les fréquences supérieures à celles du violet) ne sont pas perçues par l'œil humain, il s'agit du rayonnement ultra-violet. De même, les longueurs d'onde supérieures à 700 nm, également non-perçues par l'œil humain, constituent le domaine infra-rouge.

Les sources du rayonnement varient également selon le domaine du spectre :

- le rayonnement ultraviolet, visible ou infrarouge, est émis par les corps, objets ou surfaces en fonction de leurs températures comme le montrent le rayonnement solaire (U.V, visible et proche infrarouge), et le rayonnement terrestre (infrarouge thermique).
- les rayonnements de très courte longueur d'onde (rayons gamma, rayons X) sont produits par les restructurations des noyaux des atomes (radioactivité).
- les rayonnements visibles, infrarouges ou microondes peuvent être produits artificiellement par vibration ou rotation des molécules (fluorescence, lasers, four à microondes).
- les rayonnements de grande longueur d'onde sont produits par des oscillations électroniques (antennes).

3-2-3. Rayonnement électromagnétique et Télédétection

Les domaines du spectre électromagnétique utilisables en télédétection sont imposés par les sources de rayonnement, et la transparence de l'atmosphère. Les très courtes longueurs d'onde (ultraviolet, rayons X) par exemple ne sont pas utilisables, car l'atmosphère absorbe ou diffuse la quasi-totalité de ces rayonnements. En pratique, on peut distinguer trois grands types de télédétection (fig. 3-18) (Claude Kergomard, La Télédétection Aéro-Spatiale).

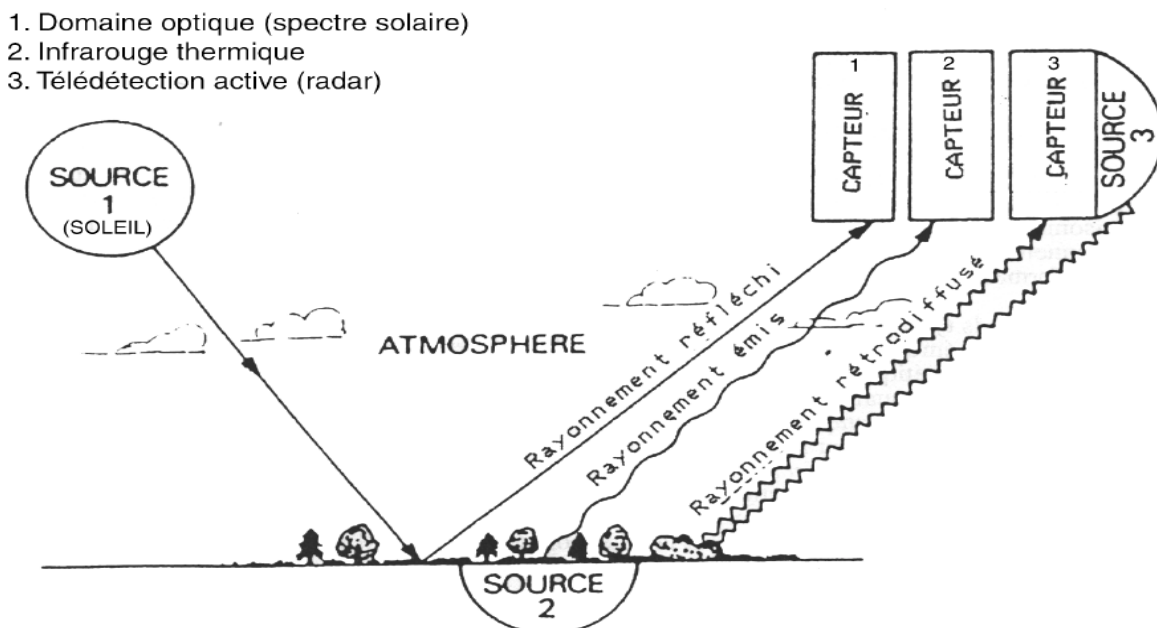


Figure 3-18: Utilisation du rayonnement électromagnétique en télédétection.

3-2-4. Les capteurs : Fonctionnement et performance

La fonction d'un capteur consiste à détecter le signal radiatif émis ou réfléchi par la surface et à l'enregistrer soit sous forme analogique (document qualitatif interprétable), soit sous forme numérique (données quantitatives susceptibles d'être calibrées pour accéder aux grandeurs physiques, luminance ou réflectance).

Trois grands types de capteurs peuvent être distingués et seront étudiés successivement :

- les appareils photographiques,
- les radiomètres imageurs,
- les capteurs actifs (radars).

3-2-4-1. Les capteurs photographiques

La photographie aérienne est la forme la plus ancienne de la télédétection ; elle reste encore sans doute la plus employée. A bord des vaisseaux spatiaux habités et des navettes spatiales, les missions de photographie sont également fréquentes ; elles complètent la fourniture de données par les radiomètres automatiques des satellites spécialisés de télédétection.

3-2-4-2. Les radiomètres imageurs

Ce sont des capteurs qui mesurent de façon quantitative le rayonnement. La constitution d'une image est obtenue par l'acquisition séquentielle d'informations radiométriques provenant d'une fraction (tache élémentaire) de la surface du paysage observé. La répétition de l'acquisition au cours du mouvement du vecteur (avion ou satellite) (balayage) permet la constitution d'une image : l'image est un ensemble de mesures radiométriques organisées en lignes et colonnes (Rochon et al., 1982).

3-2-4-3. Les capteurs actifs

Les capteurs actifs se composent d'un émetteur, qui est la source du rayonnement, et d'un détecteur qui mesure le rayonnement de retour de la surface observée. Le capteur actif le plus utilisé en télédétection est le radar imageur à visée latérale. Le grand avantage du radar est d'utiliser des longueurs très grandes, entre 0,8cm et 1m, pour lesquelles l'atmosphère, y

compris les nuages, est complètement transparente ; les radars sont des capteurs «tous temps», particulièrement intéressants dans les régions du monde où la nébulosité est très fréquente, et pour les applications qui nécessitent d'obtenir des images à des dates et heures bien déterminées.

En effet, la technologie du radar (capteurs actifs) n'est pas seulement utilisée pour la production d'image :

- Les diffusiomètres ou scatteromètres sont des radars non-imageurs, qui mesurent la rétrodiffusion du rayonnement micro-onde le long de profils. Ils sont utilisés, par exemple, pour analyser l'état de surface de la mer et la vitesse du vent sur l'océan.

- Les radars-altimeètres émettent, à la verticale du satellite, un rayonnement micro-onde. Le temps de retour permet de mesurer, avec une précision de quelques dizaines de centimètres, l'altitude de la surface. Les applications concernent surtout l'océanographie et la géodésie.

3-2-5. Les satellites en orbites

En télédétection satellitaire, les caractéristiques des orbites de satellites conditionnent la capacité d'observation de la Terre, sa répétitivité, et la nature même des données obtenues. Hors de l'atmosphère terrestre, les capteurs conçus sur la terre connaissent des conditions extrêmes : vide, alternance brutale de la chaleur et du froid intense, etc...

Le choix de l'orbite et les moyens de la maintenir sont un des problèmes importants lors de la conception d'un système de télédétection satellitaire (fig. 3-19).

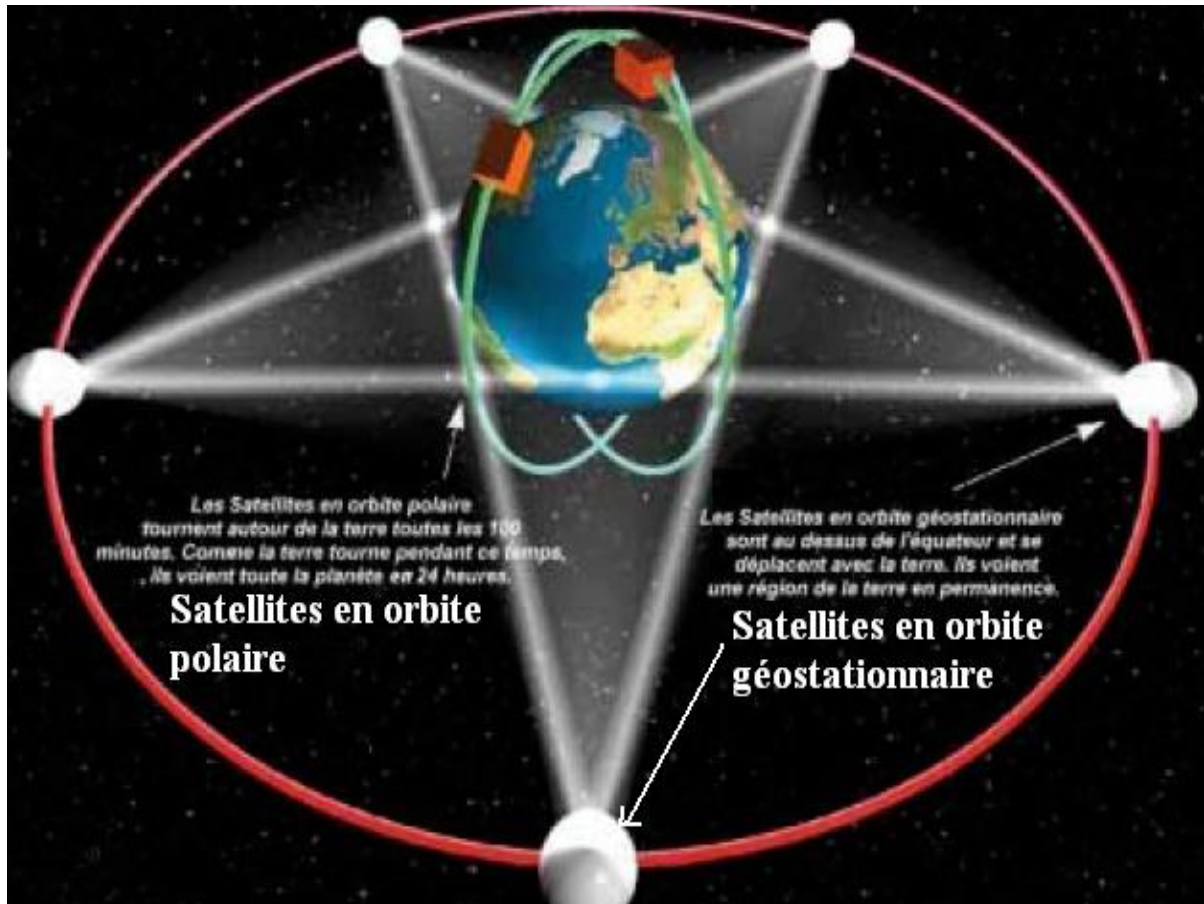


Figure 3-19: Le système global de surveillance de l'atmosphère (complémentarité des satellites géostationnaires et des satellites à défilement). Source : Agence spatiale européenne

En effet, les satellites assurent le passage systématique au dessus des divers points du globe plusieurs fois par an. Les satellites ont une trajectoire appelée orbite qui est régulière et souvent fixe, la projection de cette orbite sur la surface terrestre est appelée trace du satellite. On distingue deux catégories de satellites :

- les satellites bas défilement (Héliosynchrones) : le satellite SPOT fait partie de cette catégorie ainsi que la série LANDSAT, HCMM et SEASAT.

- les satellites Géostationnaires : ces satellites ont une position presque fixe par rapport à la terre dont ils peuvent assurer une surveillance continue. Ils sont placés sur des orbites beaucoup plus élevées que celles des satellites Héliosynchrones. Les capteurs ont une

résolution géométrique moins fine que ceux embarqués sur les satellites Géostationnaires, ils sont surtout utilisés en météorologie. Parmi les plus utilisables, on distingue le Landsat.

Les Etats Unis ont lancé en 1972 le premier des cinq satellites LANDSAT. L'orbite se déplace progressivement vers l'ouest, pour que la terre puisse être couverte en 16 jours (Claude Kergomard, La Télédétection Aéro-Spatiale).

Actuellement, le Landsat fournit des données grâce à deux capteurs installés à son bord. Le balayeur multi spectral et le capteur thématique, ainsi que le Landsat. Ce dernier permet d'obtenir, en vue d'analyser, de grandes quantités de données relatives à des éléments de la surface du sol, notamment le couvert végétal. Les données, une fois transmises à la terre, sont reconstituées en images que les géologues et d'autres spécialistes des ressources seront appelés à interpréter.

De surcroit, une scène est découpée en petites surfaces élémentaires, appelées pixels (qui représente une surface au sol de 80 x 80 m pour le capteur MSS et de 30 x 30 m pour le capteur TM). Chaque pixel dans une image correspond à une valeur du signal enregistré par les capteurs dans chaque bande spectrale.

3-2-5-1. Analyse et traitement des données images Landsat

Il est évident que toute étude de télédétection implique l'exécution d'au moins deux ensembles d'opérations étroitement liés entre elles :

- L'acquisition des données de télédétection et autres données complémentaires.
- Le traitement et analyse des données afin d'en extraire des informations utiles.

Immédiatement après leur acquisition, les données se présentent sous une forme qui en général, ne permet pas en général, l'extraction facile et immédiate des informations d'intérêt. Encore faut-il pouvoir les distinguer d'un autre ensemble de données non pertinentes que l'on appelle couramment "bruit" : c'est ce que vise la première étape de l'analyse (traitement préliminaire des données). Ces opérations d'extraction de l'information peuvent être effectuées soit par une photo interprète, soit par ordinateur, ou alors par une association des deux (Rochon et al., 1982).

Suit alors la fonction d'analyse proprement dite, où l'information recherchée sera déduite des données de base, à l'aide de techniques plus ou moins automatisées.

3-2-5-1-1. Notion d'image

L'utilisation de l'ordinateur dans la phase du traitement et d'analyse des images nécessite une représentation des données image sous format numérique. Une définition mathématique d'une image en générale est essentielle afin de bien cerner le terme image numérique.

Une image de télédétection est une représentation plane (bidimensionnelle) de la distribution du rayonnement électromagnétique REM réfléchi ou émis des objets. Les variations du rayonnement EM dans l'espace et dans une bande de longueurs d'ondes (image monochrome) sont traduites sur cette image par des variations de la teinte de gris et perçues par l'homme comme des variations de brillance. Ces variations de brillance créent la sensation visuelle du contraste, de la texture et de la forme des objets. Les variations du ton de gris sur l'image acquise à un moment t et à une longueur d'onde sont intimement liées aux variations de l'énergie rayonnée par la scène. Nous pouvons donc décrire une image par la fonction $f(x, y, t)$. La valeur de f aux coordonnées spatiales (x, y) donne l'intensité (brillance) de l'image à ce point. Puisque f dépend de l'énergie rayonnante elle n'est jamais négative. D'autre part le système de prise d'image impose une limite supérieure à la fonction f . Cette limite est appelée le niveau de saturation. Donc, $0 < f(x, y, t) < A$, où A étant le niveau de saturation. L'intervalle $(0, A)$ est appelé le rang dynamique ou échelle de gris et une valeur particulière de f à l'intérieur de cet intervalle est appelée niveau de gris (Rochon et al., 1982).

Les images perceptibles par l'ordinateur se présentent comme un arrangement de chiffre exprimé sous un code lisible par l'ordinateur (code binaire). En terme mathématique cet arrangement de chiffre s'appelle une matrice. Chaque élément de cette matrice est appelé pixel.

En termes de télédétection, chaque pixel représente la plus petite partie discernable au sol avec des coordonnées précises. La valeur assignée à ce pixel représente l'enregistrement de la réflectance moyenne de la surface terrestre aux coordonnées précitées.

3-2-5-1-2. Notions de résolution

La résolution est un terme souvent utilisé pour déterminer, soit le nombre de pixels que l'on peut afficher, ou alors la surface du sol qu'un pixel représente sur une image. Ces

larges définitions sont inadéquates quand il s'agit de décrire des données d'images satellites. On distingue alors quatre sortes de résolutions.

- La résolution spectrale

Elle se rapporte aux intervalles spécifiques des longueurs d'ondes dans le spectre électromagnétique qu'un capteur puisse enregistrer (Simonett, 1983). Plus l'intervalle est large dans le spectre électromagnétique, plus la résolution spectrale est petite et vice-versa. Par exemple, le capteur SPOT-P est considéré comme ayant un spectre de résolution spectral grossier puisqu'il enregistre la radiation électromagnétique (REM) entre 0,51 et 0,73 μm , tandis que le capteur Landsat TM3, a une résolution plus fine, car il enregistre le REM entre 0,63 et 0,69 μm (Jensen, 1986).

- La résolution spatiale

Elle représente la mesure des objets les plus petits discernés par le capteur ou alors la surface du sol représentée par chaque pixel (Simonett, 1983).

Chaque nombre ou valeur dans le fichier image est appelé pixel qui est la plus petite partie d'une image avec une seule valeur. Cette dernière représente la mesure de la brillance du pixel à une certaine longueur d'onde.

- Résolution radiométrique

Elle se réfère au rayon d'action dynamique ou le nombre possible de valeurs dans chaque bande. Et ce, par le nombre de bits par lequel l'énergie enregistrée est répartie dans le fichier image. Par exemple, des données 8-bits présentent des données ayant 256 valeurs, soit 256 niveaux de brillance allant de 0 à 255.

- La résolution temporelle

Elle se rapporte à la fréquence d'un capteur à obtenir une image d'une région particulière. Par exemple, le satellite Landsat peut prendre des images de la même région tous les 16 jours. Ces types de résolution sont illustrés par la figure 3-20.

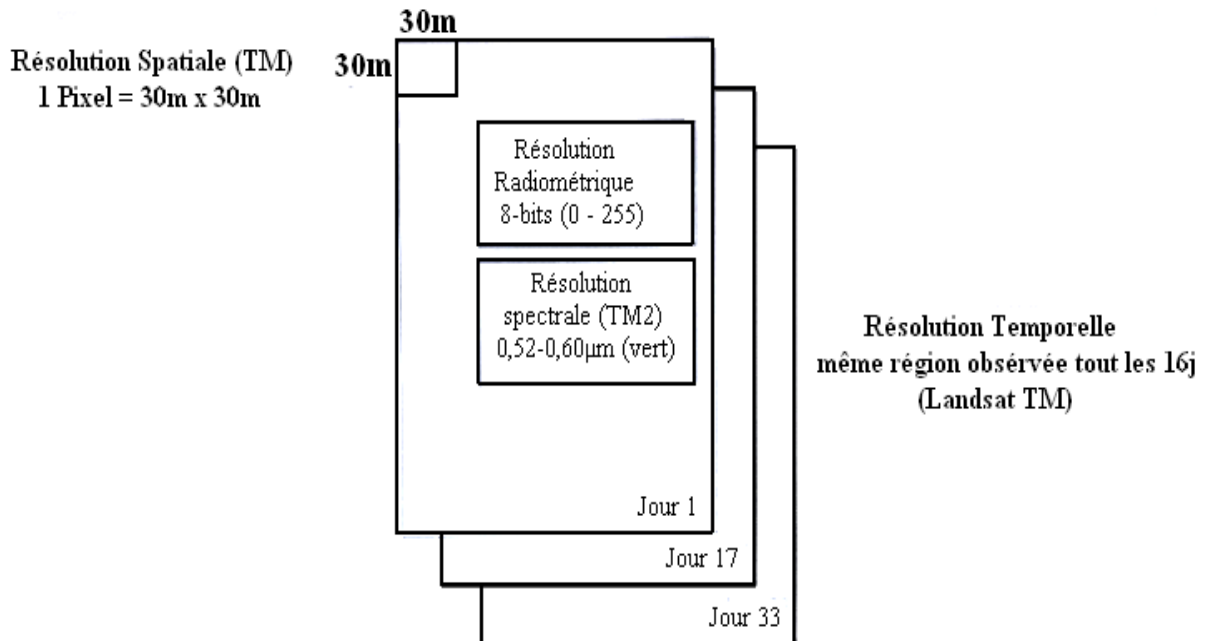


Figure 3-20: Les quatre types de résolution en télédétection (source : EOSAT).

3-2-5-1-3. Notions de bandes

Les données images comprennent quelques bandes d'information. Chaque bande est une sorte de fichier de données pour :

- une portion spécifique de spectre électromagnétique : Rouge, Vert, Bleu, Proche infra rouge.
- d'autres informations créées comme les Modèles Numériques d'Altitude (MNA).
- la combinaison ou le rehaussement de la bande originale.
- la création de nouvelles bandes à partir d'autres sources.

3-2-5-1-4. Système de coordonnées de l'image

La localisation d'un pixel dans un fichier ou sur une restitution donnée est exprimée en utilisant un système de coordonnées à deux dimensions. Les localisations sont organisées sous forme d'une grille de lignes (Y) et de colonnes (X) représentées par un couple (X, Y) : c'est le mode matriciel (fig. 3-21).

En traitement d'image, on a deux sortes de coordonnées.

- Les coordonnées relatives au fichier : l'origine étant toujours en haut et à gauche (0, 0).
- Et / ou les coordonnées relatives à la carte : elles sont en fonction des systèmes de projections.

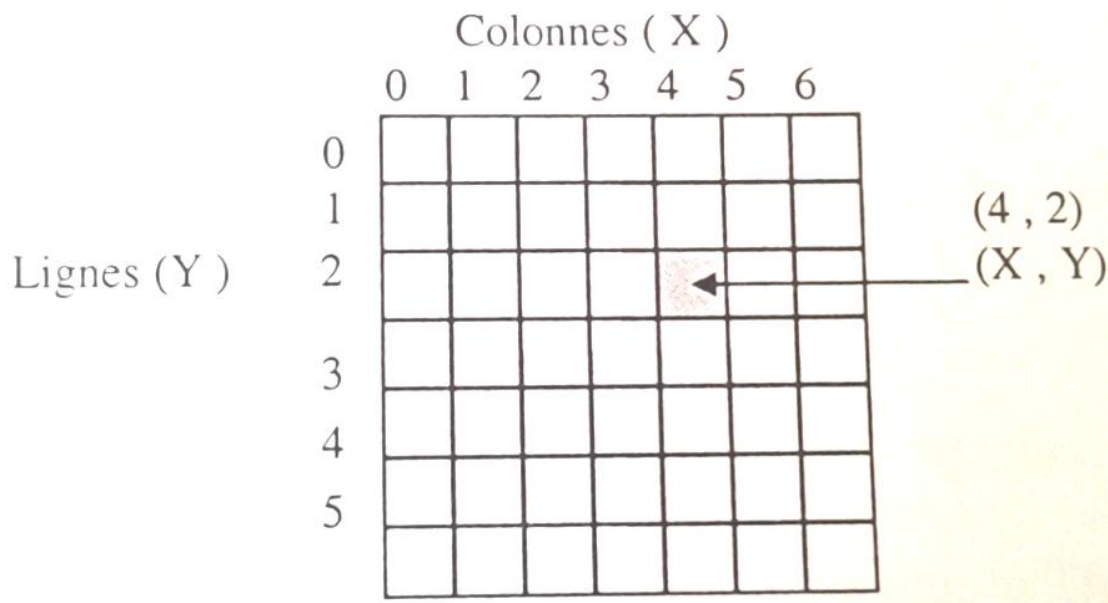


Figure 3-21: Coordonnées du pixel dans l'image.

3-2-5-2. Correction et rehaussement de l'image

Chaque génération de senseurs montre une amélioration au niveau de l'acquisition des données et de la qualité de l'image. Mais quelques anomalies persistent, propres à certains senseurs, et peuvent être corrigées par l'application de formules corrigeant des distorsions (Lillesand et Kiefer, 1987).

En plus, la distorsion naturelle qui résulte de la courbure et de la rotation de la terre produit des distorsions dans les données images qui peuvent être également corrigées.

Généralement, il y a deux types de correction de données :

- les corrections radiométriques : la radiance (ou brillance ou signal) mesurée par un capteur est influencée par plusieurs facteurs tels que l'illumination de la scène, les conditions atmosphériques, les conditions et les angles d'illumination et de vision, et les caractéristiques de la réponse du capteur. Ces facteurs ont des effets variables d'un système à un autre.

- les corrections géométriques : le but de ces corrections est de restaurer l'image à un plan superposable à celui d'une carte.

3-3. Traitements des images

3-3-1. Correction d'images spatiales

On distingue deux types de correction : la correction géométrique et le rehaussement de l'image.

3-3-1-1. Correction géométrique

La correction géométrique est un processus numérique qui transforme une image satellite brute en une nouvelle image ayant une géométrie compatible avec des applications cartographiques. La correction géométrique se développe selon plusieurs méthodes.

3-3-1-1-1. Référence relative ou registration

C'est la méthode qui permet de rendre une image conforme à une autre image quand on veut référencer les pixels d'une image d'origine par rapport à une image de référence (correction systématique). Ce type de correction ne nécessite pas de coordonnées cartographiques.

3-3-1-1-2. Rectification ou référence absolue

Elle consiste à transformer les données d'un système de grille-coordonnées image (ligne-colonne) à un autre système de coordonnées. Cette opération utilise une transformation polynomiale pour référencer les pixels d'une image d'origine par rapport à un système de référence géographique (transformation de coordonnées).

3-3-1-1-3. Ortho-rectification

C'est une forme de rectification qui corrige les distorsions dues au relief et qui nécessite un modèle numérique d'élévation (MNE) de la zone couverte par l'image.

On doit déterminer les coordonnées et l'altitude Z des points de contrôle au sol (appui) (30 GCP) et l'image ortho est obtenue par un processus de triangulation.

3-3-1-2. Rehaussement de l'image

Le rehaussement de l'image consiste en l'amélioration radiométrique de l'image par les techniques d'étalement de la dynamique (contraste stretching).

L'étalement de la dynamique transforme les volumes originaux des pixels, en un niveau de luminosité sur le moniteur en utilisant une table de visualisation (Look Up Table) pour le recadrage. Cette table sera enregistrée avec son image. Il existe trois types de LUT de recadrage de la dynamique.

- Recadrage par l'application de LUT linéaire ;
- Recadrage par l'application de LUT non linéaire ;
- Recadrage par l'application de LUT par palier ;

Les techniques d'amélioration radiométrique traitent chaque pixel individuellement. Tandis que les techniques d'amélioration spatiale modifient les valeurs de pixel en se basant sur les valeurs de pixels environnants. L'amélioration spatiale traite en grande partie la fréquence spatiale. Cette dernière est définie comme étant le nombre de changement de valeur numérique de pixel par unité de distance.

La méthode de filtrage par convolution est employée pour changer les caractéristiques fréquences de spatiales d'une image. Il existe un grand nombre de filtres directionnels pouvant faire ressortir ou accentuer les contours dans une image, comme les filtres linéaires et filtres non linéaires.

3-3-1-2-1. Filtres linéaires

On distingue :

- les filtres Passe Bas : ils atténuent les hautes fréquences de l'image (homogénéisation de l'image). Ils consistent en un lissage de l'image (longues fluctuations périodiques des grandes tendances).

- Méthode de Moore ou filtres directionnels de détection de linéaments : elle consiste en une procédure à cinq étapes visant à détecter et à rehausser les linéaments (Moore, 1983). Elle s'applique à une bande spectrale donnée. Dans notre étude, on a choisi la première

composante principale puisqu'elle contient le maximum d'information par rapport aux autres composantes et le contraste entre les objets au niveau de cette composante est fort.

3-3-1-2-2. Filtres non linéaires

On distingue :

- le filtre médian qui consiste à supprimer le bruit et les pics ;

- le filtre de PREWIT qui permet la détection des limites ;

- le filtre Sobel : il donne une image du gradient présent dans l'image ; Un contour, si on le traverse perpendiculairement, présente une variation rapide de la valeur des pixels et donc un gradient élevé en valeur absolue. On remarque qu'on peut obtenir des valeurs de gradient négatives aussi bien que positives. Une plage unie ou un contour parallèle à la direction du filtre donne un gradient nul. L'expérimentation avec des filtres Sobel de taille 5x5, 9x9, 15x15 et 31x31 et contenant des coefficients variés a permis de conclure que le filtre 5x5 est le plus valable. Les filtres de grande taille créent des artefacts.

3-3-2. La classification

3-3-2-1. Définition

La classification d'une image consiste à synthétiser une information dans le but d'obtenir une cartographie aussi que possible des types d'occupation du sol. Elle se présente par une image classée dont chaque pixel est affecté à sa classe d'appartenance.

En télédétection, une classe est un ensemble de pixels possédant des caractéristiques semblables. On en distingue alors :

- les classes thermiques (catégories propres au thème traité, neige, glace forêt de feuillus, eau, sol, nu, bâti...).
- les classes spectrales (classe regroupant des pixels dont les comptes numériques (niveau de gris) sont semblables).

Ces dernières sont définies à l'aide de paramètres statistiques (moyenne, écart-types...). L'établissement des classes spectrales revient à découper l'espace spectral en régions (segmentation) que l'on associe à une classe en minimisant autant que possible la confusion

entre les différentes signatures spectrales qui peuvent compliquer le découpage de cet espace spectral.

On distingue deux types de classification :

- la classification non dirigée (non supervisée), elle consiste à partitionner l'image en fonction de sa propre structure, méconnaissant à priori toute information ; ainsi, les classes sont créées automatiquement par le logiciel. L'usage intervient toute fois en choisissant seulement le nombre de classe, ces dernières sont nommées postérieurement.

- la classification dirigée (assistée ou supervisée) : dans ce cas, les connaissances à priori sont utilisées pour définir les classes ; on cherche alors sur l'image des objets (Groupes de pixels) dont on connaît la nature semblables à des objets de référence qui sont les sites d'entraînement.

3-3-2-2. La classification non supervisée

La classification non dirigée a pour objectif de réaliser dans l'espace spectral des regroupements de pixels associés par la proximité de leurs comptes numériques, avec l'hypothèse de base que ces groupes peuvent figurer des zones homogènes dans l'image.

Pour déterminer la possibilité d'appartenance d'un pixel à une classe spectrale donnée, on utilise ici un critère de distance (numérique) entre les pixels qui vise, en général, à minimiser la distance entre les pixels d'un même groupe et à maximiser la distance intergroupes.

Habituellement, on procède à ce type de classification, lorsque l'on n'a aucune connaissance de terrain, ni même des signatures spectrales des objets composant l'image. On peut alors s'en servir pour préparer une campagne de terrain pour déterminer à l'avance les sites d'échantillonnage de la végétation par exemple.

Ainsi que la classification non supervisée se passe par les étapes suivantes illustrées par la figure 3-22 :

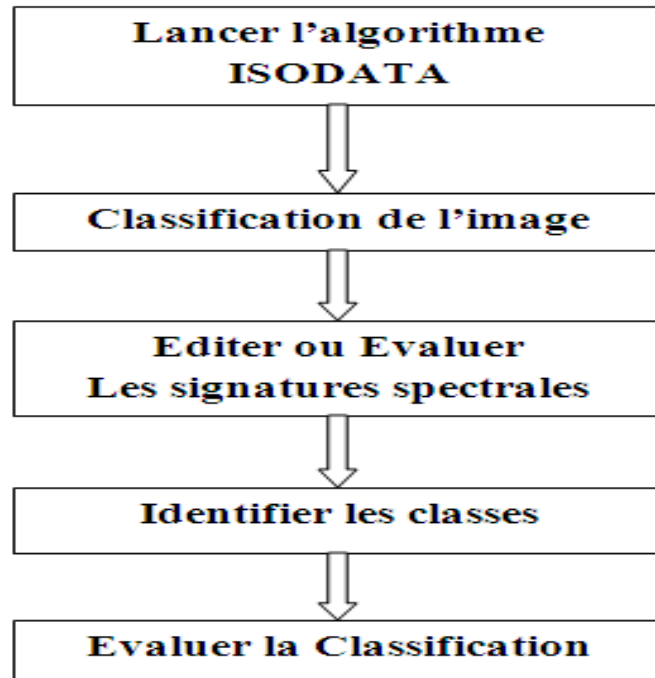


Figure 3-22: Les étapes de la classification non supervisée.

3-3-2-3. La classification supervisée

3-3-2-3-1. Définition

Le principe d'une classification assistée est de fournir au logiciel utilisé pour effectuer la classification des échantillons de pixels représentant une région de référence homogène, et dont on connaît la nature des sites d'entraînement ou d'apprentissage.

Elle se réalise selon les étapes suivantes (fig. 3-23) :

- définition des signatures spectrales ;
- évaluation des signatures spectrales ;
- lancement de la classification ;

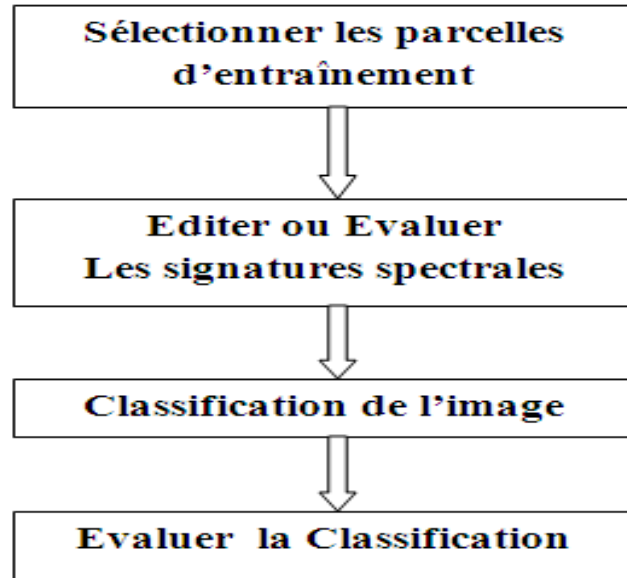


Figure 3-23: Les étapes de la classification supervisée

3-3-2-3-2. Principe du choix des sites d'entraînement

Les sites d'entraînement sont établis après l'analyse de plusieurs sites définis par l'interprétation à partir de documents auxiliaires (cartes, photographies aériennes / terrestres, *etc*), et d'échantillonnages réalisés lors des campagnes de terrains synchronisées autant que possible avec le passage de satellite (Wilkie et Finn, 1996).

La déclaration des sites d'entraînement se fait en sélectionnant, sur une composition colorée de préférence, des plages polygonales de pixels.

Les caractéristiques spectrales de classification assistée reposent sur l'hypothèse de base que les statistiques de site d'apprentissage de chaque classe dans chaque canal, suivant une distribution gaussienne (distribution suivant la loi normal), il faut donc nécessairement évaluer la qualité des sites d'entraînement par le biais d'outils statistiques avant de procéder à la classification (Wilkie et Finn, 1996).

3-3-2-3-3. Vérification de la cohérence des sites d'entraînement

En s'assurant de la distribution gaussienne de chaque classe d'entraînement, pour chaque canal montre un histogramme monomodal en forme de cloche. Si l'histogramme affiche deux ou plusieurs modes (bimodal ou plurimodal), cela signifie que le choix des sites d'entraînement n'est pas approprié : autrement dit, que la distribution gaussienne n'est pas

satisfaite. Il faut alors subdiviser la classe en sous-classes, une pour chacun des modes de la distribution, de sorte que la densité de chaque sous classe soit représentée par une fonction normale.

Pour vérifier la possibilité d'une confusion interclasses, on utilise à l'histogramme bidimensionnel (les ellipses se chevauchent entre elles, ainsi que les montrent des tests statistiques de distance Jeffries-Matusita), (Richards, 1999). L'indice de séparabilité de cette mesure est compris entre 0 et 2. De 0 à 1, la séparabilité n'est pas significative ; de 1 à 1,9, la séparabilité va de faible à moyenne et de 1,9 à 2, la séparabilité est excellente. Ainsi nous avons défini les signatures puis leur validation.

3-4. Conclusion

La télédétection est une méthode proche de la recherche scientifique moderne, à savoir qu'elle est utilisable dans plusieurs domaines scientifiques avec un taux d'investigation adéquat et précis.

Par ailleurs, il est souhaitable d'intégrer ces techniques de la télédétection, en vue de cartographier et de détecter des structures géologiques linéaires (failles et linéaments...) responsables de l'activité sismique dans les régions à risque sismique.

Généralement, la télédétection est un système d'acquisition d'information à distance sur la surface de la terre. Il s'agit d'un ensemble de connaissances et de techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact avec ceux-ci.

Dans nos études, il est nécessaire d'utiliser les techniques de traitement numérique des images satellites, à savoir : la classification non supervisée et la classification supervisée pour une meilleure détection et localisation des entités géologiques.

Ainsi la méthode des filtres directionnels reste importante dans la détection des structures géologiques linéaires : les failles, les fractures, les linéaments et les filons magmatiques.

Chapitre 4

Apport géophysique (Imagerie sismique)

4-1. Introduction

En vue structurale, la croûte terrestre est considérée comme un milieu hétérogène soumis à des perturbations générées par les événements sismiques de plusieurs types. La propagation de ces perturbations se fait dans toutes les directions suivant des vitesses dépendant de la nature du milieu, tel que la densité, l'élasticité ou la rigidité, la profondeur et l'état de la matière.

La localisation de la source de ces perturbations dans le temps et dans l'espace définit la notion du problème direct quand on parle de séisme ou d'évènement sismique. Ce problème direct consiste en la mesure des temps d'arrivée des ondes sismiques suivant le trajet (rais sismiques) parcouru entre la source qui concerne le foyer d'un séisme et le récepteur qui concerne les stations sismiques.

De surcroit, la détermination des variations des vitesses de propagation des ondes de volume dans les directions d'observation, constitue le concept fondamental sur lequel est basée la notion de tomographie sismique locale d'un milieu hétérogène et élastique.

La tomographie sismique locale permet d'imager et de modéliser la structure interne de la terre. L'utilisation de très grandes quantités de données permet d'afficher la qualité du modèle, mais requiert une puissance de calcul considérable. Nous présentons dans cette étude l'application parallèle de tomographie sismique locale que nous avons développée dans la région de Talsint et la région d'Agadir, ainsi que les techniques de la télédétection et de SIG dont l'objectif est de cartographier les structures causant les événements sismiques dans les deux régions d'études. Cette technique de prospection géophysique concerne plusieurs méthodes.

4-2. Méthodes de traçage de rais sismiques

L'un des problèmes qui doit être résolu dans la méthode de tomographie par émission locale (LET) est la détermination du trajet des ondes sismiques entre chaque paire source-récepteur et l'onde temporelle le long de ce trajet. La détermination de la vitesse de déplacement des ondes sismiques est nécessaire pour calculer le résidu de temps d'arrivée.

En fait, le problème de la détermination d'une bonne géométrie d'un rai sismique dans des modèles réalistes de la terre, est un problème de modélisation dans le milieu parcouru par

le rai sismique entre la source et le récepteur. Il existe de nombreuses techniques pour déterminer les trajets parcourus par les rayons et le temps de déplacement (Thuber, 1993).

1. méthode *ray shooting*;
2. méthode *ray bending*;
3. méthode *ray pseudo-bending* ;

Elles sont basées sur la loi de Descartes (Descartes, 1937), le principe de Fermat (Fermat, 1991) et de Huygens (Huygens, 1990). Toutes ces méthodes nécessitent d'avoir, pour un rai sismique à calculer, un modèle de vitesse de propagation des ondes sismiques et aussi les coordonnées géographiques du récepteur et de la source sismique (fig. 4-24).

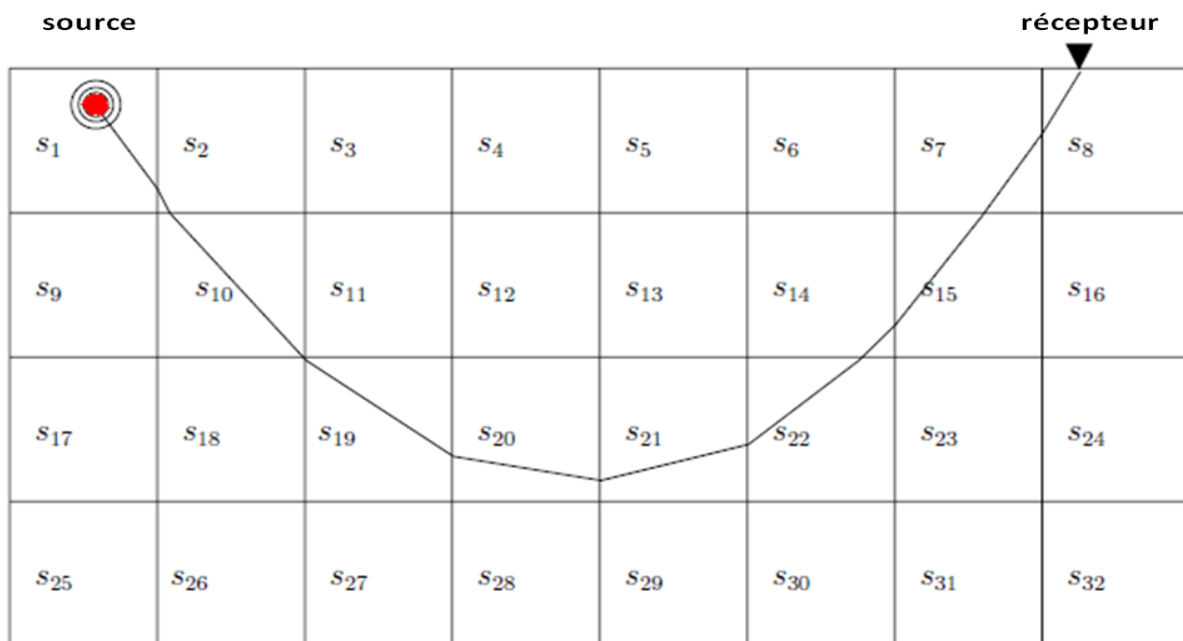


Figure 4-24: Représentation d'un rai à travers un modèle 2D composé de blocs. Elle représente un tracé du rai sismique de la source au récepteur dans un milieu représenté avec un champ de lenteur discrétisée.

4-2-1. Le ray Shooting

La méthode ray shooting est basée sur la formulation des équations de rai qui décrivent le chemin du rai sismique à partir de la source, supposant que les coordonnées de la source et la direction initiale du rai sismique sont connus. L'arrivée du rai sismique au récepteur n'est pas toujours lieu dans un milieu hétérogène. Le ray shooting consiste à varier l'angle d'incidence initial situé au foyer du séisme (fig. 4-25), le rai sismique se propage pas à

pas en utilisant la loi de Snell Descarte. Cependant, rien ne permet de dire que le point final du rai tracé coïncide avec le récepteur. C'est pourquoi il peut être nécessaire de faire varier l'angle d'incidence initial (par exemple par une approche dichotomique), jusqu'à ce que le point final du rai coïncide avec le récepteur (dans une certaine marge d'erreur acceptable). Alors, dans ce cas, la méthode peut souvent ne pas converger (Rowlinson, Hauer, Sambridge, 2007).

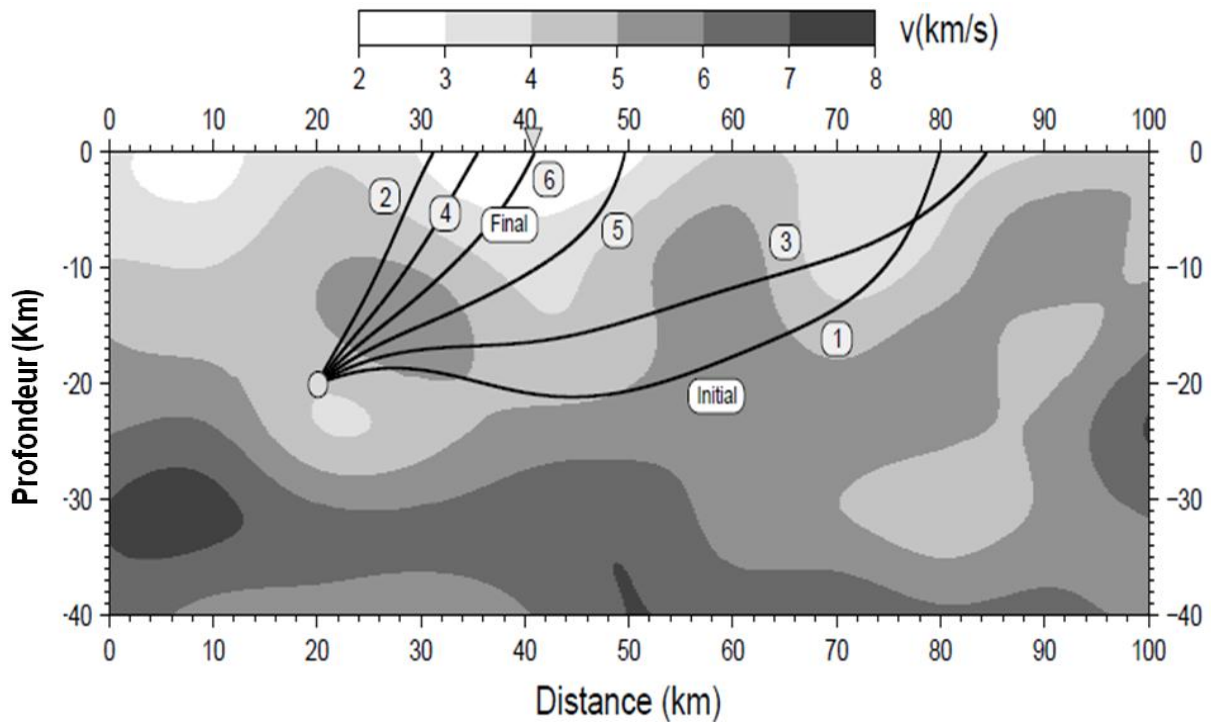


Figure 4-25: Principe de la méthode de Ray Shooting. Dans ce cas, une trajectoire initiale est mise à jour jusqu'à ce qu'elle converge au niveau du récepteur.

La figure (4-25) représente que l'angle d'incidence de rai initial (1) est ajusté de manière itérative jusqu'à ce que le rai final (4) passe suffisamment proche du récepteur.

4-2-2. Méthode Ray Bending

Le principe de calcul du trajet d'un rai par ray bending consiste, à partir d'un rai initial non optimal dont on a fixé l'origine et l'extrémité (comme par exemple une ligne droite ou un arc de cercle joignant la source et le récepteur), ou perturber par itérations successives, de façon à minimiser son temps de trajet (Prothero et al., 1988). Par ailleurs, elle ajuste itérativement la géométrie d'un chemin arbitraire initial qui rejoint source et récepteur jusqu'à

ce qu'il devienne un chemin de rayon vrai (C'est-à-dire qu'il satisfait au principe du temps stationnaire de Fermat), (fig. 4-26).

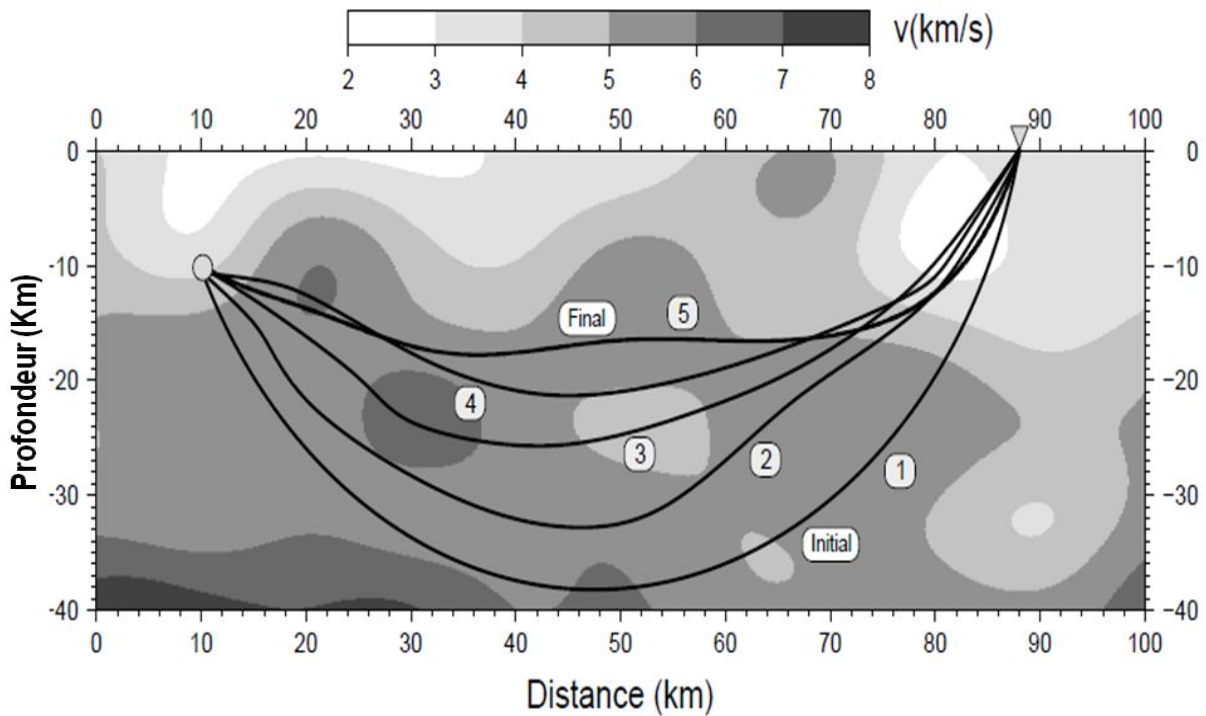


Figure 4-26: Principe de pseudo-flexion de Ray Bending. Dans ce cas, la géométrie de la trajectoire initiale (raie 1) est ajusté jusqu'à ce qu'il conforme au principe de Fermat (raie 4) (Rowlinson, Hauer, Sambridge, 2007).

4-2-3. Méthode ray pseudo-bending

Les méthodes de pseudo-flexion (ray pseudo-bending) sont similaires en principe au régime de flexion décrit ci-dessus. Il a été développé par Um et Thurber en 1987. Mais évitent une solution directe des équations des rayons. Il a pour objectif de résoudre le problème de trajet d'un rai sismique entre deux points dans les milieux continus en 3D. Leur méthode est basée sur un système de perturbation, dans lequel la taille de la phase d'intégration est progressivement réduite de moitié. Le trajet initial estimé est défini par trois points qui sont interpolés linéairement. Le point central est alors perturbé de manière itérative en utilisant une interprétation géométrique de l'équation de rai jusqu'à ce que le temps de trajet extrémum converge dans la limite spécifiée, et jusqu'au point où l'équation du rai sera approximativement satisfaite. Le nombre de segments de trajet est alors doublé et le régime de perturbation à trois points recommence le travail à partir de deux points extrémum converge vers le milieu.

Les trois points centraux peuvent alors être relocalisés, avant que quatre nouveaux points soient introduits de la même manière que précédemment (fig. 4-27). Ce procédé peut être poursuivi jusqu'à obtention d'un chemin convenablement précis.

Par conséquent, le but de cette méthode de traçage de rais est d'ajuster séquentiellement l'emplacement de chaque point afin que le chemin conforme mieux les équations de rayon. Cela peut être accompli très efficacement en localisant la direction de la voie de rayon normal puis en exploitant directement le principe de Fermat du temps stationnaire.

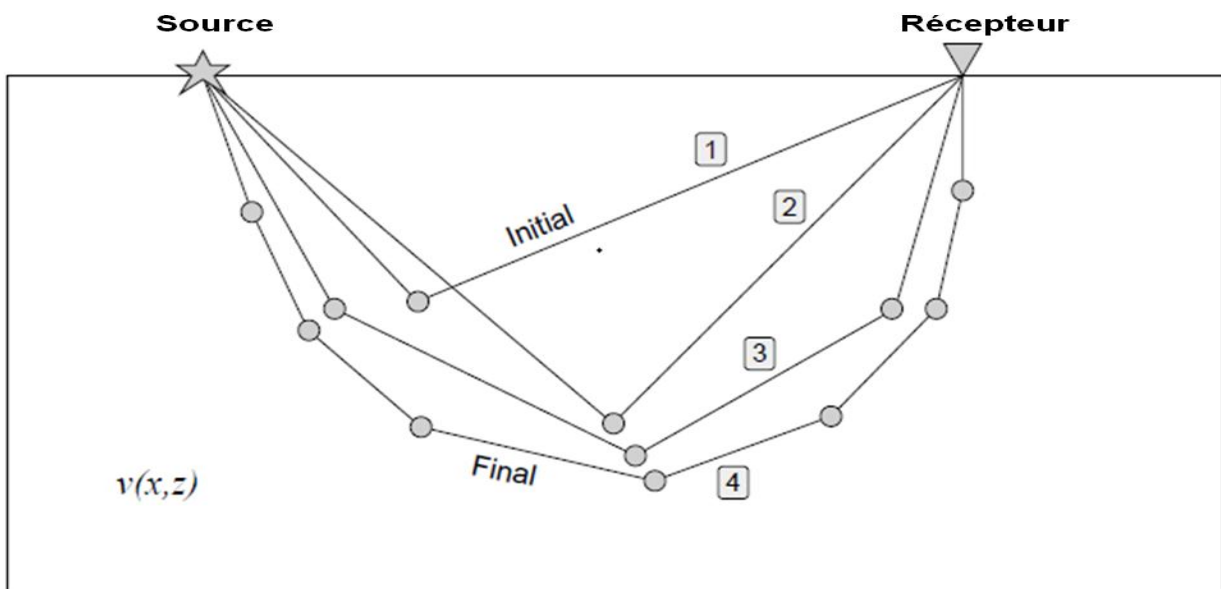


Figure 4-27: Principe de la méthode d'Um et Thurber, 1987, Pseudo-Bending (flexion). (Rowlinson, Hauer, Sambridge, 2007)

Cet exemple schématique, représente une estimation initiale du rai, elle est définie par trois points. Le point central est perturbé pour satisfaire le principe de Fermat de temps fixe. Le nombre de segments de chemin est alors doublé et le processus est répété.

4-3. Tomographie sismique des écarts des temps d'arrivée et problème inverse

Généralement, la Tomographie sismique locale est une méthode qui permet d'établir une cartographie des hétérogénéités du sous sol décrites généralement par la vitesse de propagation des ondes sismiques. La numérisation des temps d'arrivée des ondes sismiques sur les sismogrammes fournit un ensemble d'observation représentant une mesure indirecte des propriétés du sous sol (vitesse de propagation des ondes). Ces observations peuvent être

traitées par un processus d'optimisation appelé aussi problème inverse pour retrouver les propriétés du sous sol. Le problème direct (modélisation) associé à ce problème inverse consiste à calculer les temps de trajet des ondes sismiques dans un modèle du sous sol connu à priori.

Elle est utilisable à l'échelle globale comme à l'échelle locale, manipule les résidus entre les temps de la première arrivée des phases sismiques observées sur les sismogrammes et ceux calculés dans un modèle de vitesse de référence (initial). Nous considérons, ici, dans cette approche, un ensemble de n premières arrivées des ondes de volumes déterminées à partir de l'analyse des sismogrammes de plusieurs séismes, enregistrés dans des stations sismiques déployés dans la région d'étude.

Par ailleurs, la tomographie sismique est une technique pour les images tridimensionnelles de la structure terrestre à partir d'un large ensemble d'observations faites à la périphérie d'un volume de terre ciblé. Pour cette technique, on utilise les temps d'arrivée d'un ensemble dense des rayons traversant et échantillonnant le volume. Ces rayons sont utilisés pour localiser des anomalies de vitesse dans l'espace.

4-3-1. Problème inverse

Le problème inverse est un principe d'optimisation permettant de retrouver les propriétés du sous-sol. Il est un principe qui permet de reconstruire un modèle du milieu à partir de données physiques. Il consiste en une estimation préliminaire des temps d'origine et des coordonnées hypocentrales pour définir le temps d'arrivée des ondes P et S.

4-3-2. Calcul de temps de voyage des ondes P et S

Le temps de trajet T entre la source sismique (i) et la station sismique (j) est exprimé en utilisant la théorie des ray (Thurber, 1992 ; Benz, 1996):

$$T_{ij} = \int_{source}^{receiver} u ds \quad (1) \qquad t_{ij} = \tau_i + T_{ij} \quad (2)$$

Où,

ds : élément de longueur le long du rai τ_i : temps d'origine du séisme

u : lenteur ($u=1/V$ où V : vitesse locale) t_{ij} : temps d'arrivée observé

Pour les équations (1) et (2) les paramètres connus sont la localisation de la station sismique et les temps d'arrivée observés.

Les paramètres inconnus sont les coordonnées de la source (x_1, x_2, x_3), le temps d'origine, le trajet et le champ de lenteur.

Les temps d'arrivée observés (t_{ij} obs) sont mesurés à partir des stations sismiques (temps de la première onde P et/ou onde S), les temps d'arrivée calculés (t_{ij} cal) seront déterminés à partir de l'équation (1) et (2) en utilisant l'hypocentre, le temps d'origine et le modèle de vitesse initiale de la structure.

La différence entre le temps d'arrivée observée (t_{ij} obs) et le temps d'arrivée calculé (t_{ij} cal) est appelé résidu (r_{ij}) :

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} \quad (3)$$

On distingue deux cas :

- le résidu est positif on a une vitesse plus lente de propagation des ondes.
- le résidu est négatif où la vitesse de propagation des ondes est plus rapide.

Le résidu (r_{ij}) peut être apparenté à la perturbation et peut être exprimé en fonction des paramètres des hypocentres et la vitesse de la structure par une approximation linéaire.

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \int \delta u ds \quad (4)$$

La dérivée partielle de l'hypocentre est proportionnelle à la composante du vecteur du temps du paramètre lenteur au niveau de la source.

$$\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} = -\frac{1}{V} \left(\frac{dx_k}{ds} \right)_{source} \quad (5)$$

Pour la discrétisation du paramètre vitesse de la structure, l'équation (4) peut s'écrire sous la formule suivante :

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \sum_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \quad (6)$$

Où m_l représente les paramètres L du modèle de vitesse.

4-4. Conclusion

L'enjeu essentiel de la tomographie sismique est de pouvoir modéliser de façon réaliste la structure interne du globe. La tomographie utilise des méthodes ayant pour objectif de décrire la géométrie et les caractéristiques physiques des hétérogénéités, soit de température, soit de composition de l'intérieur de la terre. Les paramètres qui nous permettent de déduire ces caractéristiques physiques sont les vitesses de propagation des ondes sismiques qui sont de deux types : compression ou cisaillement.

Les données fondamentales pour aborder cette modélisation en 3D sont les sismogrammes collectés, lors de séismes, par différentes stations sismologiques couvrant la surface de la région d'étude. Ces sismogrammes sont analysés pour déterminer les temps d'arrivée de différentes ondes sismiques, ainsi que pour calculer la localisation du foyer du séisme.

Partie II : Premier cas d'étude (Région de Talsint)

Chapitre 5

Cartographie des structures en surface et apport de la tomographie sismique locale à la détection des structures internes dans la région de Talsint

5-1. Introduction

La région étudiée se trouve dans le Haut Atlas oriental. Elle fait partie de la marge septentrionale du bassin mésozoïque haut atlasique, au SW des Hauts-Plateaux orientaux. Elle représente une histoire tectono-sédimentaire du reste du sillon atlasique. Les dépôts jurassico-crétacés signalés dans la région d'Anoual à Talsint se faisaient dans une zone subsidente, bordée au nord et au NW par les Hauts-Plateaux.

Il est généralement admis que le sillon atlantique est apparu après une phase de fracturation initiale intense au Trias, superposée à un canevas Hercynien dont la direction générale est SW-NE. Cette fracturation, qui permet l'épanchement de coulées basaltiques est en relation avec la phase initiale d'ouverture de l'Atlantique central.

La ride du jbel Mechkakour est un diverticule atlasique séparant les plis marginaux à l'ouest et les Hauts Plateaux méridionaux à l'est. Elle est bordée sur son flanc NW par un accident tectonique majeur, dont le point culminant atteignant 2121 m est le jbel Mechkakour.

La ride se prolonge vers le nord par jbel Cherf et le jbel Tarhit. Sa succession stratigraphique considérée comme la clé de la stratigraphie des Haut Plateaux, a été surtout étudié par Choubert en 1938, pour du Dresnay en 1963, 1965, et de 1967 à 1971, et pour Bouchta en 1967. Le jbel Mechkakour montre un noyau du Lias inférieur et moyen qui passe latéralement du SW vers le NE d'un faciès de sillon à un faciès de Haut Plateaux.

A cause de déformations tectoniques, la région étudiée est sillonnée par de larges synclinaux.

Les terrains jurassiques-crétacés forment aux environs d'Anoual deux synclinaux largement étalés (synclinal d'Anoual et synclinal de Ksar Jilali) séparés par l'anticlinal de Foum Messaoud dont le cœur est formé par le Lias inférieur.

Dans les environs de notre région, seuls affleurent les terrains de la couverture jurassique et crétacée.

La région de Talsint localisée en Haut Atlas oriental a connu une activité sismique intense en 2007 dont la magnitude a atteint 5.

Pour définir les structures géologiques responsables de l'activité sismique dans la région, nous avons élaboré une étude qui s'articule sur l'axe d'utilisation simultanée des

techniques de télédétection, de traitement numérique, et d'analyse des images satellites Landsat7 pour la cartographie des structures géologiques de surface, et les techniques géophysiques (tomographie sismique locale) pour la détection et la cartographie des structures géologiques profondes au niveau de la croûte et de la lithosphère.

Pour la réalisation de ce travail, plusieurs techniques de traitement des images ont été utilisées : la classification supervisée pour la cartographie de la nature lithologique de surface, les techniques de détection des structures linéaires pour cartographier et détecter les structures géologiques linéaires (failles et linéaments). Les cartes géologiques, les cartes de failles et les données sismiques enregistrées sont intégrés dans un SIG dont le but est de localiser les failles actives responsables de l'activité sismique générée au niveau de la région de Talsint.

5-2. Présentation de la région d'étude

5-2-1. Cadre géographique

La région étudiée est située dans le Haut Atlas oriental. Elle est située entre les latitudes nord $32^{\circ}27'36''$ – $33^{\circ}12'36''$ et les longitudes ouest $2^{\circ}38'24''$ – $3^{\circ}40'48''$. Elle est limitée à l'est par la plaine de Tamlelt à substratum paléozoïque et se poursuit en Algérie par l'Atlas Saharien. Elle est bordée par le domaine des Hauts plateaux et au sud par l'Anti Atlas oriental constituant la partie septentrionale du Craton Saharien. A l'exception de la boutonnière paléozoïque, les montagnes du Haut Atlas oriental sont constituées essentiellement d'une couverture tabulaire ou plissée jurassique et crétacé. Dans les chainons bordiers, les terrains jurassiques affleurent largement à côté des terrains crétacés (fig. 5-28).

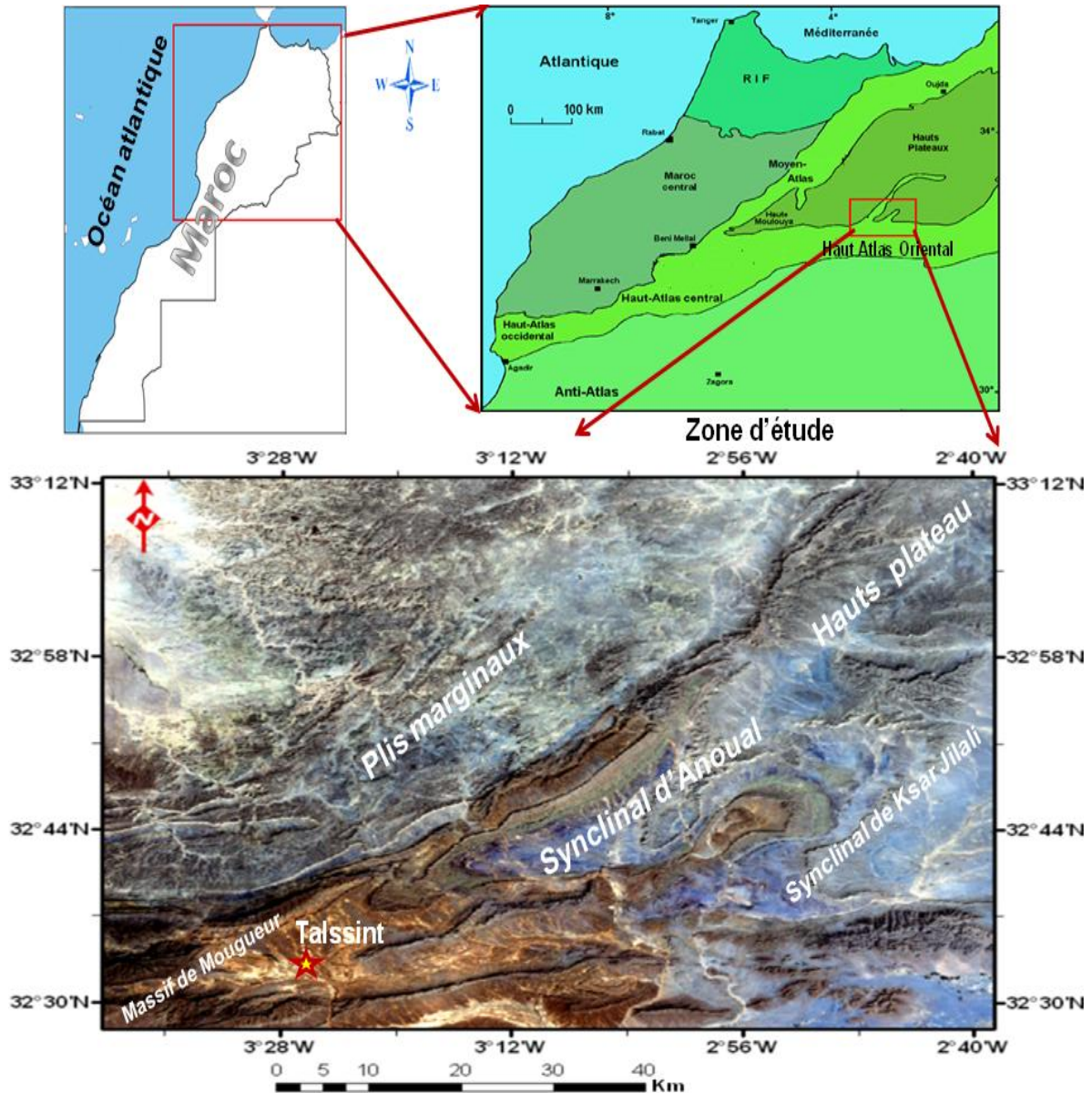


Figure 5-28: Situation géographique de la zone d'étude.

5-2-2. Contexte géologique et géodynamique

5-2-2-1. Aperçu stratigraphique

Dans les environs de notre région d'étude, seuls affleurent les terrains de la couverture jurassique et crétacée. La répartition des terrains ainsi que le découpage stratigraphique des anciens auteurs sont résumés ci-dessus.

Le Haut Atlas oriental, comme le reste du domaine des chaînes atlasiques, était le siège d'une sédimentation correspondant à une phase de remplissage du bassin suivie d'une phase de comblement durant le bathonien avec des sédiments de moins en moins profonds et

de plus en plus terrigènes (Termier, 1936 ; Médioni, 1960 ; Choubert et Faur-Muret, 1960-1962 ; Dresnay, 1971 ; Enay *et al*, 1987 ; El Kochari et Chorowiez, 1996). Elle est composée, par les formations suivantes.

5-2-2-1-1. Les formations Mésozoïques

Le Mésozoïque est constitué par la succession des formations suivantes :

Trias : il affleure localement au cœur de l'anticlinal de jbel Skindis au WSW du village d'Anoual et au jbel Bou Khechba au SW du jbel Mechkakour. Il est représenté par quelques mètres de marnes et argiles rouges à quartz bipyramide. Le Trias de cette partie du Haut Atlas oriental est formé de conglomérats, grès et argiles rouges ou basaltes doléritiques (coulées ou laves à structure doléritique). Les basaltes prédominent dans la partie centrale de la chaîne, les formations rapportées au Trias peuvent correspondre, sur les bordures du Haut Atlas oriental, à des périodes d'émersion du Lias inférieur.

Dans les Hauts-plateaux méridionaux, le Trias a été signalé au NW du jbel Mechkakour sur une puissance de 970 m. Les faciès travers sont de haut en bas : des marnes rouge-bruns et sel massif sur de 200 m, dolérites (200 m), sel massif à intercalations de dolérite (100 m), argiles brun-rouges avec des passées de sel (270 m) et conglomérats polygéniques à intercalations argilo-silteuses. Ces formations se déterminent en bas par des conglomérats polygéniques.

Jurassique : Il est constitué par une alternance des terrains d'âges suivants :

- le Lias débute dans les environs d'Anoual par des faciès carbonatés (Lias inférieur et moyen) et se termine par des marnes du Toarcien. Il affleure essentiellement au sud d'Anoual (jbel Bou kharf) et forme le cœur de certains anticlinaux (jbel Skindis, jbel Bou Khachba, Foug Messaoud...).

- le Dogger représente le Jurassique moyen, il est essentiellement représenté par des marnes et des barres calcaires, il présente la succession des terrains suivants :

Aalenien-Bajocien : ils sont constitués par des barres de calcaires bleu-noir à nombreuses empreintes de *concellophycus*. Les calcaires à *concellophycus* s'épaississent vers le nord pour donner la masse dolomitique du jbel Machkakour.

Bajocien moyen : il est caractérisé par la présence de marnes vertes ou grises atteignant 3000 m dans la région de Talsint. Elles s'appellent marnes de Talsint. Elles sont également appelées marnes à posidonies ou marnes de Boulemane (Moyen Atlas).

Bajocien supérieur : au sommet des marnes de Talsint se développe une barre calcaire appelée calcaire corniche (Termier, 1936), ou formation de R'cifà dans le Moyen Atlas, ou Barre d'Anoual (Choubert et Faur-Muret, 1960-1962). Elle est attribuée au Bajocien supérieur.

Bajocien supérieur-Bathonien inférieur : il est constitué par une série et succède par une alternance de marnes et de calcaires plus au moins marneux, connue sous le nom de formation des marno-calcaires à pholadomyes.

Les couches rouges du Bathonien inférieur : ces couches rouges, déjà annoncées par des passés rutilants au sein des marno-calcaires à pholadomyes, correspondent à une série détritique à dominante continentale. Leur âge est vivement discuté.

La formation d'Anoual (350 à 500 m) recouvre les marno-calcaires à pholadomyes, ayant livré Thambites planus de la zone à Parkinsoni du Bajocien terminal (Dresnay, 1971 ; Enay et al., 1987). Elle se subdivise en un membre inférieur essentiellement détritique continental, recoupé par une intrusion gabbroïque, et un membre supérieur carbonaté marin. Sa limite supérieure correspond à une discordance de ravinement.

Dans les environs d'Anoual, les couches rouges constituent le remplissage de deux synclinaux (synclinal d'Anoual et synclinal de Ksar Jilali), séparés par l'anticlinal de Fom Messaoud. Les autres affleurements avoisinants sont limités aux bordures NS du Haut Atlas oriental et le long de certaines rides des plis marginaux.

Les couches rouges des synclinaux d'Anoual et de Ksar Jilali présentent des intrusions de gabbro et dolérites attribués sans arguments au Jurassique supérieur. Ces intrusions recoupent au moins la base des couches rouges jurassiques.

Pulsations tectoniques : la sédimentation jurassique a des pulsations tectoniques. Ces pulsations sont matérialisées dans le Haut Atlas oriental, par des changements brusques de sédimentation au sommet du Lias inférieur passant au Lias moyen. Une rupture de sédimentation avec biseaux stratigraphiques apparaît au Toercien inférieur et apparition de rides Aalénien.

Crétacé : Il est constitué par les formations suivantes :

- Infra-Cénomaniens : au-dessus des couches rouges attribuées au Jurassique apparaît une deuxième série essentiellement détritique mal datée, souvent attribuée à l'infra Cénomaniens.

- Cénomaniens : il est représenté par des marnes versicolores. Au dessus de l'infra Cénomaniens, apparaît une formation essentiellement marneuse, tels que les marnes rouges avec des passés verdâtres. Ces marnes, qui précèdent les calcaires Cénomano-Turonien affleurent largement dans les Hauts Plateaux méridionaux. Les marnes versicolores constituent, avec les terrains sous jacents le cœur des synclinaux d'Anoual et de Ksar Jilali, comme l'a signalé Du Dresnay, 1956.

- Cénomaniens-Turonien : il est constitué par des calcaires qui forment au dessus des marnes versicolores des corniches nettes dans le paysage. Il s'agit essentiellement de calcaires et de calcaires dolomitiques avec souvent des accidents siliceux.

- Crétacé supérieur : le Crétacé supérieur forme le cœur du synclinal d'Anoual. Il affleure largement dans les plis marginaux et sur les Hauts Plateaux méridionaux. Il est représenté par des terrains qui débutent par des marnes jaunes, roses ou rouges parfois gypseuses du Coniacien, suivi de calcaires jaunes lites, olithiques ou bioclastiques à oursins (Hemiaster) et huitres du Santonien. Au sommet de ces calcaires succèdent des marnes grises et jaunes à concrétions siliceuses (Santonien-Companien).

En effet, le Crétacé supérieur se termine par du calcaire roux attribué avec doute au Companien (Médioni, 1960).

5-2-2-1-2. Les formations Cénozoïques

Le Cénozoïque est constitué par l'alternance des formations suivantes :

Tertiaire : il est représenté à l'ouest et au SW du jbel Mechkakour par un Oligocène, discordant à faciès marneux et gréseux. Aucun terrain n'a été signalé aux environs d'Anoual.

Quaternaire : Il est subdivisé en Quaternaire ancien, Quaternaire moyen et Quaternaire récent dans la région d'Anoual. Il forme des terrasses encroûtées, d'éboulis et de cônes de déjection, une Villa Franchien probable affleure localement au nord d'Anoual. Le Quaternaire présente souvent un recouvrement alfatiér.

5-2-2-2. Tectonique de la région

Le schéma structural géologique est marqué essentiellement par les failles atlasiques. Ces failles ont une orientation variable. Certaines sont orientées E-W à WNW-ESE, qui correspond à la direction du Haut Atlas oriental. D'autres failles sont de direction du Moyen Atlas. Ces failles ont une histoire géologique complexe, elles ont joué en failles normales extensives pendant la formation du fossé atlasique, pendant le Secondaire, du Trias au Crétacé, et en failles inverses compressives pendant le Tertiaire, lors de la formation de la chaîne atlasique (El Kochari et Chorowiez, 1996).

5-3. Traitement des images satellites

5-3-1. Matériel et méthodes utilisées

Les données utilisées dans cette étude, sont de plusieurs types. Nous avons utilisé une image Landsat 7 ETM+ de haute résolution spatiale (30 m) acquise, le 04 Mars 2001. Cette image est caractérisée par le faible taux de la couverture végétale du fait de la sécheresse.

Des cartes topographiques au 1/100000 pour la corrélation géométrique et des cartes géologiques disponibles au 1/100000 pour la validation des données géologiques.

Pour une interprétation facile et pour bien décerner les structures géologiques des rehaussements du contraste au niveau de l'image ont été effectués. En effet, l'extraction de l'information concernant la structure géologique est obtenue en appliquant une classification supervisée (Floyd et Sabin, 1978). La détection des structures linéaires représentant les failles et les linéaments géologiques est obtenue en appliquant les différents types des filtres directionnels.

La localisation des failles responsables de l'activité sismique au niveau de la région d'étude, a été réalisée par l'intégration des données sismiques et des failles extraites au niveau de la carte géologique.

5-3-2. Logiciels utilisés

- Le logiciel utilisé l'Erdas Imagine 9.1 (pour le traitement des images).
- La Détection des failles et la cartographie des linéaments ont été faites par l'ArcMap.
- La carte des linéaments a été obtenue sous Rockworks16.

- La détermination de l'hypocentre initial a été faite par Hypo 3,2.

5-3-3. Exploitation des résultats

5-3-3-1. Classification supervisée

Pour affiner et cerner les structures géologiques, une classification supervisée a été faite. Les étapes de la démarche qui a abouti à la cartographie des unités géologiques sont données par la figure 5-29.

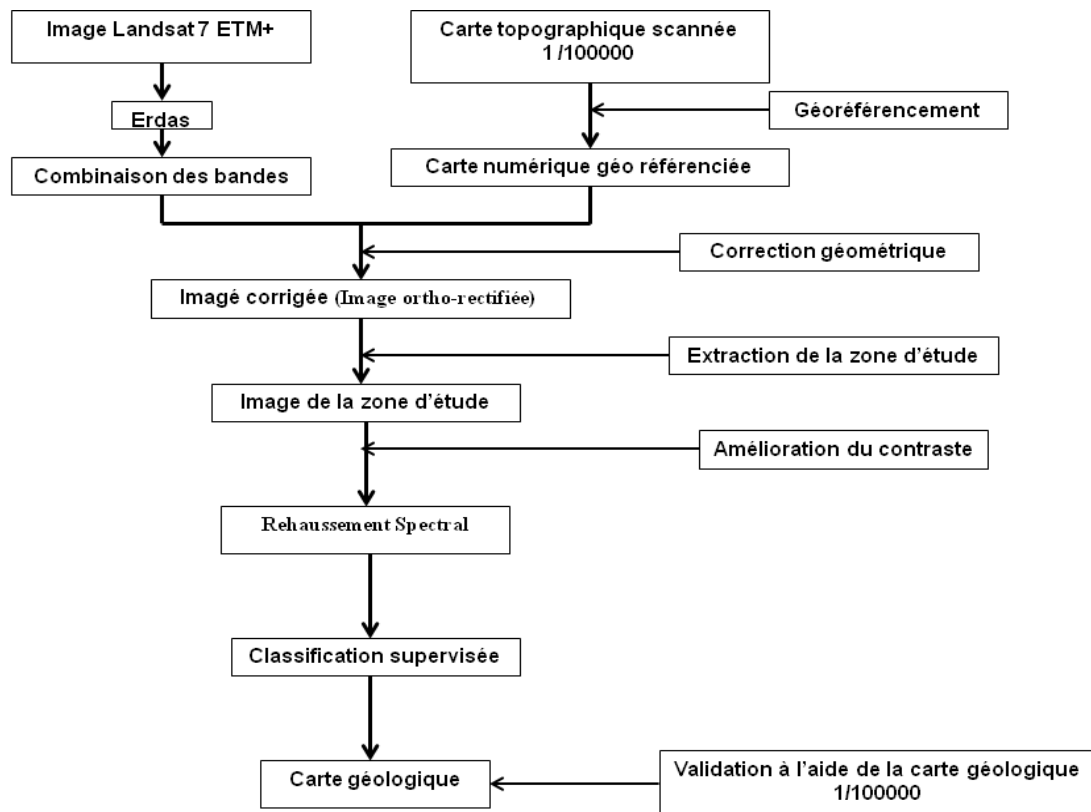


Figure 5-29: Organigramme d'élaboration de la carte géologique du secteur de travail.

Au cours de ce travail, nous avons construit une image composite en fausse couleur à partir de combinaison de trois bandes spectrales (vert, rouge et proche infrarouge).

La figure 5-30 représente une image fausse couleur de la région de Talsint.

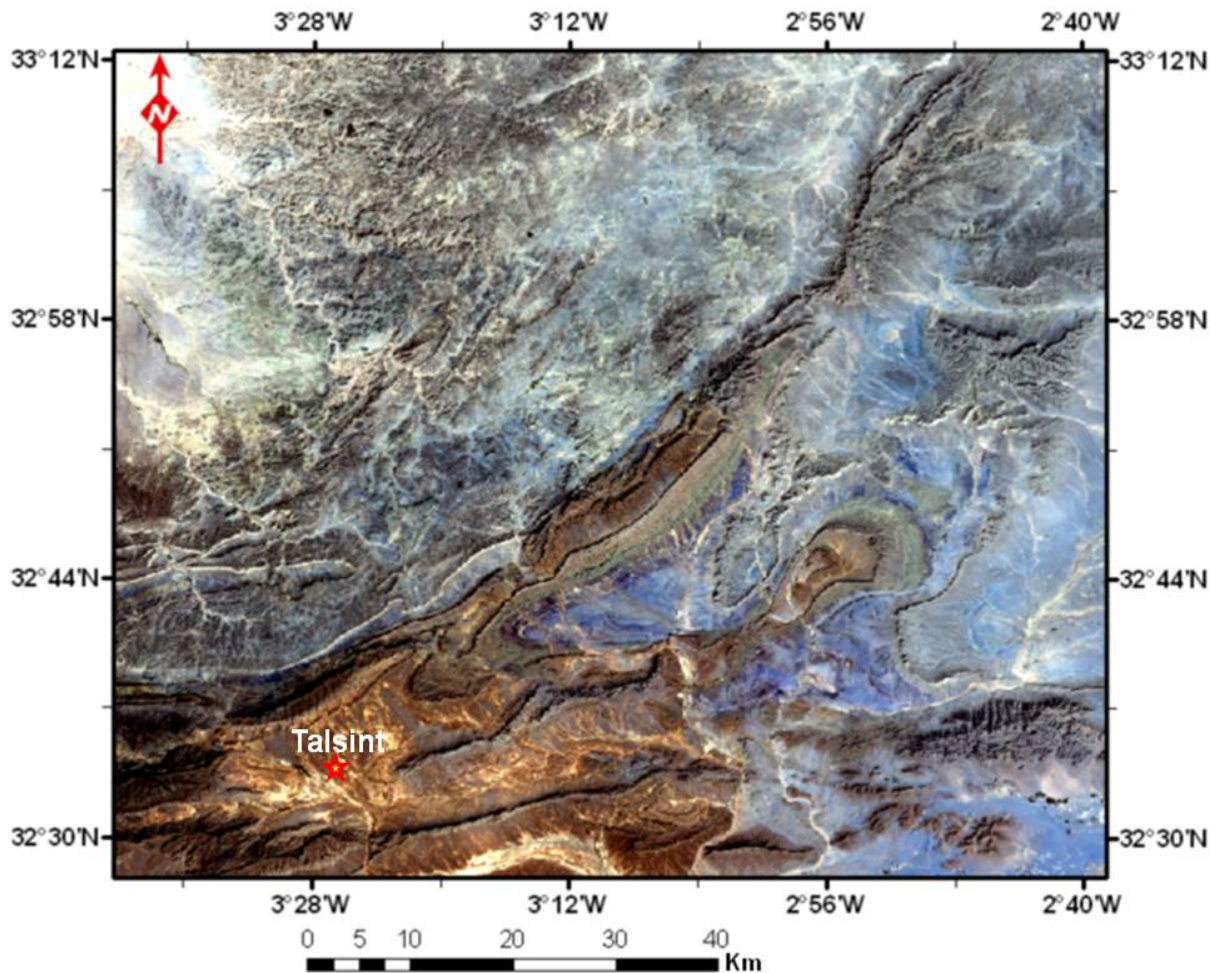


Figure 5-30: Image composite fausse couleur Landsat 7 ETM+ couvrant la région de Talsint après le rehaussement spectral.

5-3-3-1-1. Choix des sites d'entraînement

Le but de cette opération est d'obtenir un échantillon de données spectrales pour chaque classe dans l'image (Merchant, 1982). Il est important de signaler que la qualité de la classification est étroitement liée à la pureté et à la représentativité des sites d'apprentissage choisis lesquels doivent répondre à certains critères (Haralick, 1976). En effet, il faut que la zone d'entraînement soit très homogène et assez large pour pouvoir la repérer sur l'image. Swin et Davis en 1978 recommandent qu'un site d'entraînement doit contenir au moins $10 \times n$ pixels homogènes et uniformes où 'n' est le nombre de bandes impliquées dans l'analyse ou la classification.

Le repérage des zones d'entraînement a été effectués grâce à l'utilisation simultanée de cartes topographique et géologique de la région de Talsint (carte publiée en 2006), ensuite, elles ont été reportées avec grande précision aussi bien sur la composition colorée en format numérique que sur la carte thématique afin de nommer les classes déjà ressorties par voie non dirigée. Les sites d'entraînement que nous avons retenu pour l'apprentissage ont été localisés ou reportés avec précision sur la composition colorée de Landsat 7 ETM+ affichée sur écran de visualisation grâce à un curseur automatique. Nous avons introduit pour une même classe plusieurs sites d'entraînement regroupés sous le même nom.

5-3-3-1-2. Evaluation des statistiques

Avant toute classification, il est nécessaire d'évaluer la qualité des zones d'apprentissage, il s'agit en fait de vérifier que les zones retenues ne présentent aucun chevauchement significatif entre elles et qu'elles couvrent l'ensemble du nuage de pixels.

Pour la classification supervisée on a choisi des sites d'entraînement au niveau des différentes structures visibles dans l'image.

Les signatures spectrales au niveau des sites d'entraînement doivent être homogènes. Le choix de ces sites d'entraînement est lié aux différents types d'unités géologiques de la région. Les signatures spectrales définissant les différentes unités géologiques de la région sont présentées à la figure 5-31.

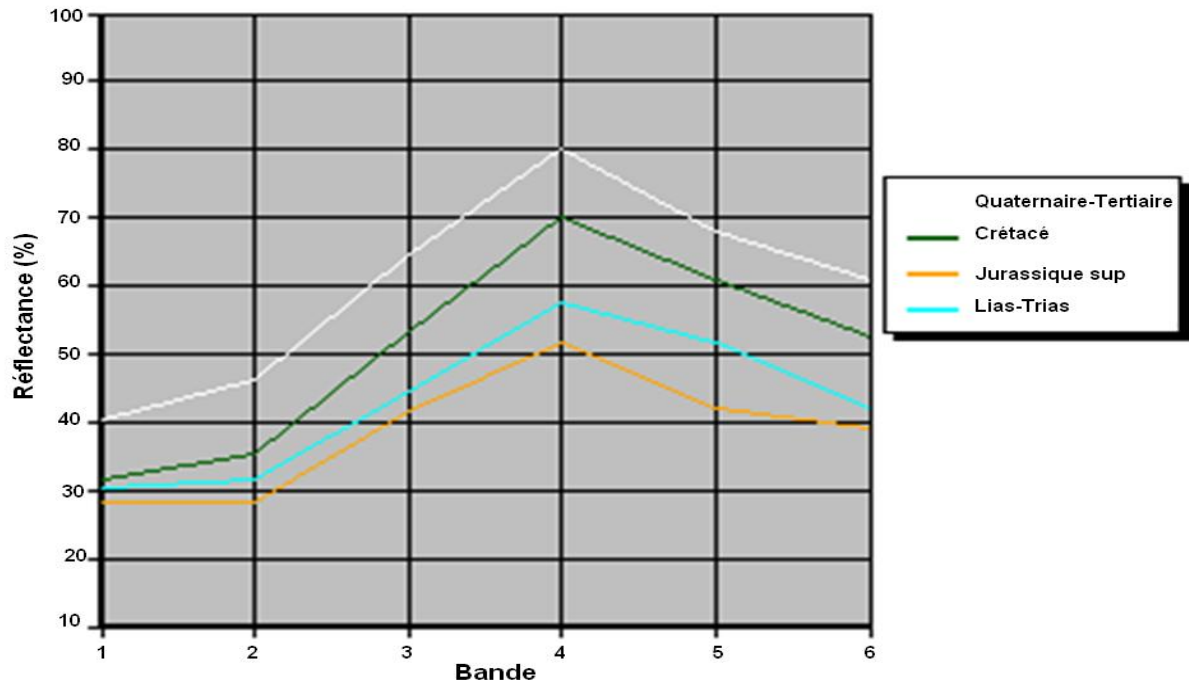


Figure 5-31: comparaison entre les différentes signatures spectrales.

5-3-3-1-3. Réalisation de la classification

Après avoir choisi les canaux qui sont les plus décorrélés entre eux d'une part et présentant une meilleure séparabilité pour toutes les paires de classes. D'autre part, nous avons procédé à la classification de notre image suivant l'algorithme de maximum de vraisemblance qui est le plus puissant du logiciel Erdas Imagine 9.1.

La méthode de maximum de vraisemblance, intuitivement employée dans le processus de classification, a prouvé ses performances indépendamment de la nature des données et des systèmes d'acquisition employés (Swain et Davis, 1978; Richards, 1986; Lillesand et Kiefer, 1987).

Néanmoins, cette méthode exige une distribution spectrale normale pour son utilisation. Dans le cas de notre étude, les distributions spectrales relatives aux canaux retenus dans le processus de classification n'étaient pas toutes gaussiennes (normales). Pour parer à ce problème, nous avons utilisé une possibilité offerte par le logiciel Erdas Imagine 9.1 qui consiste à combiner la méthode de maximum de vraisemblance avec celle des parallélépipèdes considérée comme étant une solution optimale de lissage des courbes

gauches (non gaussiennes) (Anonyme, 1991). En fixant les bornes des parallélépipèdes à deux fois l'écart type, l'application de la méthode du maximum de vraisemblance a été rendue non biaisée.

Le résultat de la classification supervisée a permis l'extraction des différents types d'unités géologiques au niveau de la région d'étude. La précision de la classification supervisée dépend du choix des sites d'entraînement. Le résultat obtenu est présenté au niveau de la figure 5-32.

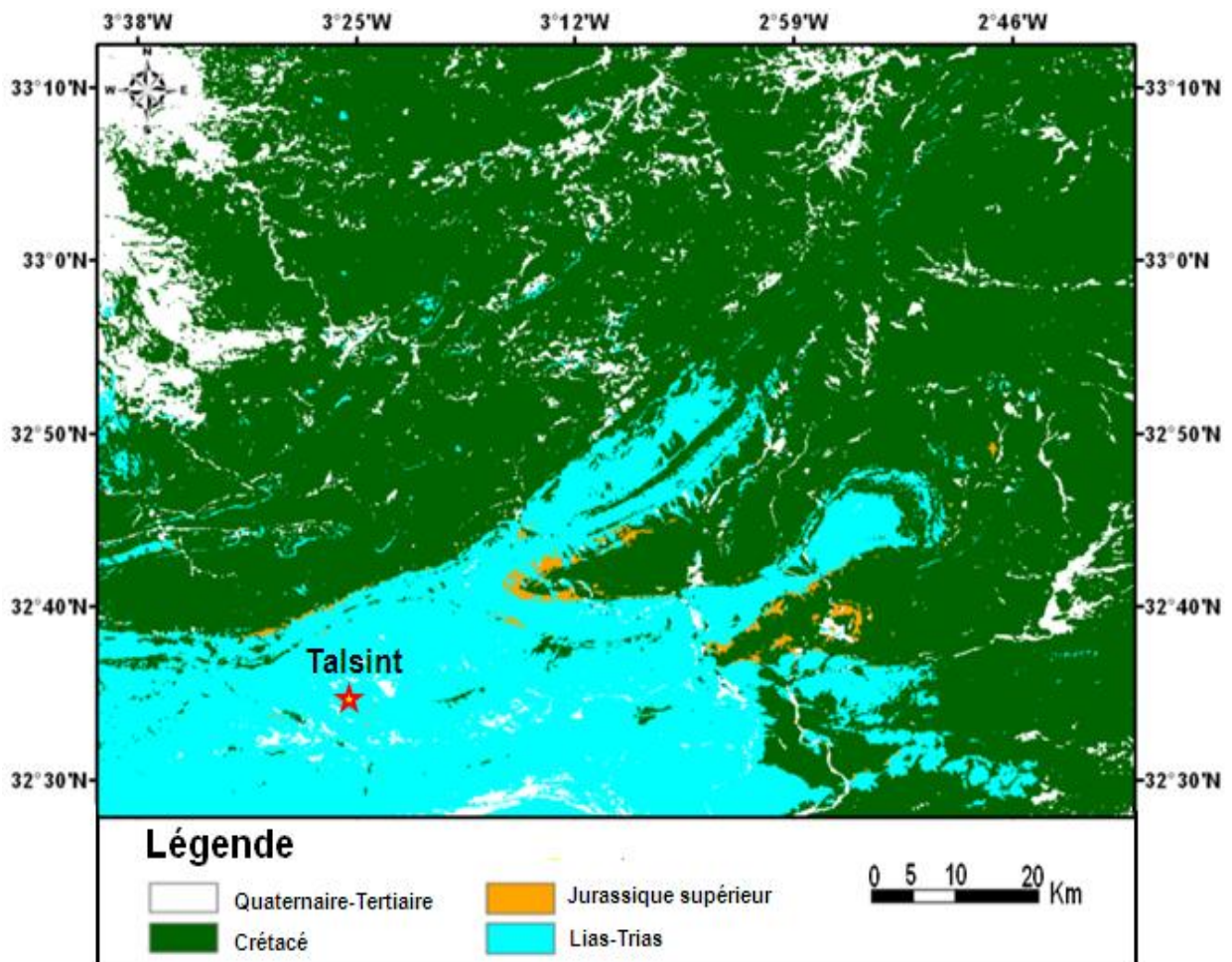


Figure 5-32: Carte géologique obtenue par la classification supervisée d'image composite en fausse couleur Landsat 7 ETM+.

5-3-4. Résultats et discussion

La comparaison de la carte géologique obtenue avec la carte géologique disponible montre que celle-ci est plus précise surtout pour les zones difficiles d'accès dans la région. La

carte géologique obtenue montre une variété, aussi bien dans sa composition lithologique que dans sa composition structurale. Cette variété structurale se traduit par la répartition des terrains géologiques d'âge Mésozoïque-Cénozoïque et la tendance des plis synclinaux (plis d'Anoual et de Kssar Jilali).

Pour les terrains cénozoïques nous avons pu distinguer la répartition suivante :

- Quaternaire : il forme essentiellement des terrains encroûtés et érodés, il affleure localement au N et NW d'Anoual par Villafranchien.

- Tertiaire : il est représenté par des terrains marneux et gréseux à l'ouest et le sud-est de jbel Mechkakour.

Pour les terrains mésozoïques, nous avons pu distinguer la répartition suivante :

- Crétacé : il forme le cœur du synclinal d'Anoual, il est représenté par une alternance sédimentaire. Il débute par le calcaire et le calcaire dolomitique avec des filons siliceux, surmonté par une formation essentiellement marneuse (marnes rouges avec des passées verdâtres). Tandis qu'aux environs des synclinaux d'Anoual, il est constitué par une alternance des terrains sédimentaires qui commence par des marnes jaunes, roses ou rouges et parfois gypseuses du Coniacien, surmontés par des calcaires jaunes, lites oolithiques ou bioclastiques à oursins et huitres du Santonien, et se termine par des marnes jaunes à grises surmontées par le calcaire roux.

- Jurassique supérieur : il est représenté par les couches rouges des synclinaux d'Anoual et de ksar Jilali, qui présentent des intrusions de gabbro et dolérites. Ces intrusions recoupent la base de couches rouges du Jurassique.

- Jurassique inférieur : il débute par des faciès carbonatés et se termine par des marnes du Toarcien.

- Trias : il est représenté par des basaltes tholéitiques sous forme d'intrusions magmatiques surtout à la limite du Trias-Lias.

Du point de vue structural, l'épanchement des basaltes tholéitiques d'âge triasique à la limite Trias-Lias amorce le régime distensif au Trias, il est représentatif au rifting triasique. Ce régime continue durant la majeure partie du Jurassique inférieur (Lias) avec l'approfondissement de la fosse atlasique (Bernasconi, 1983 ; et Brechbuhler, 1984).

L'analyse de la carte géologique obtenue nous amène à conclure que la région de Talsint en particulier et le Haut Atlas oriental en général étaient le siège d'une tectonique cisailante extensive du Lias supérieur-Dogger inférieur se poursuit durant une partie du Jurassique. La composante distensive disparaît au profit d'une composante en compression orientée NNE-SSW en Jurassique supérieur. Ces résultats obtenus par la classification supervisée indiquant que les terrains paléozoïques affleurent dans le Haut-Atlas oriental et la Meseta orientale, sont contrôlés par les différents événements extensifs et compressifs qui aboutiront, à la fin du Paléozoïque, à la structuration de la chaîne varisque (ou hercynienne) du Maroc. Ils permettent de déduire que la région du Haut Atlas oriental s'est progressivement structurée lors de la succession des événements extensifs et compressifs qui marquent l'histoire mésozoïque et cénozoïque du Maroc.

5-4. Analyse géomorphologique des structures linéaires

5-4-1. Concept de linéaments

Un linéament est une structure de surface, simple ou complexe, cartographiable, dont les éléments alignés d'une manière rectiligne ou légèrement curviligne, ressortent distinctement de leur entourage et reflètent probablement l'existence d'un phénomène profond (O'Leary, 1976). Il y a d'autres auteurs qui définissent que les éléments linéaires décelables sur les images Landsat, sont représentés par tous les objets filiformes telles que les routes et rivières (pour ceux qui sont les mieux définis). Ils correspondent à des ensembles de plis, de failles, de rivières et d'anomalies de végétation.

Les quelques définitions citées-ci haut montrent que le terme de linéament est utilisé dans un sens variable selon les auteurs.

Cependant, deux tendances se profilent :

- les linéaments sont des discontinuités linéaires ou curvilignes en liaison directe avec des failles et des fractures à l'exclusion de tout autre phénomène non géologique.

- les linéaments sont des discontinuités linéaires ou curvilignes ayant un caractère complexe, ils sont associés à des éléments morphologiques, des paysages et des phénomènes tectoniques variés (Timoulal, 1990).

En général, les linéaments correspondent à la juxtaposition ou à la superposition d'éléments physiographiques divers : morphologiques, hydrographiques, végétatifs, lithologiques. La vue synoptique apportée par les images satellites permet par son pouvoir d'intégration de bien visualiser le phénomène pour l'ensemble d'une région.

5-4-2. Méthodologie

La détection et l'extraction des linéaments par traitement des images satellites numériques ont été obtenues en appliquant les filtres de détection des lignes. L'ensemble des étapes suivies et des produits obtenus est représenté dans l'organigramme présenté par la figure 5-33.

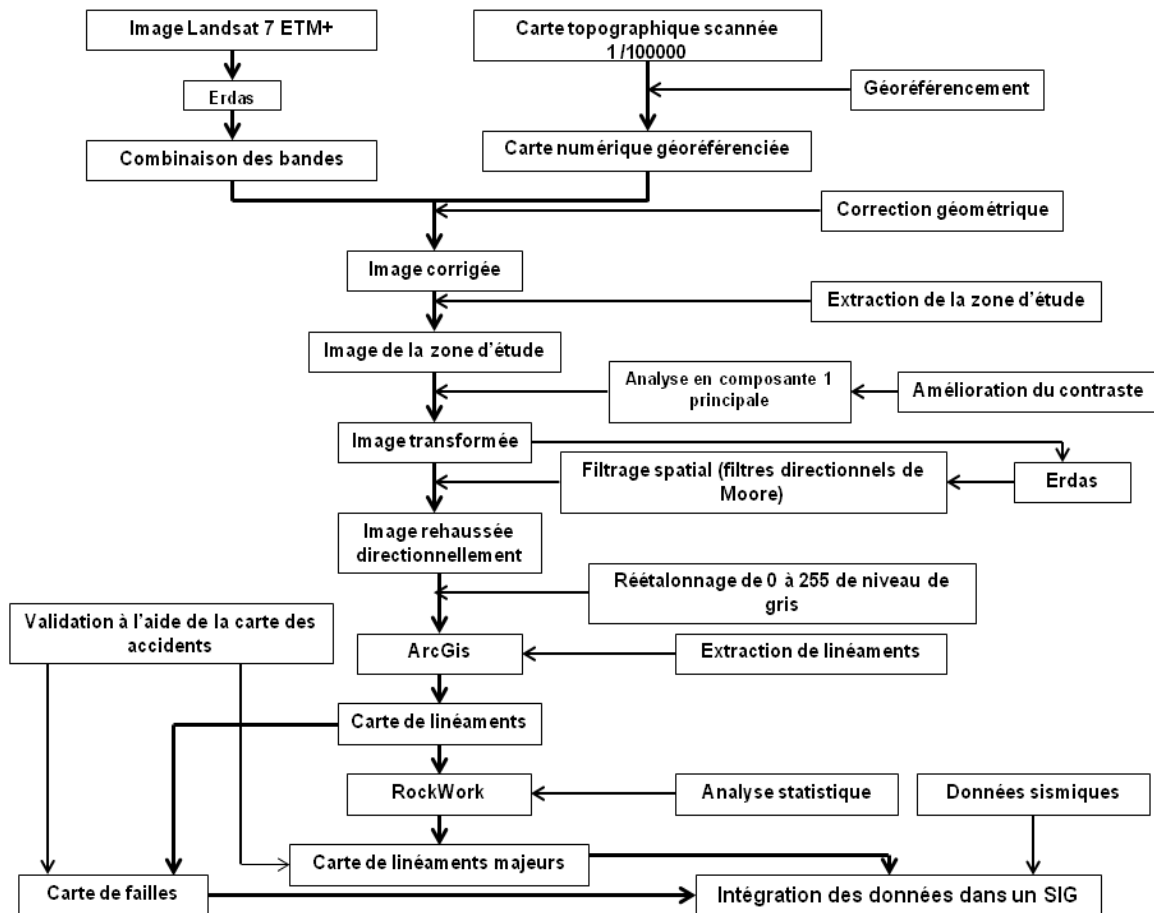


Figure 5-33: Organigramme d'élaboration de la carte de linéaments et de la carte de failles.

5-4-2-1. Rehaussement de l'image

L'extraction des structures linéaires est faite à partir de l'image Landsat7 ETM+ acquise le 4 mars 2001. Avant la procédure de détection, l'image a subi une correction géométrique à

partir de la carte topographique 1/100000. Au niveau de cette carte des points de contrôles communs avec l'image ont été déterminés, et utilisés pour redresser l'image satellite pour la rendre conforme aux cartes topographiques. Une composition colorée a été faite dans le but de transformer les images en niveau de gris en images couleurs à partir de trois bandes ayant chacune une couleur de base : rouge (R), verte (V), et proche infrarouge (PIR). L'image ainsi corrigée a été rehaussée dans le but d'augmenter la perception visuelle de l'image, en améliorant sa qualité et en la rendant plus expressive. Une analyse en composantes principales a été appliquée aux bandes de l'image Landsat 7 ETM+, dont l'intérêt est de pouvoir travailler visuellement sur un nombre réduit de néo-canaux contenant un maximum d'informations.

5-4-2-2. Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales (APC) est une procédure statistique qui utilise une transformation orthogonale (Hotelling, 1933), qui permet une redistribution de la variance ; elle vise à optimiser l'information à traiter.

La transformation en composantes principales permet de réduire la corrélation entre les différentes bandes spectrales. L'intérêt d'une telle technique est de manipuler visuellement un nombre réduit de bandes contenant un maximum d'informations et un minimum de bruit. Dans notre cas, on a choisi la première composante principale pour l'étude, puisque le contraste entre les objets est fort au niveau de cette composante. La composante 1 principale construite est présentée par la figure 5-34.

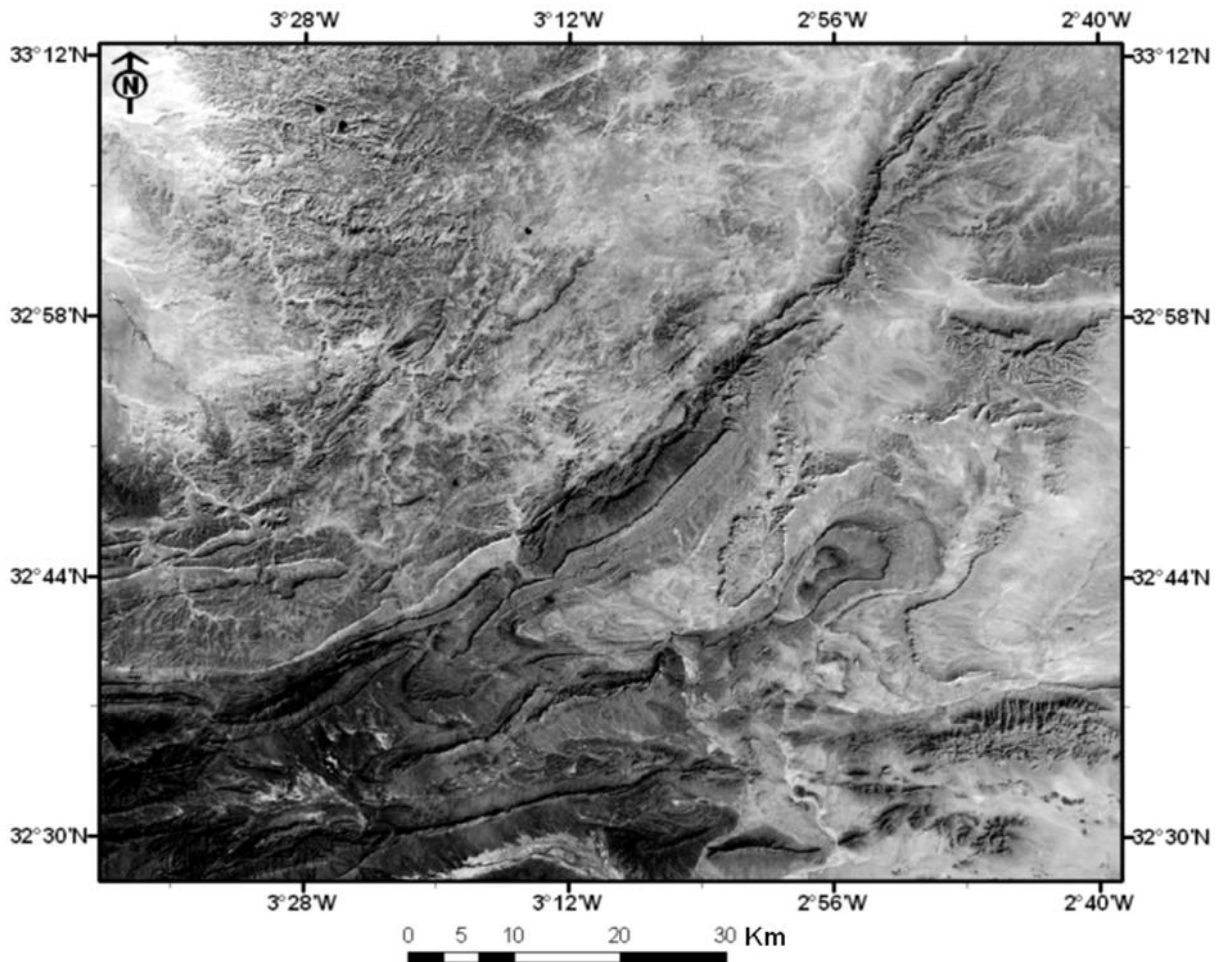


Figure 5-34: Première composante produite par l'analyse en composantes principales (APC) du secteur de travail.

5-4-2-3. La détection des linéaments

Diverses méthodes existent pour réaliser le rehaussement et l'extraction des linéaments par traitement numérique des données. On cite les filtres directionnels, les dérivés d'images (calcul du gradient de l'image), les algorithmes de rehaussement d'arêtes, ainsi que les algorithmes de détection des lignes.

Les plus objectives sont les algorithmes de détection des structures linéaires liées aux failles en particulier la méthode empirique de Moore qui consiste en une procédure de cinq étapes visant à détecter et à rehausser les linéaments (Moore, 1983).

Cette méthode est appliquée à une bande spectrale donnée. Dans notre cas, on a choisi la première composante principale dont le contraste entre les objets au niveau de cette composante est fort. La méthode de Moore consiste en une procédure à cinq étapes visant à détecter et à rehausser les linéaments (Moore, 1983). L'application de cette technique se fait de la manière suivante :

Etape 1 : elle consiste à générer une image lissée à l'aide d'une fenêtre mobile 3x3 pixels. La valeur du pixel central de la fenêtre est remplacée par la moyenne de 8 pixels voisins à l'intérieur de la fenêtre. De cette façon les composantes de hautes fréquences spatiales de l'image liées au bruit ou à des arêtes non significatives sont enlevées.

Etape 2 : elle vise à augmenter le contraste des lignes et des arêtes retenues après lissage dans la direction correspondant à chacun des filtres directionnels utilisés. Dans cette étape on utilise les filtres directionnels présentés dans la figure 5-35.

En effet, on effectue un étalement du contraste de la façon suivante :

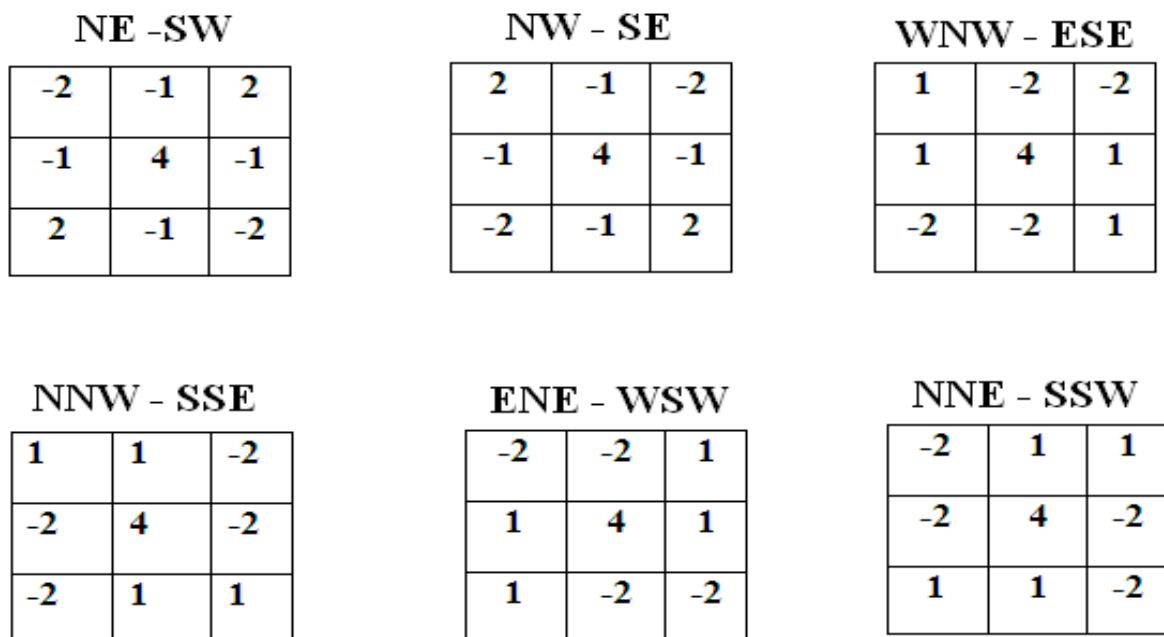


Figure 5-35: Filtres directionnels de Moore (1983) utilisés pour la détection de linéaments.

Etape 3 : au cours de cette étape, on effectue une convolution par une fonction moyenne pour éliminer les effets secondaires (bruit, artefact), introduits dans l'image par les filtres directionnels utilisés dans l'étape précédente.

Etape 4 : elle consiste en un étalement linéaire des niveaux de gris de 0 à 255 de l'image.

Etape 5 : elle consiste en une addition des 6 images des composantes directionnelles de l'étape 4 à l'image originale lissée de l'étape 1.

Finalement, on effectue un réétalonnage de la somme dans un intervalle du niveau de gris de 0 à 255. Le résultat nous donne une image rehaussée directionnellement.

Enfin, on effectue un seuillage pour obtenir une image où seuls les linéaments importants sont présentés. Cette procédure comporte deux phases indépendantes :

- le levé des linéaments visibles sur l'image ;

- l'analyse des données ainsi extraites qui aboutit, par une série de traitements statistiques, à des cartes de concentration et à l'intersection entre les linéaments. Le résultat de cette méthode est présenté par la figure 5-36.

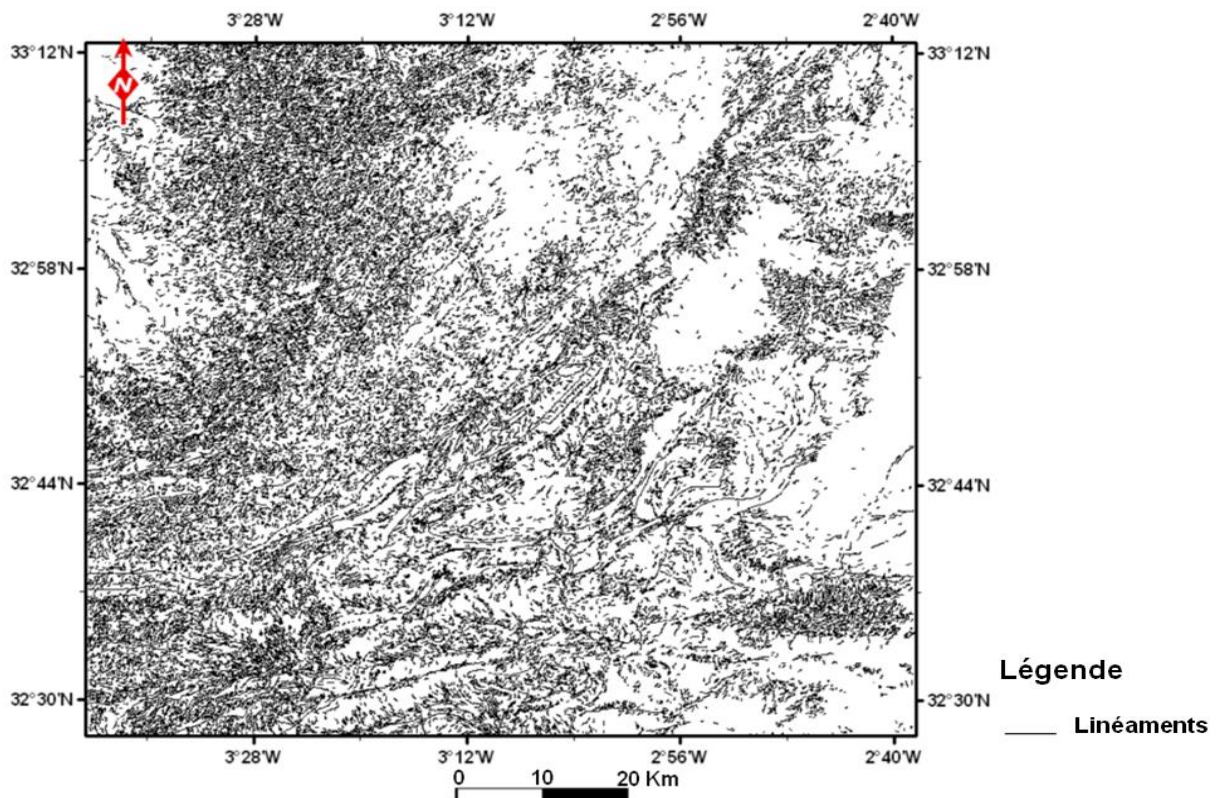


Figure 5-36: Image montrant les linéaments obtenus à partir de la méthode des filtres directionnels de Moore.

Le relevé des linéaments se fait à partir de l'image obtenue. On fait en sorte que cette démarche soit la moins subjective possible : on ne retient sur cette première carte que les linéaments bien nets (longueur supérieur à 1 km). La carte obtenue est un relevé brut, sans extrapolation, ni interprétation. On ne cherche pas à corrélérer telle ligne avec telle autre : l'analyse statistique, intervenant en seconde étape, s'en charge (Fraipont, 1982).

5-4-2-4. Analyse statistique du relevé brut

Pour l'analyse statistique, on a choisi les linéaments de longueur supérieure à 1,5 km et on a dressé une carte représentative à la répartition de cette classe des linéaments. Dans cette deuxième phase, les linéaments transcrits sous forme numérique sont ensuite traités par plusieurs programmes statistiques interactifs. Le résultat obtenu par l'analyse statistique est présenté par la figure 5-37.

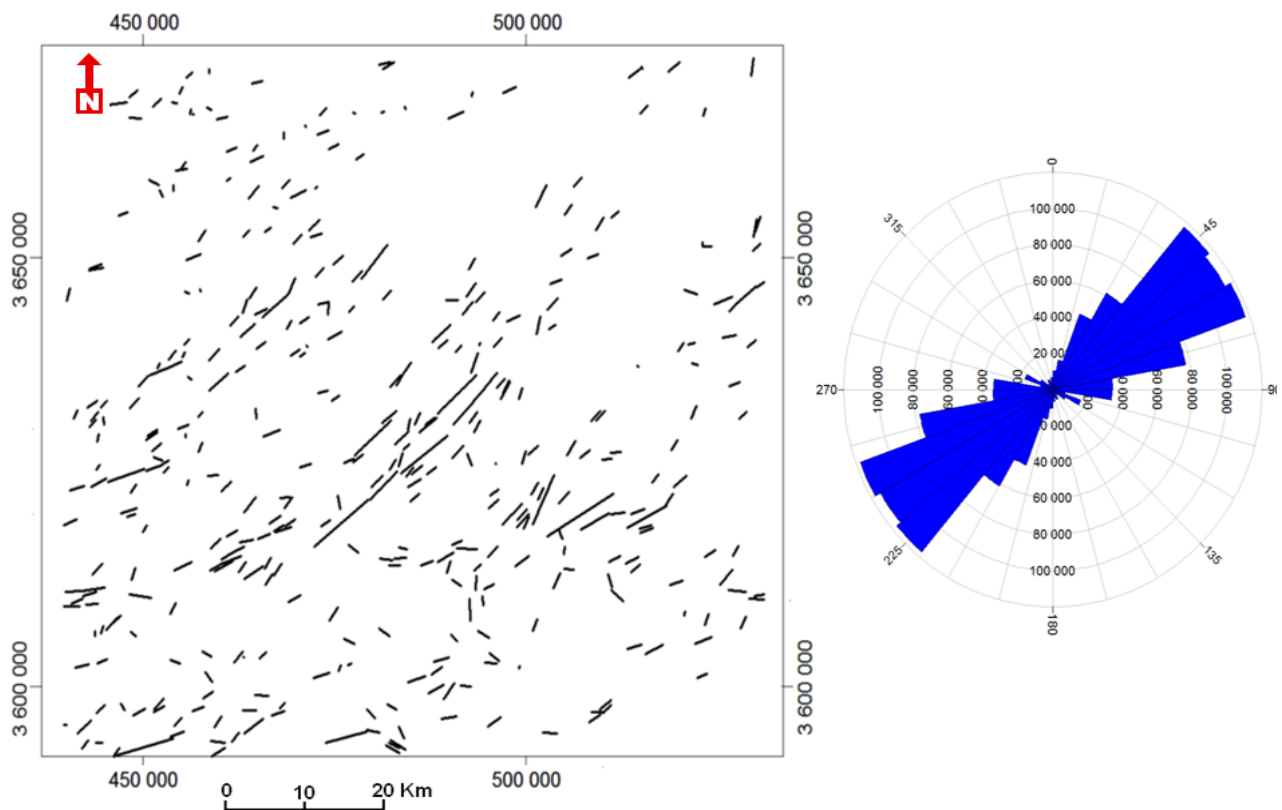


Figure 5-37: Carte des linéaments géologiques extraits par l'analyse statistique et leurs directions préférentielles dans la région en diagramme polaire (rosace des directions).

5-4-2-5. Cartographie des failles

Le traitement numérique des images satellites en corrélation avec la carte géologique a permis d'extraire des linéaments en relation avec les familles de failles illustrées par la figure 5-38 et la figure 5-39.

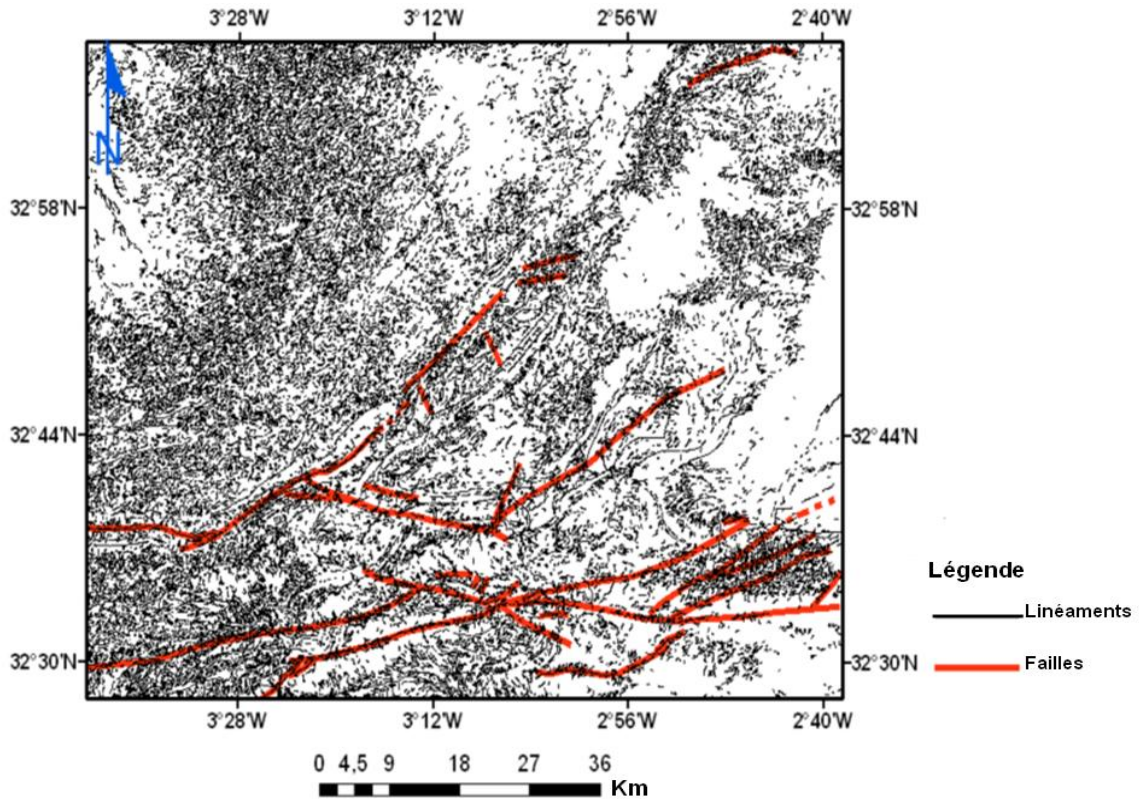


Figure 5-38: Confrontation entre le réseau des failles majeures localisées et les linéaments extraits par les deux méthodes concernant le filtre directionnel et l'analyse en composantes principales (composante 1).

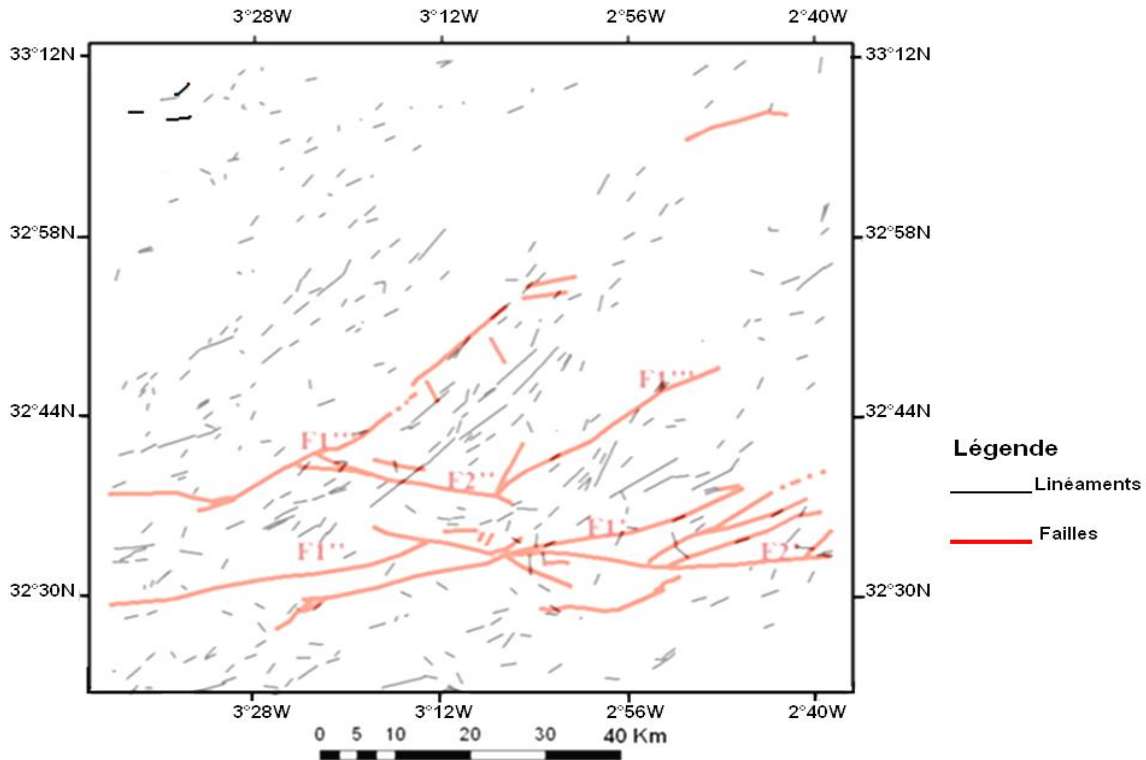


Figure 5-39: Corrélation entre le réseau des failles majeures détectées et les linéaments géologiques détectés par l'analyse statistique.

5-4-3. Intégration des données dans un SIG

5-4-3-1. Définition d'un SIG

Un SIG (système d'information géographique) est un ensemble de matériel et de logiciels capables d'assembler, de mémoriser, de manipuler et de visualiser géographiquement l'information initiale, c'est-à-dire identifier les données selon leurs emplacements. Un SIG comprend souvent du matériel et des logiciels plus ou moins sophistiqués, pour le traitement des données spatiales et temporelles.

5-4-3-2. Intégration des données sismiques dans un SIG

La carte des accidents majeurs de la région de Talsint obtenue est superposée à la carte géologique extraite par la classification supervisée (fig. 5-40). L'analyse de cette corrélation permet de définir la relation entre les linéaments géologiques et la structure géologique.

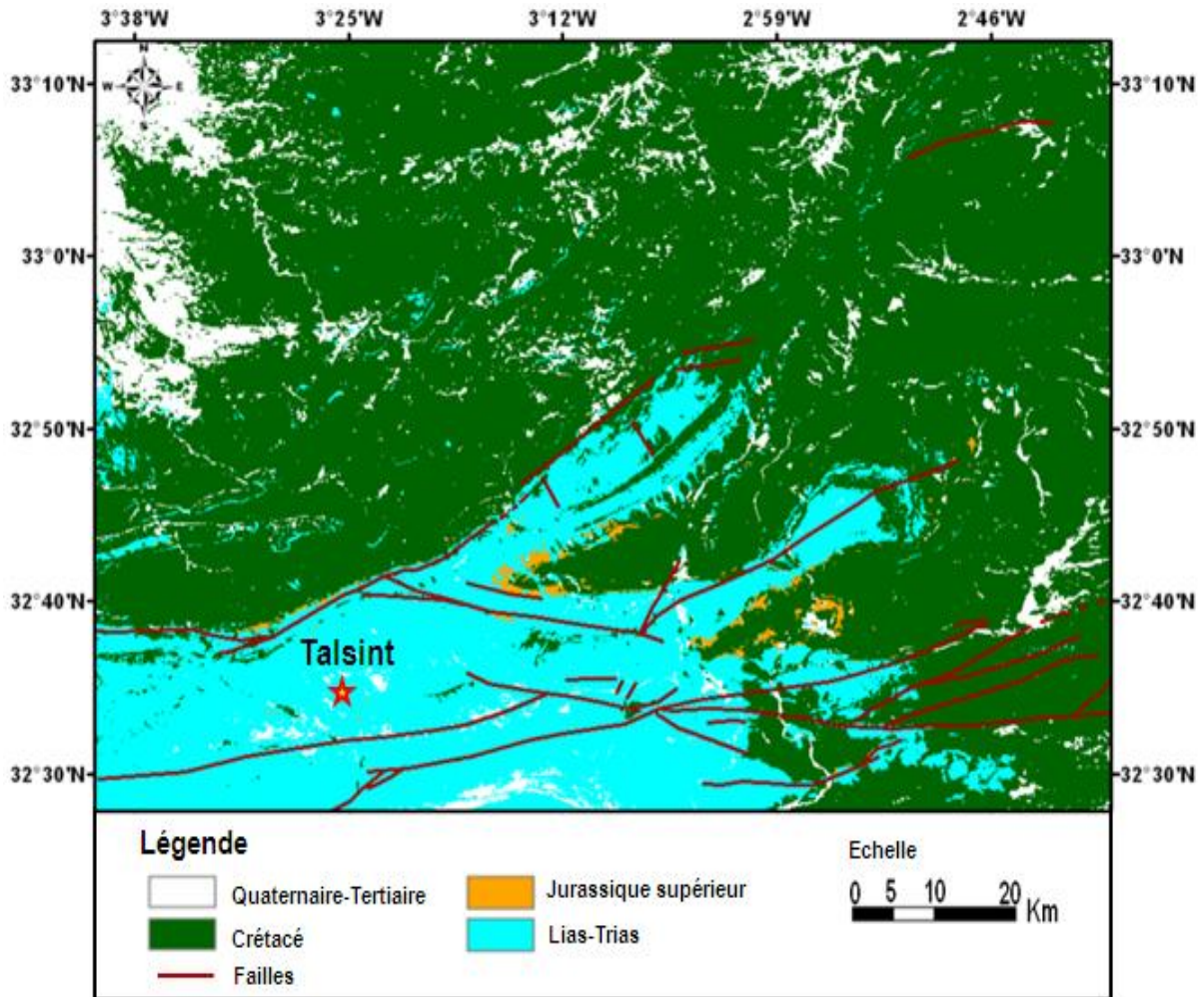


Figure 5-40: Position de failles sur les structures géologiques.

L'intégration des données sismiques résultant des crises sismiques sur la carte géologique finale dans un SIG a permis l'élaboration de cartes finales où sont délimitées les zones à intense activité sismique. Les cartes obtenues sont représentées par les deux figures 5-41 et 5-42.

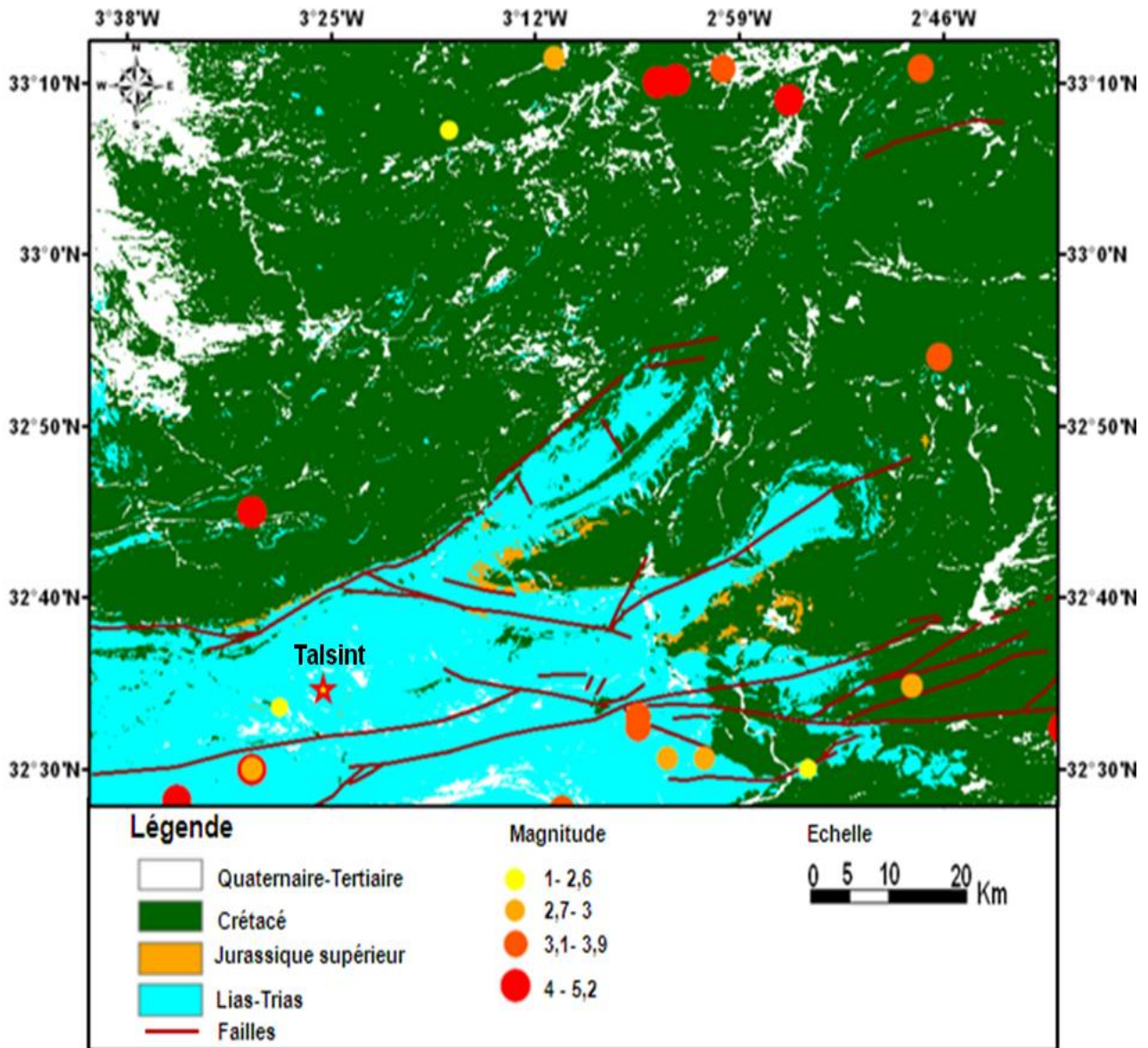


Figure 5-41: Intégration des données sismiques de crises sismiques (1901-2004) sur la carte géologique.

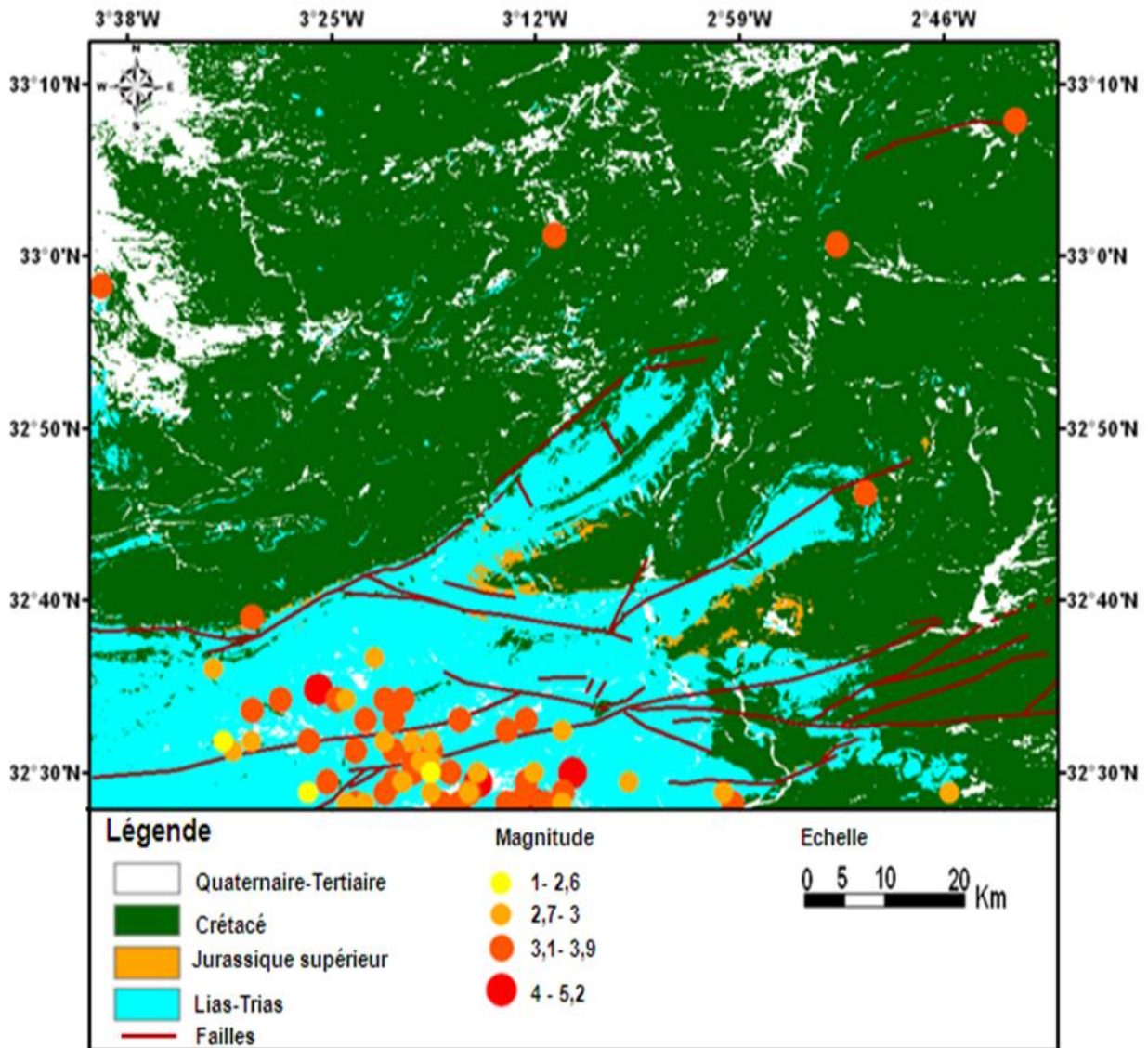


Figure 5-42: Intégration des données sismiques de crises sismiques (2005-2014) sur la carte géologique.

5-4-4. Résultats et discussion

L'analyse statistique des linéaments obtenus a permis de définir environ 397 linéaments géologiques de tailles variables, comprises dans l'intervalle de 1,5 km à 10,9 km, avec une longueur moyenne de 3,4 km. La totalité des linéaments cartographiés sur la zone d'étude est d'environ 1366 km. Le linéament le plus important mesure 11 km le long de la partie SW de la zone d'étude. Il est orienté selon la direction NE-SW.

Les linéaments sont regroupés selon leur orientation en 18 classes de 10 degrés.

Le diagramme polaire montre les orientations de la direction principale des linéaments NE-SW vers ENE-WSW et WNW-ESE vers EW.

A partir de la rosace bidirectionnelle, on peut ressortir une prédominance de grande famille principale de linéaments qui sont orientés de NE-SW (N45). Elle représente la direction de la déformation tectonique majeure en Haut Atlas, qui a le plus marqué le domaine du Haut Atlas oriental.

Le résultat obtenu par la détection des failles et la corrélation de ces failles avec les linéaments détectés a permis de localiser la prédominance de failles principales associées à majeure classe de linéaments détectés dans le SW de la région de Talsint. Ces failles peuvent être regroupées en deux grandes familles principales qui sont orientées selon les deux directions suivantes : NE-SW (F1', F1'', F1''' et F1''''') et WNW-ESE (F2' et F2'').

La confrontation des linéaments avec la carte des failles a permis d'établir des liens génétiques entre les orientations des failles et les principales directions des linéaments géologiques détectés.

D'autre part, l'observation de la carte de linéaments géologiques et de la carte géologique permet de constater également une tendance NE-SW dans l'orientation des structures souples correspondent aux plis synclinaux. Au SW de la région de Talsint, on a plutôt une tendance fragile dominée par les linéaments géologiques et les failles. Cette constatation confirmerait la répartition des éléments structuraux et l'évolution géodynamique présentée par la suite.

Par ailleurs, ces structures géologiques linéaires détectées sont représentatives de l'ouverture du fossé atlasique jurassique responsable de l'existence d'un réseau de fractures N45 et N70 qui s'est formé de la manière suivante :

-le rift triasico-liasique s'ouvre en extension typique avec la contrainte principale verticale et horizontale orientée N40. Les failles N30 jouent en failles normales alors que les failles N70 sont décrochantes sénestres (Brede, 1987 ; Jacobshagen, et al., 1992).

- au Lias, le régime reste extensif et la contrainte principale est horizontale et orientée N-S. Les accidents N70 jouent en failles normales typiques, alors que les N30 jouent en décrochements dextres (Brede, 1987 ; Jacobshagen, et al., 1992).

- du Dogger au Crétacé inférieur, l'activité tectonique se manifeste par des failles normales de direction N45.

Ces résultats obtenus par l'analyse en composantes principales et les filtres directionnels montrent que le Haut Atlas est défini comme une zone de fractures, hercyniennes ou probablement plus ancienne (panafricaine). Elle joue en cisaillement senestre dans un régime extensif au Trias supérieur verticalement et horizontalement orientée NW-SE. D'autre part, au Lias inférieur, le même mécanisme continue, le système étant toujours extensif avec la contrainte principale maximale verticale et la contrainte principale minimale horizontale orientée WNW-ESE. Il est principalement contrôlé par les failles héritées de l'orogénèse varisque (Piqué et al., 2002).

L'analyse des données sismiques depuis 1901 à 2004 (fig. 5-41) a permis de mettre en évidence que la région d'étude a connue une faible activité sismique durant cette période. Par contre, à partir de 2006, une forte activité sismique est enregistrée dans la région, ainsi un séisme de magnitude 5 sur l'échelle de Richter, a été enregistré le 31 Janvier 2007, localisé au SW de la région de Talsint.

La carte sismique de la zone d'étude montre un déplacement de l'activité sismique vers le SW de la région de Talsint durant la période qui s'étend de 2005 à 2014 (fig. 5-42).

Ces résultats obtenus ont permis de déduire que le rapprochement des continents Africain et Eurasien accentue une pression au niveau du sillon sud atlasique, ce qui génère probablement une activité des failles localisées au niveau de la région de Talsint, entraînant une activité sismique. Cependant, les techniques de la télédétection et des SIG améliorent la localisation des structures géologiques et permettent de cartographier les linéaments de façon raffinée et précise.

5-5. Apport de la géophysique (tomographie sismique locale) à l'étude de la région de Talsint

5-5-1. Définition

La tomographie sismique est une méthode géophysique qui permet l'étude de la structure interne de la terre. Les ondes sismiques se propagent dans les différentes directions au niveau de la lithosphère. La vitesse de propagation des ondes sismiques est liée aux hétérogénéités localisées au niveau de la lithosphère. La tomographie sismique permet de détecter et d'imager les anomalies structurales (hétérogénéités) de la croûte terrestre.

5-5-2. Le principe

La tomographie sismique consiste à reconstruire en trois dimensions des champs de vitesse des ondes sismiques. Ces ondes voyageant de la source au capteur sismique, traverse un milieu verticalement/ horizontalement hétérogène. Alors, leurs vitesses changent au cours de sa propagation. La tomographie analyse les écarts des temps d'arrivée de la première arrivée de l'onde sismique (onde de volume) observés et calculés.

L'outil de la tomographie sismique tridimensionnelle repose sur les méthodes d'inversion linéarisée, basées sur une approche par perturbation. Plus particulièrement, la tomographie des écarts des temps d'arrivée de la première arrivée de l'onde sismique (onde de volume) se fonde sur l'inversion d'un système linéaire. Dans, ce système, les données sont représentées par les écarts des temps d'arrivée observée sur les sismogrammes et calculées dans un modèle à priori. Les méthodes d'inversion linéarisée permettent de traiter un grand nombre de données et de paramètres.

Depuis le début du siècle dernier, plusieurs travaux ont été publiés sur les méthodes d'analyse des temps d'arrivée des phases sismiques pour déterminer la structure interne de la terre. Nous citons le travail d'Aki et al., (1977) qui a développé une méthode d'inversion des premières temps d'arrivée des ondes de volume (P et S) pour déterminer le modèle de vitesse (ou perturbation de vitesse) du sous-sol par rapport à un modèle de référence. Alors, la tomographie sismique basée sur l'analyse de temps d'arrivée permet d'affiner un modèle de vitesse de propagation des ondes sismiques de référence en un nouveau modèle. Sur le même principe de l'inversion des temps d'arrivée, différentes approches ont été développées pour les

temps d'arrivée issus des séismes lointains, des séismes proches ou bien des sources contrôlées.

5-5-3. Inversion tomographique des écarts des temps d'arrivée

Dans ce travail, nous allons résoudre le problème tomographique en manipulant les temps d'arrivée des ondes de volume P, issus des séismes proches enregistrés par le réseau sismique. Cela consiste à résoudre un problème inverse conjoint, c'est-à-dire que l'on tente de reconstruire un modèle de vitesse en trois dimensions (3D) des ondes de volume primaires P et une localisation des séismes à partir des écarts de temps d'arrivée observées et calculées de ces ondes (Aki et al., 1976 ; Thurber, 1992 ; Benz et al., 1996). Cependant, dans ce cas le problème inverse est un processus itératif permettant de minimiser ces écarts de temps. La perturbation du temps de parcours est donc proportionnelle à la perturbation du champ de lenteur. Alors, cette approximation est possible si l'on considère des petites perturbations du modèle.

5-5-4. Linéarisation et résolution du problème direct

Dans les problèmes de la tomographie des écarts des temps d'arrivée des séismes proches, les temps de la première arrivée dépendant aussi des paramètres de l'hypocentre du séisme (temps origine et coordonnées de la source sismique). Le temps d'arrivée d'une onde de volume à partir d'un séisme i à un récepteur j est exprimé comme suit :

$$t_{ij} = \tau_i + T_{ij} \quad (2)$$

Le résidu entre le temps d'arrivée observé et le temps d'arrivée calculé est :

$$\delta t_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{calc} \quad (3)$$

Alors, d'après Thurber 1992, Benz 1996, les écarts des temps d'arrivée sont reliés, en plus des perturbations des paramètres du modèle de vitesse, aux perturbations des paramètres de l'hypocentre.

5-5-5. Représentation de la structure : paramétrisation

La résolution de l'équation nécessite une étape de paramétrisation qui consiste à discrétiser le champ de lenteur décrivant le milieu en un nombre de paramètres tout en ajoutant les paramètres hypocentrales.

Nous choisissons d'utiliser, dans cette étude tomographique, une fonction d'interpolation trilineaire pour paramétrer le champ de vitesse représentant la structure du milieu. Le choix de type de paramétrisation contrôle d'un côté, la résolution de l'inversion tomographique et également la représentation des hétérogénéités du champ de vitesse sismique que nous voulons interpréter géologiquement.

5-5-6. Inversion conjointe de la structure vitesse-hypocentre

Pour une détermination précise de la structure de vitesse, il faut avoir un nombre important d'observation résultant un nombre important d'inconnu. Ce problème sera résolu par séparation des perturbations de la vitesse de l'hypocentre (Pavlis et Booker, 1980).

5-5-6-1. Schéma descriptif du processus d'inversion tomographique

Nous pouvons résoudre le problème inverse tomographique dans le cas où le problème est couplé vitesse-hypocentre en utilisant l'algorithme de Benz (Benz et al., 1996). La méthode, connaissant un modèle initial a priori, consiste d'appliquer de petites perturbations, permettant de réduire l'erreur sur le temps d'arrivée en utilisant un processus itératif (fig. 5-43).

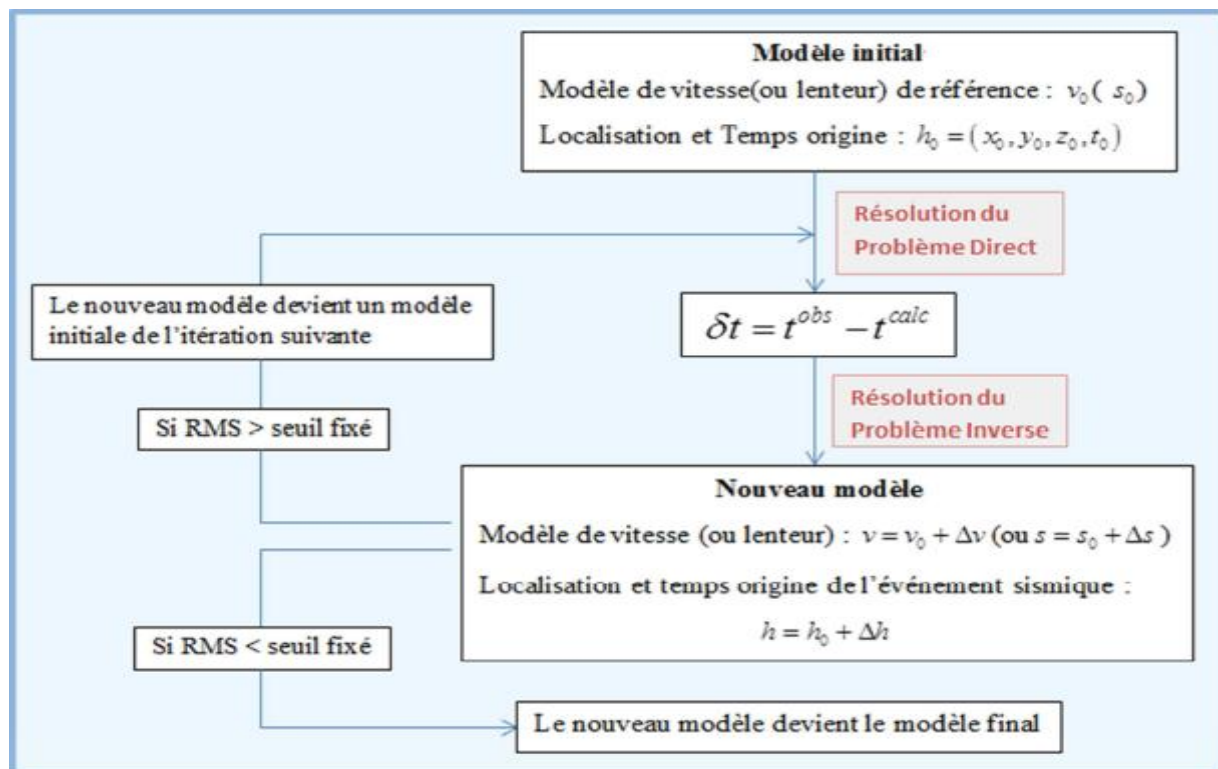


Figure 5-43: Un schéma descriptif du processus d'inversion tomographique.

En effet, dans la résolution du problème direct, nous avons utilisé l'algorithme basé sur les différentes finies (Podvin et al., 1991) pour calculer, à chaque itération, le temps d'arrivée théorique dans une grille cubique de vitesse constante, et également le calcul des dérivées partielles décrivant le chemin du rai sismique. Dans chaque cube, le temps de parcours est calculé analytiquement suivant une trajectoire rectiligne. Dans le problème d'inversion conjointe, nous menons à résoudre un système linéaire dont on cherche à calculer les perturbations des paramètres du modèle (vitesse-hypocentre), pour mieux ajuster les données. Pour paramétriser le modèle de vitesse à inverser, nous avons utilisé une grille parallélépipédique d'une taille de dimension 25x25x100 km. L'inversion a été effectuée séparément afin de calculer respectivement les perturbations des paramètres du modèle de vitesse (ou lenteur) et celles des paramètres de l'hypocentre. Le modèle initial se met à jour après chaque itération et sera utilisé comme un nouveau modèle pour la relocalisation des événements et le calcul du temps d'arrivée théorique (dans le problème direct). La répétition du processus d'inversion est contrôlée par la moyenne quadratique (RMS), un critère ou un indice de similitude entre les données observées et ceux calculés.

5-5-6-2. Modèle initial et paramètre de l'inversion

Dans la tomographie en vitesse, le problème inverse se réduit à une approximation linéaire d'un problème non-linéaire. Cela signifie qu'il y a une dépendance du modèle retrouvé au modèle initial. Si le modèle initial est très différent du modèle réel de vitesse, alors il sera très difficile de le retrouver. Nous avons adopté, comme modèle départ, pour une localisation initiale des séismes et également comme un modèle initial pour l'inversion tomographique.

5-5-7. Résolution du modèle tomographique : test de validité

Dans le but d'évaluer le taux de confiance qu'on peut attribuer au résultat de l'inversion tomographique. La résolution du problème est classiquement le compromis qu'on peut utiliser pour l'évaluation de la qualité de l'inversion. Alors, nous allons alternativement utiliser un autre moyen qui va contrôler les anomalies non significatives sur nos résultats. Nous décrivons deux exemples de test de la validité des résultats.

Le Spike test est un test synthétique permettant d'évaluer la résolution par une inversion des données synthétiques pour des modèles avec des anomalies isolées, localisées dans des emplacements bien définis. En pratique, on ajoute une petite perturbation du modèle

finale de vitesse à l'emplacement de l'anomalie que l'on veut vérifier. Nous calculons ensuite les temps synthétiques (théoriques) dans ce nouveau modèle de vitesse. Nous procédons par la suite à inverser les temps synthétiques pour obtenir ou retrouver la perturbation ou 'Spike'. On considère que la perturbation est identique à celle de l'anomalie observées si le 'Spike' est correctement retrouvés avec le modèle synthétique.

5-6. Tomographie sismique locale dans la région de Talsint

5-6-1. Le but

La tomographie sismique est une méthode qui donne accès à la structure interne de la terre, du fait que la vitesse de propagation des ondes sismiques, dans un milieu donné, et dans les différentes directions, présente des hétérogénéités qui révèlent des anomalies structurales de la croûte terrestre. La qualité du modèle tomographique dépend de la qualité de données sismiques et la couverture spatiale des rais sismiques, entre les différentes stations de mesure. Nous réalisons de la tomographie sismique locale à haute résolution, à partir des temps d'arrivée des ondes de volume P et S. Nous analysons les signaux sismiques relatifs aux séismes locaux, enregistrés par différentes stations sismologiques. La figure 5-44 représente un exemple de séisme local étudié dans ce travail : séisme de Talsint, 2005. Les deux signaux sismiques correspondant à ce séisme, sont enregistrés dans deux stations différentes (M 210 E et M210 N).

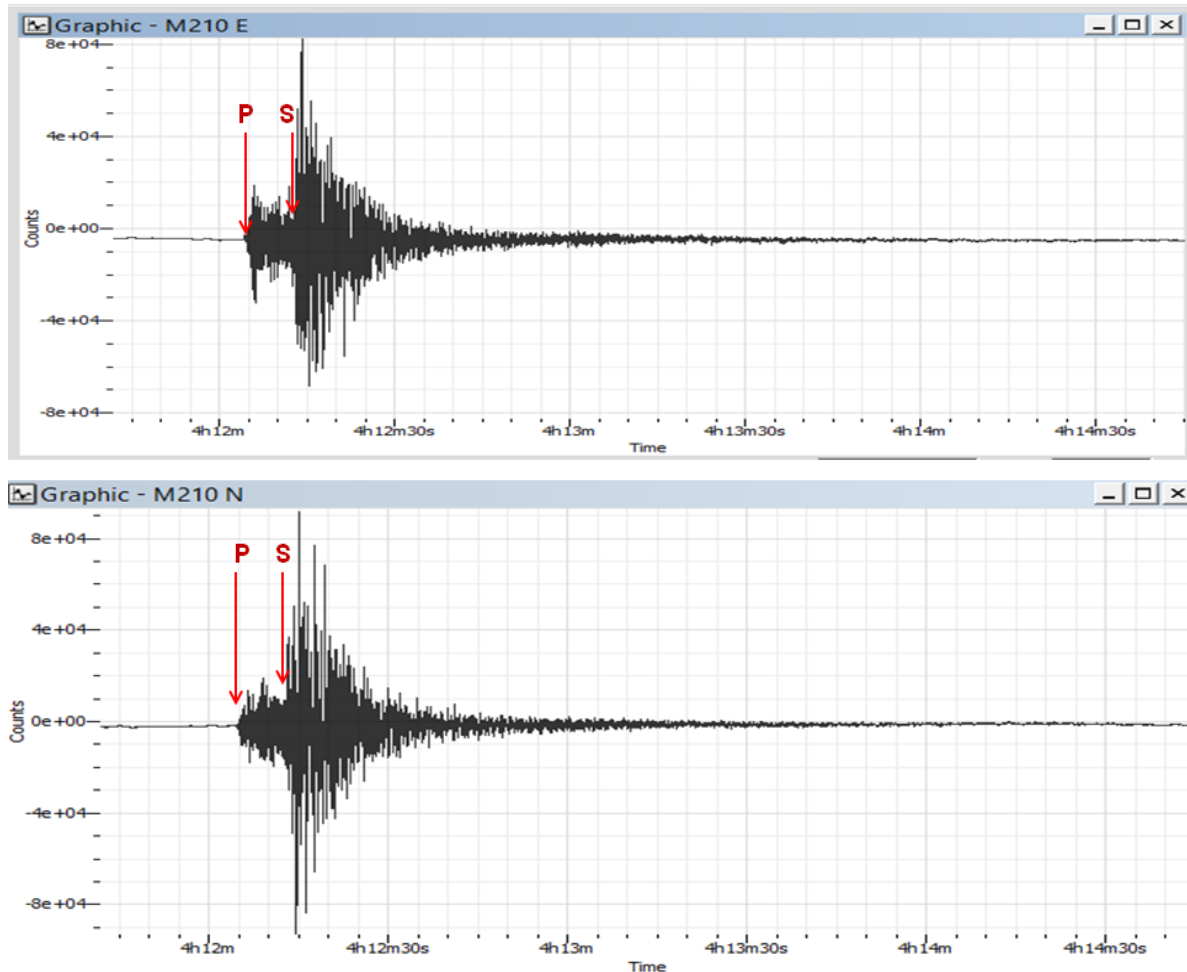


Figure 5-44: Deux sismogrammes montrant les signaux sismiques avec l'heure d'arrivée des ondes de volumes, P et S, issues d'un séisme locale, sont enregistrés dans deux stations différentes (séisme de Talsint, 2005) . L'onde P arrive la première à la surface par rapport à l'onde S.

Nous avons ainsi localisé, avec une grande précision, les hypocentres des séismes. Nous choisissons, pour l'étude de la région de Talsint, un maillage formé de cellules de dimensions fixes (longitude, latitude et profondeur). L'inversion tomographique dans le cas des séismes proches est un problème couplé : hypocentre-vitesse. Le but essentiel de cette méthode est de minimiser l'écart (résidu) entre les temps d'arrivée calculés et les temps d'arrivée observés des ondes de volume P. Le nombre d'itération est choisi à partir de la convergence de la RMS (Roof Mean Square) des résidus vers une valeur constante. Nous avons alors déterminé la structure des hétérogénéités de vitesse des ondes P en trois dimensions de la croûte et du manteau supérieur. Au cours de cette étude, le modèle de vitesse

est paramétré en tant que réseau régulier de cellules de vitesse constante de 25x25x100 km (dans les directions respectives x, y et z).

La tomographie sismique locale permet d'imager et de modéliser la structure interne de la terre dans la partie SW de la région de Talsint pour définir les structures géologiques responsables de l'activité récente dans la région. Les paramètres qui permettent de déduire les structures géologiques sont les vitesses de propagation des ondes sismiques P et S. L'utilisation de très grandes quantités de données et la qualité du modèle permet de donner une image des structures proche de la réalité. Elle permet d'établir une cartographie des hétérogénéités du sous-sol décrites généralement par la vitesse de propagation des ondes sismiques.

5-6-2. Méthodologie et techniques du travail

Les stations sismologiques, réparties à la surface locale de la terre, enregistrent les signaux correspondant aux ondes sismiques, sous forme d'enregistrement appelés sismogrammes. Ces signaux dépendent directement des milieux traversés.

L'ensemble des étapes suivies et les produits obtenus sont représentés dans l'organigramme illustré par la figure 5-45 :

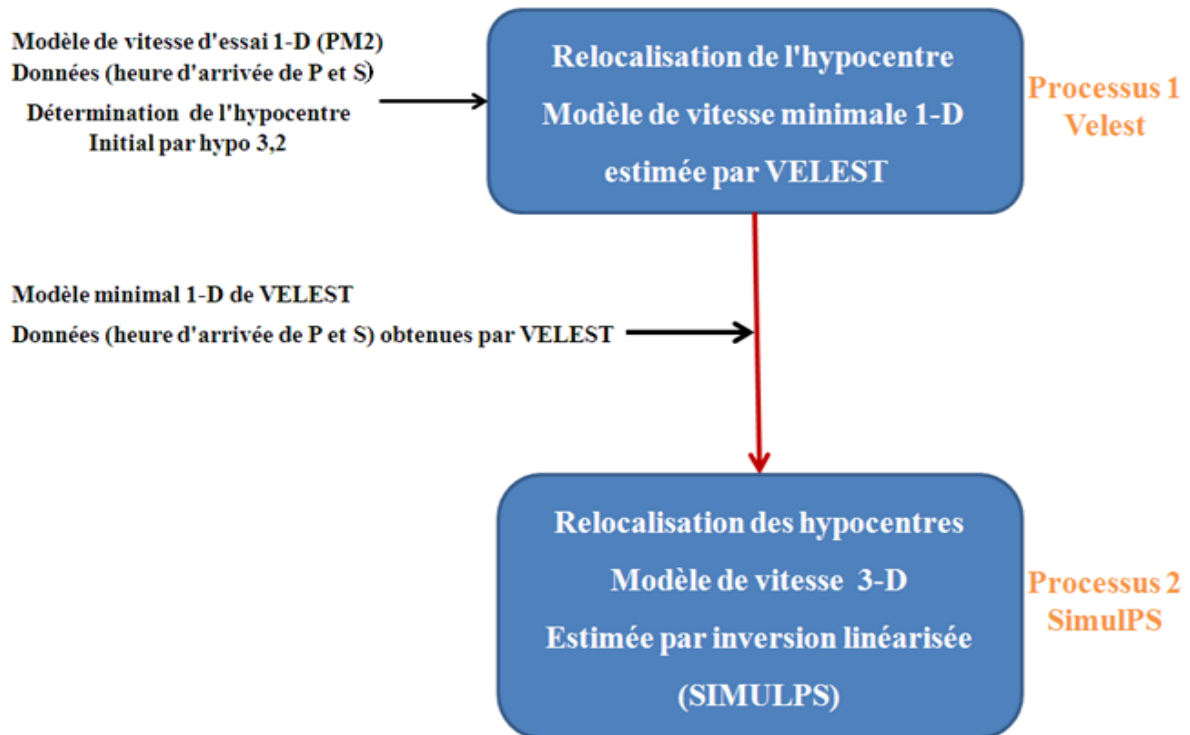


Figure 5-45: Organigramme utilisé pour élaborer la tomographie sismique locale.

Les données des temps d'arrivée utilisés dans cette étude ont été obtenues par le réseau sismique marocain présenté par la figure 5-46. Afin de déterminer les hypocentres et de trouver les vitesses locaux, les temps d'arrivée des ondes P et S utilisés sont enregistrés par les stations sismiques implantées dans la partie NE du Haut Atlas.

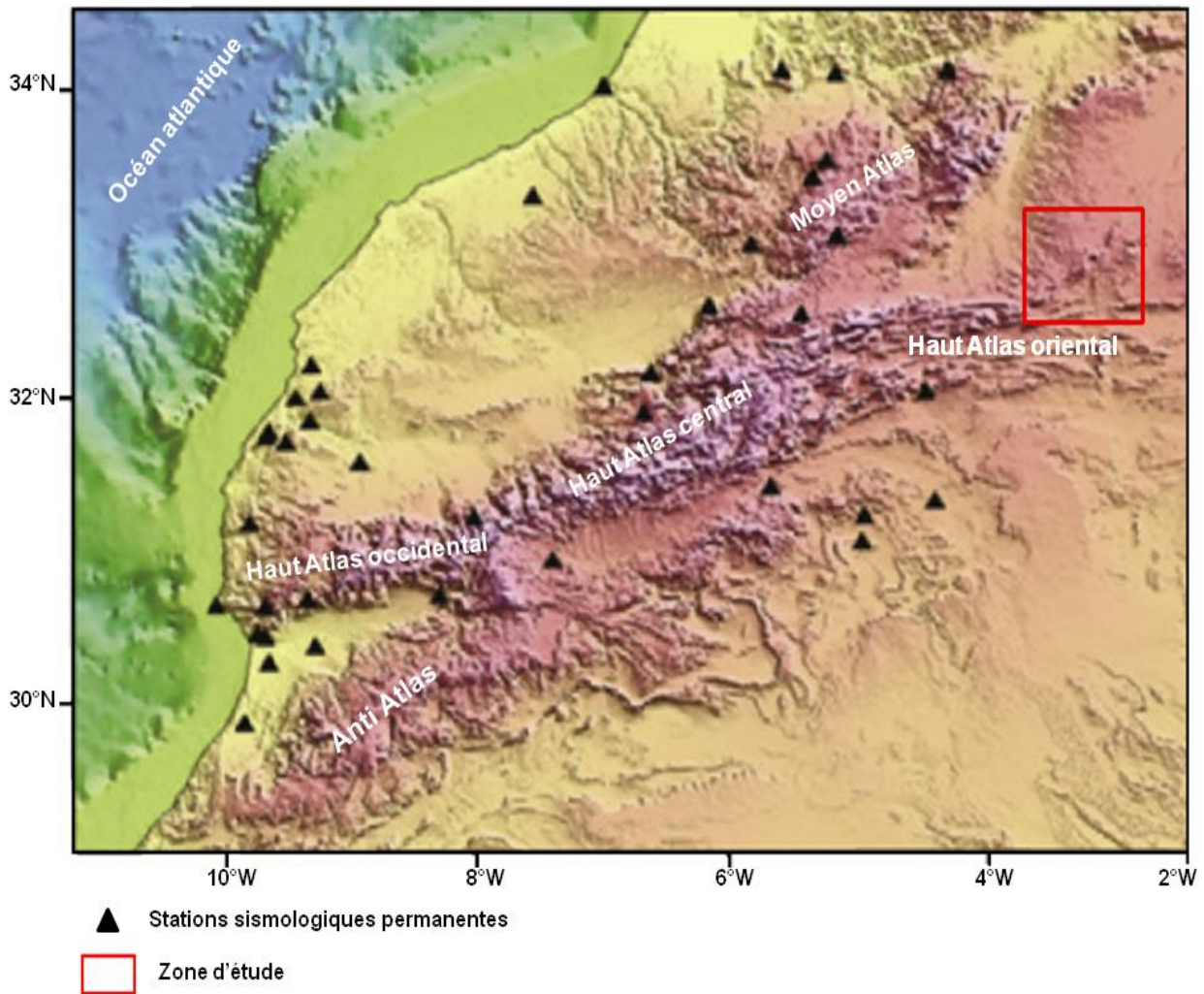


Figure 5-46 : Emplacements des stations permanentes dans le domaine de l'Atlas marocain.

La tomographie vise à retrouver un modèle de vitesse de propagation des ondes sismiques à partir des temps de première arrivée mesurés.

L'estimation préliminaire des temps d'origine et des coordonnées hypocentrales est déterminée par le programme Hypocenter 3.2 (Lienert, 1994). Nous utilisons dans cette étude la procédure d'inversion linéaire qui comprend les étapes suivantes :

- Le choix d'un modèle de vitesse de référence établie à partir de sismique de réfraction dans la région du Haut Atlas (fig. 5-47), (Tadili et al., 1996). La comparaison entre le modèle de vitesse initiale et le modèle final de vitesse après relocalisation et modélisation 3D, a permis de mettre en évidence la présence d'une conformité entre les deux.

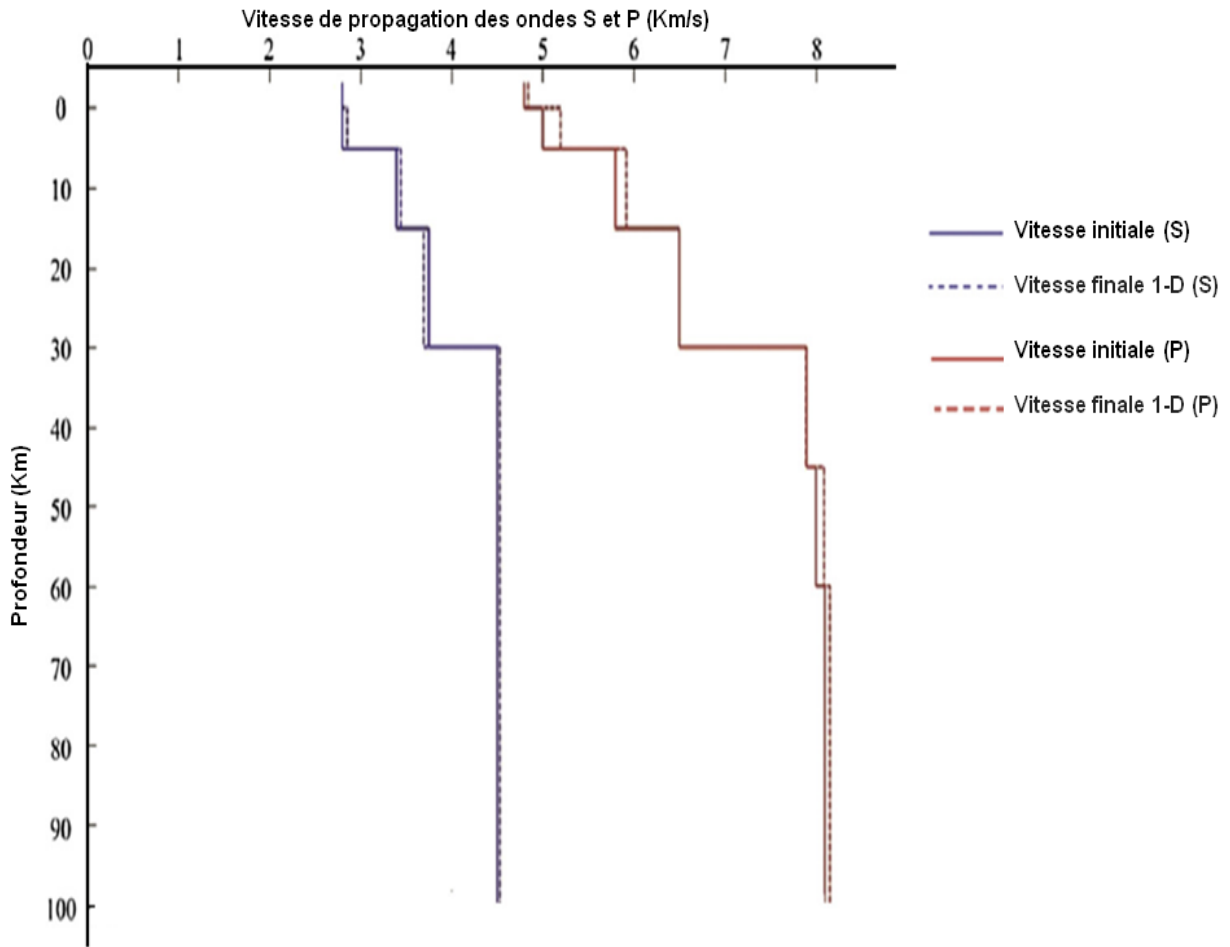


Figure 5-47: Modèle 1-D de vitesse de propagation des ondes P et S obtenue à partir de l'analyse des enregistrements sismiques aux stations de figure 46.

- Trouver le modèle 1-D minimal en utilisant le programme "VELEST" (Kissling et al., 1994) pour la détermination simultanée d'hypocentres, les structures de vitesse de propagation des ondes P et S de 1-D et les corrections de station.

- La relocalisation simultanée d'hypocentres et la détermination de la structure de la vitesse locale en utilisant une inversion linéarisée (Thurber, 1983; Eberhart-Phillips, 1990).

- L'estimation du modèle minimal 1-D par VELEST (Kissling et al, 1994) définit le modèle de vitesse optimale 1-D et représente la solution des moindres carrés de temps de déplacement des ondes P dans un modèle couplé de vitesse d'hypocentre.

- Dans l'approche linéarisée, nous utilisons le programme SIMULPS développé à l'origine par Thurber (1983) en utilisant des algorithmes de traçage approximatif (ART) et pseudo-flexion. Cette méthode a encore été améliorée par Eberhart-Phillips (1990) pour la modélisation directe des temps d'arrivée des ondes P et S dans l'inversion itérative, amortie, des moindres carrés pour les hypocentres et la structure de vitesse 3-D. Dans cette approche, la paramétrisation du modèle suppose un champ de vitesse continue en interpolant linéairement entre les valeurs de vitesse définies aux nœuds d'une grille 3-D (Foulger et Toomey, 1989).

- Reconstruire un modèle synthétique initial par les données sismiques réelles (test de Checkerboard). Dans notre cas on utilise le test du damier, nous commençons par une variation de l'ordre de $\pm 10\%$ de la vitesse de l'onde P du modèle 1-D original pour créer des données synthétiques à partir de ce modèle (a). Avec le calcul appelé modélisation inverse, nous avons essayé de reconstruire les données physiques (données sismiques) enregistrés (b). Par conséquent, nous essayons de savoir comment le modèle synthétique initial est reconstruit dans l'image calculée. La qualité de ce test est vérifiée en sachant à quel niveau la structure de vitesse réelle est présentée dans l'image calculée.

Dans les tests synthétiques, les images calculées donnent également une structure de vitesse raisonnablement vraie de 5 à 45 km de profondeur (fig. 5-48).

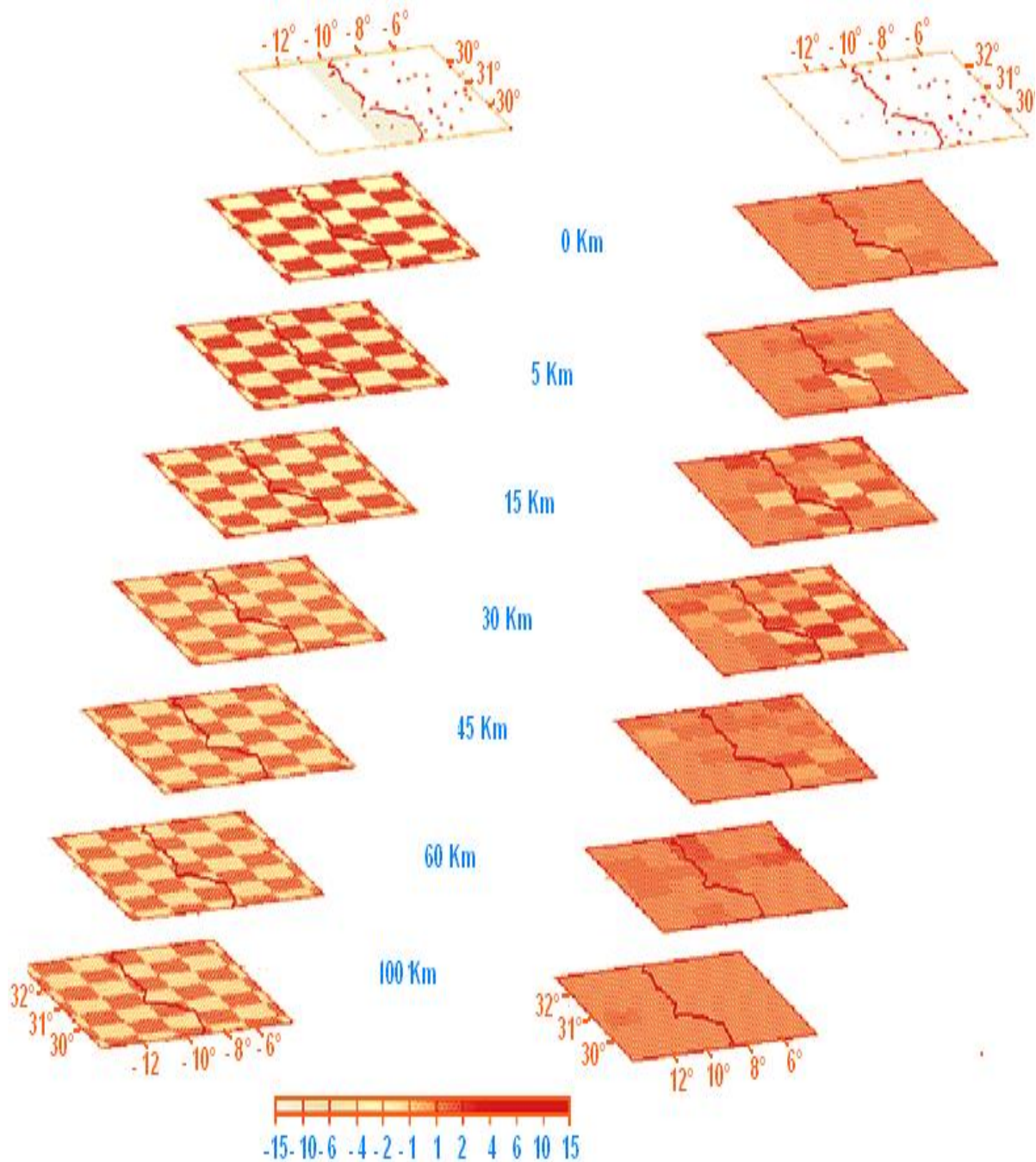


Figure 5-48: Résultats pour le test de modèle synthétique de la vitesse de propagation des ondes P (a) et pour le test des modèles synthétiques de VP (b) à des profondeurs de 0, 5, 15, 30, 45, 60 et 100 km.

En deuxième lieu, les données sismiques et les résultats obtenus par la tomographie sismique locale ont été intégrés dans un SIG, pour définir la relation entre l'activité sismique générée dans la région et les structures géologiques profondes détectées.

5-6-3. Résultats et discussion

5-6-3-1. Résultats

Les images issues de la tomographie sont caractérisées par une variation de vitesse des ondes P. On y distingue les grandes vitesses (colorées en bleu) et les faibles vitesses (colorées en rouge). Les grandes vitesses sont représentatives des terrains compacts solides alors que les faibles vitesses sont représentatives des terrains meubles ou des matériaux chauds.

Différentes sections verticales ont été réalisées au niveau de la région de Talsint (fig. 5-49 et 5-50). Section verticale AB (fig. 5-49), orientée nord est implantée le long de la boutonnière de Mougueur située au sud-ouest de Talsint.

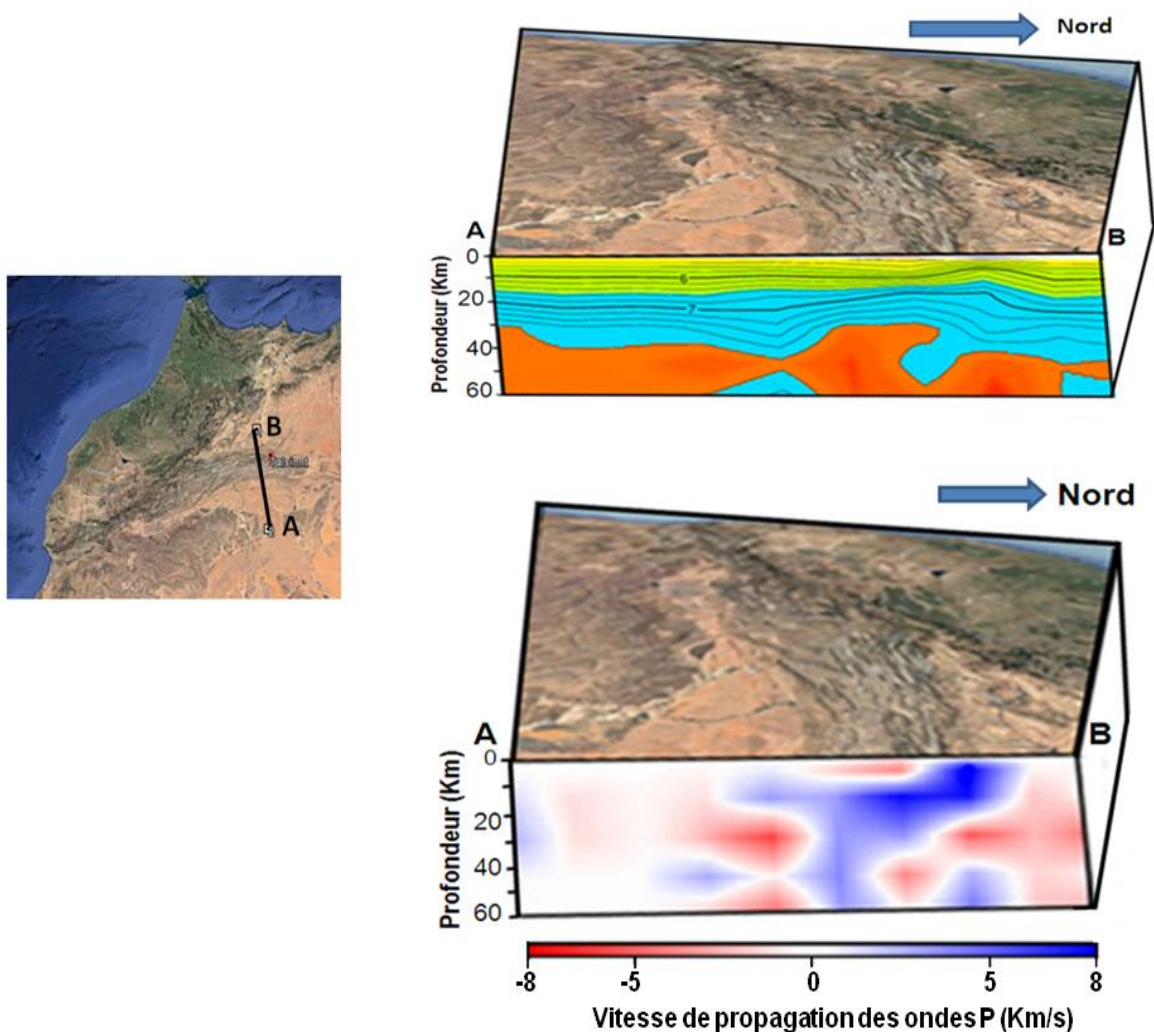


Figure 5-49 : a. Section verticale à travers les premiers 60 Km en profondeur dans la région montrant la structure des terrains au niveau de la région de Talsint. b. Section verticale représentant les anomalies principales des vitesses détectées par la tomographie sismique locale (grande vitesse en bleu et faible vitesse en rouge).

En plus, trois profils verticaux de directions différentes (BB', CC' et DD') ont été effectués au niveau de la région de Talsint pour définir les structures internes au niveau de la croûte inférieure (fig. 5-50).

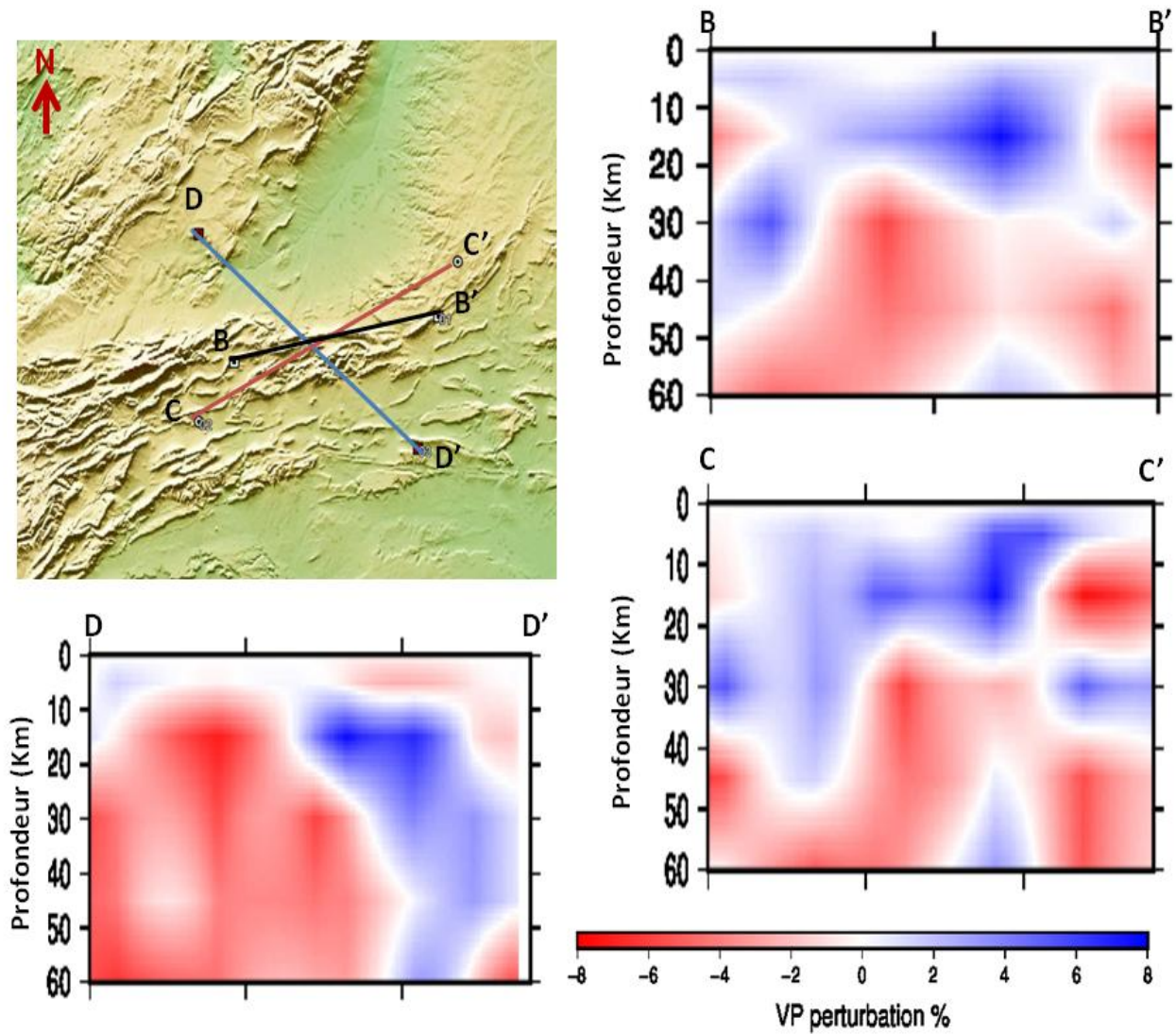


Figure 5-50: Sections verticales représentant les anomalies principales des vitesses détectées par la tomographie sismique locale (grande vitesse en bleu et faible vitesse en rouge).

L'intégration des données sismiques au niveau des anomalies de vitesse confirme que les séismes sont localisés au niveau des zones compactes (fig. 5-51).

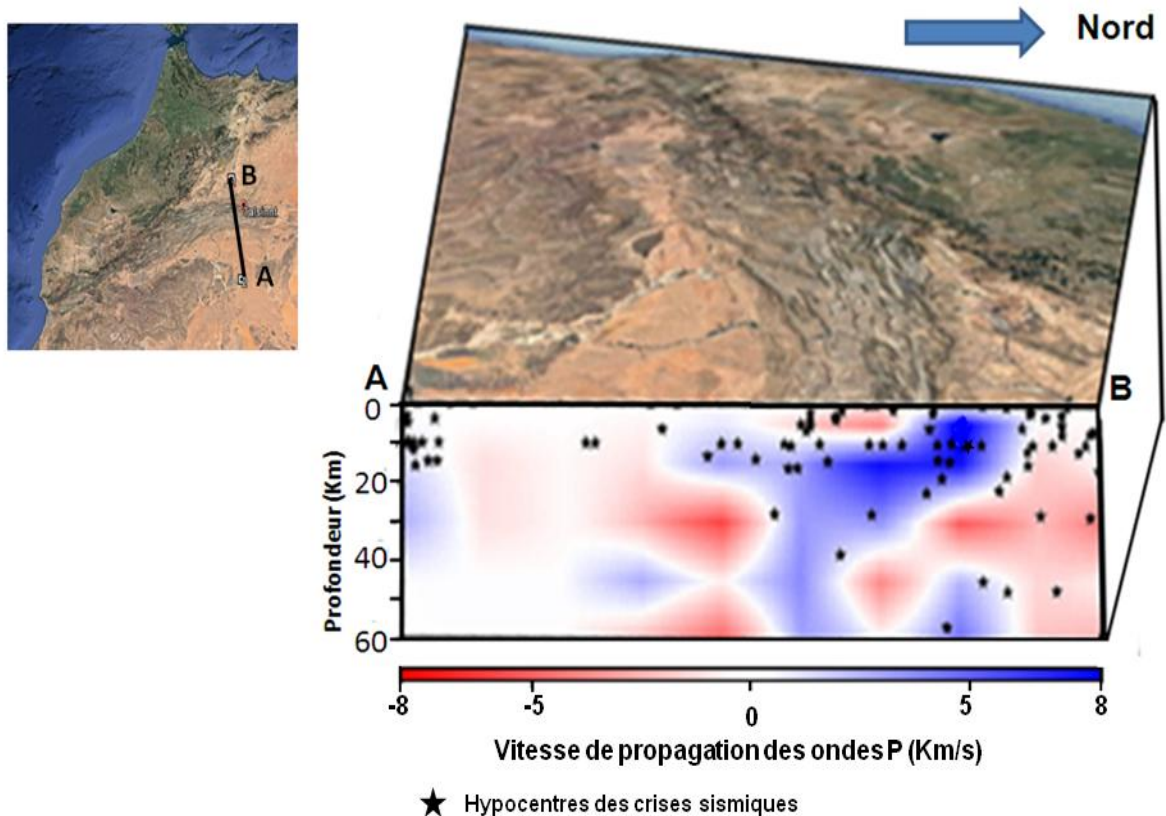


Figure 5-51: Image montrant la répartition des hypocentres selon la profondeur dans la région de Talsint.

5-6-3-2. Discussion

Le premier modèle crustal a été proposé par Warne (1988), sur une coupe transversale du Haut Atlas (transect de Midelt et Errachidia) à la limite du Trias moyen supérieur, il montre un arrangement en blocs inclinés, séparés par des failles listriques qui sont enracinées en profondeur sur une faille de détachement légèrement plongeante au nord. Le creux du Haut Atlas résulterait donc d'une extension pure, avec une contrainte principale orientée NW-SE. Jacobshagen et al., (1988) et Giese et Jacobshagen (1992) ont proposé l'existence d'un détachement plat, intracrustal sous le Haut Atlas oriental à un vingtaine de kilomètres, continu sans plus de profondeur. Beauchamp et al., (1999) ont également suggéré que la poussée d'Atlas ne pénétrait que dans la croûte moyenne, laissant la croûte inférieure non protégée.

Cependant, Makris et al., (1985) et Wigger et al., (1992) ont modélisé une structure crustale inférieure asymétrique sous le Haut Atlas. Ils ont proposé que la croûte inférieure augmente progressivement en épaisseur vers le nord sous la limite sud de la chaîne, mais que l'épaisseur change brusquement sous le nord frontière.

Basé sur un transect géologique et structurel détaillé à travers les bassins du Haut Atlas central et de l'avant-pays sud et une synthèse de données géophysiques principalement celles acquises par les Allemands équipes (Schwarz et al., 1992; Wigger et al., 1992). El Harfi, en (2001) a proposé une nouvelle interprétation de la structure profonde du Haut Atlas oriental (transect Midlet-Errachidia). Dans ce nouveau modèle, le saut dans l'épaisseur crustale (profondeur de la discontinuité Moho) entre le Haut Atlas et les plaines du nord est interprété par l'auteur comme étant dû à une faille de chevauchement pénétrée dans la croûte inférieure et compenser la discontinuité de Moho. Ce modèle implique des événements de chevauchement à grande échelle qui impliquent toute la croûte de manière rampante sous compression pure ou déformation transgressive (El Harfi, 2001 ; El Harfi et al., 2004). Selon des études détaillées par sismique de réfraction effectuées par Wigger et al., (1992), l'épaisseur crustale sous le Haut Atlas est d'environ 35 à 40 km, soit environ 30 à 35 km dans les plaines périphériques. De plus, Une compilation des profils de sismique réfraction le long d'une section NNW-SSE (Wigger et al., 1992) démontre qu'il existe une variation latérale de la distribution des zones de faible vitesse sismique, et le maximum (7.9-8 km/s) est sous la partie nord du Haut Atlas, dans la zone crustale de maximale épaisseur (fig. 5-52). Les zones de faible vitesse sismique dans la croûte supérieure sous le Haut Atlas plongent légèrement vers le nord, mais une transition continue vers le NNW n'est pas prouvée par les données.

Récemment, des résultats de grand angle sismique et de fonction de récepteur, ont été utilisés comme contraintes pour construire un modèle crustal gravitaire du Haut Atlas du Maroc. La modélisation gravimétrique suggère un épaissement crustal modéré et un état général de sous compensation isostatique Airy (Ayarza et al., 2005).

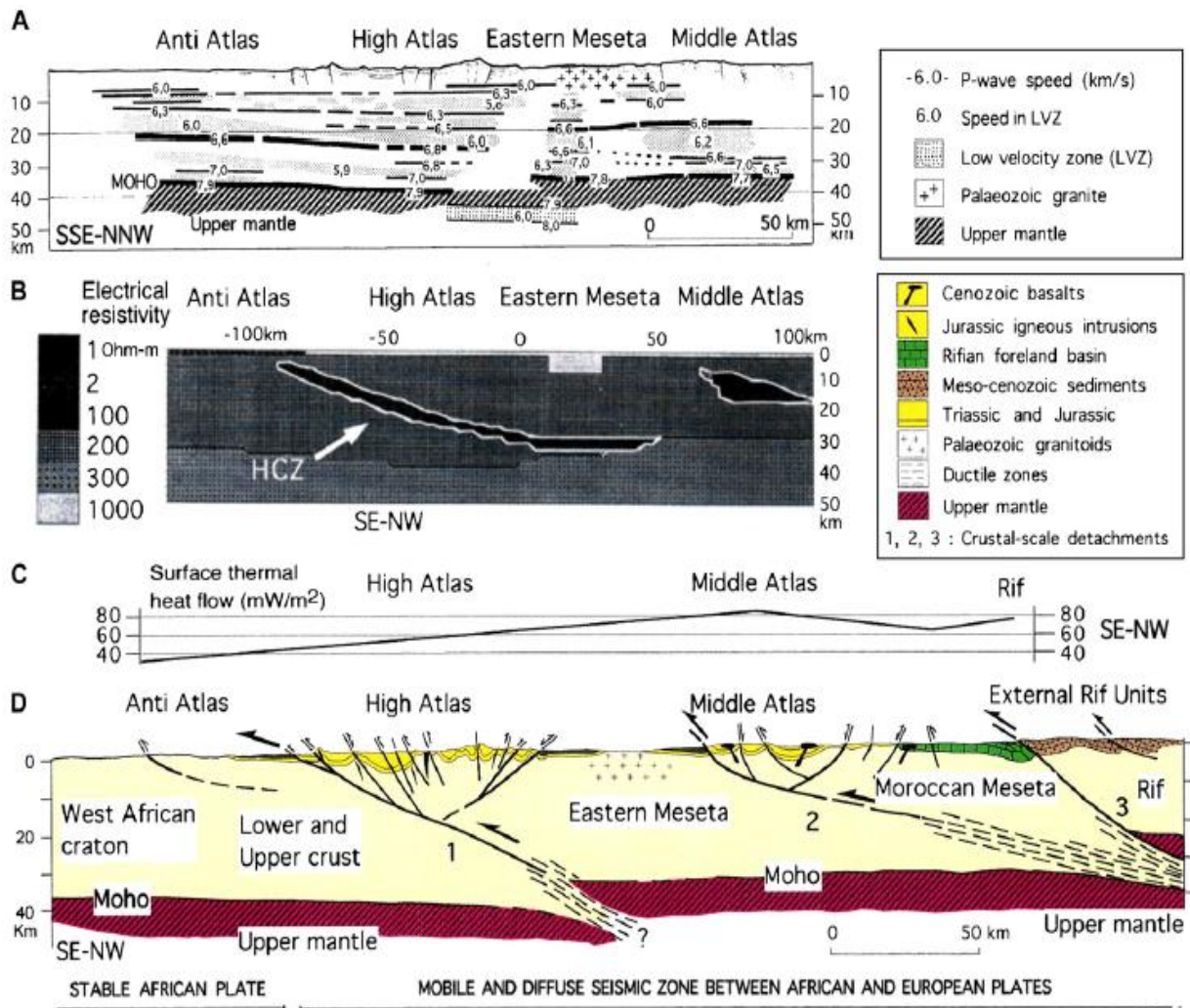


Figure 5-52: (A) SSE-NNW section crustale des montagnes du Haut et Moyen Atlas (Wigger et al., 1992). L'épaisseur maximale de crustale (42 km) se trouve sous la frontière nord du Haut Atlas. Notez la présence de l'inversion de la vitesse subcrustale à une profondeur de 45 à 50 km entre la croûte inférieure et le manteau supérieur au-dessus du Haut et Moyen Atlas. (B) Modèle de résistivité électrique à travers le Haut Atlas (d'après Schwarz et al., 1992). La résistivité électrique de la croûte moyenne et inférieure sous l'Anti Atlas a été déterminée à environ 200 ohms.m, la même que pour la croûte inférieure du Haut et Moyen Atlas. Le modèle a un manteau supérieur très résistif (1000 ohms.m). Ce modèle (S100) montre une zone de haute conductivité (HCZ) avec un pendage assez abrupt, s'étendant de la limite sud du Haut Atlas presque jusqu'à la profondeur Moho (36 km) sous la Meseta est. (C) le flux de chaleur thermique de surface à travers le Haut Atlas et le Moyen Atlas (Rimi, 1999). Il semble indiquer une donnée de flux de chaleur qui, bien que rare dans le Haut Atlas, des valeurs de rendement de 54 mW / m² et beaucoup plus élevées dans le Moyen Atlas (85 mW / m²). (D) section SEE-NW conceptuelle de la croûte à travers les grandes plages intracratoniques du système Atlas du Maroc : Haut Atlas, Moyen Atlas et Rif (Giese et Jacobshagen, 1992).

D'après nos récents résultats, on peut constater que le résultat le plus remarquable obtenu à partir des profils verticaux effectués au niveau de la région de Talsint (près du massif de Mougueur) est l'existence de :

Un bloc (anomalie) de grande vitesse, à partir de 5 à 30 km de profondeur, orienté E-W, représentant la croûte. Un seconde bloc est toujours attaché à la croûte ou faiblement détaché au-dessous du Haut Atlas oriental au delà de 40 km de profondeur (fig. 5-49).

La section verticale DD' au niveau de la figure 50 montre une zone de collision à la limite de l'Anti Atlas et Haut Atlas oriental. Une partie d'une zone de subduction ou raccourcissement orientée NE-SW et plongeant vers le NW est détectée (fig. 5-53). Cette zone est comparable a celle détectée par la résistivité électrique à travers le Haut Atlas (d'après Schwarz et al., 1992) (fig. 5-52). La collision a entraîné le détachement et le plongeon d'une partie de la croûte inférieure dans la lithosphère et la remontée ou upwelling des matériaux chauds provenant de la lithosphère. Cette dernière est confirmée par le relevé du flux de chaleur thermique de surface à travers le Haut Atlas et le Moyen Atlas (Rimi, 1999) qui augmente au niveau de région d'étude. L'épaisseur de croûte au niveau du Haut Atlas oriental varie entre 30-40 km ce qui est conforme avec les résultats déjà obtenus.

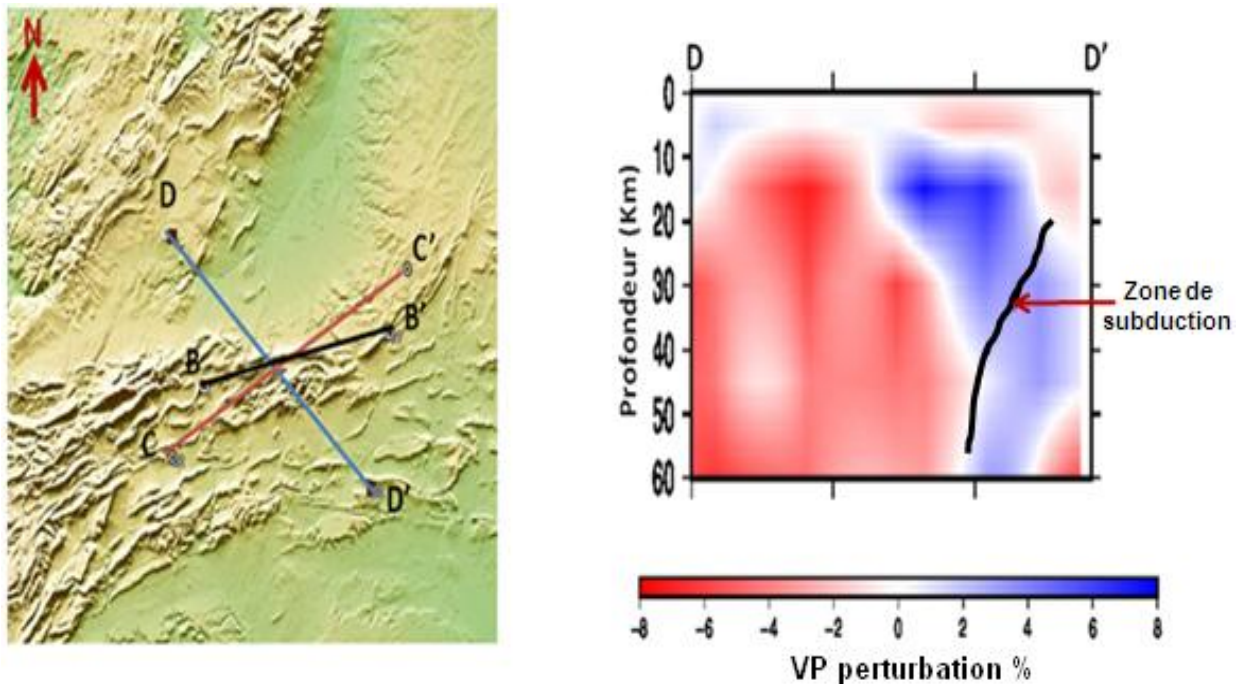


Figure 5-53: Une partie d'une zone de subduction ou raccourcissement orientée NE-SW, plongeant vers le NW, détectée par la section verticale DD'.

L'explication géodynamique des résultats obtenus a permis de tracer une chronologie tectonique à plusieurs phases :

- lors de la collision de l'ensemble du Craton Ouest Africain-ceinture mobile et le bloc avalonien (orogénèse hercynien), une partie du Craton Ouest Africain subside sous le bloc avalonien formant une zone de subduction sous l'effet des contraintes compressives (Mattauer et al., 1977 ; Jenny, 1983 ; Brede et al., 1987, 1992 ; Piqué et Laville, 1993 ; El Kochri et al., 1996). Le modèle d'évolution géodynamique du Haut Atlas est illustré par la figure 5-54.

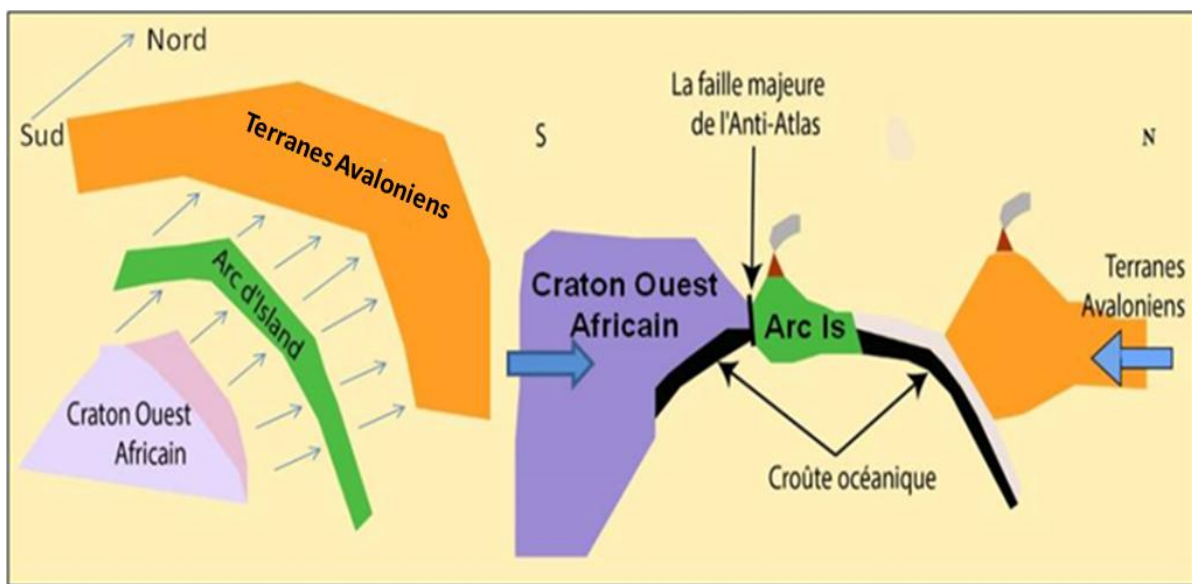


Figure 5-54: Modèle d'évolution géodynamique du Haut Atlas.

- lors du Trias, une partie de corps subsidant se casse et plonge en profondeur. Cela permet aux basaltes tholéïitiques de remonter et marquer aussi, le début de l'extension au niveau du Haut Atlas, qui est marquée par les basaltes tholéïitiques de Trias.

- au Jurassique inférieur (Lias), la cassure et l'effondrement de la zone de subduction au niveau de la zone de collision a permis la formation des failles normales et du bassin de subsidence liasique (extension liasique) .

- au Jurassique supérieur (Dogger), la remontée des matériaux fondus de la lithosphère (uplifting) et changement de la direction des contraintes de pression qui s'orientent NW-SE. Le Jurassique supérieur est marqué par une période de compression. Cette période est responsable de la mise en relief du Haut Atlas et des structures observées actuellement.

L'analyse de ces résultats obtenus lors de ce travail a permis de conclure que le rapprochement des continents Africain et Eurasien accentue une pression au niveau du sillon nord atlasique et au niveau du sillon sud atlasique. Probablement, cette pression génère une activité des failles localisées le long des formations triasico-jurassique et des ruptures au niveau du bloc rigide détecté dans la partie sud-ouest de la région de Talsint, entraînant une activité sismique locale signalée le long des failles actives F1' et F1'', orientées NE-SW (Radi et al., 2015).

5-7. Conclusion

La télédétection constitue un puissant outil pour les recherches concernant la détection et la localisation des failles actives et l'extraction des linéaments géologiques le long des régions à activité sismique. C'est une méthode d'investigation adaptée à la cartographie des zones faillées et fracturées. Ainsi, l'utilisation simultanée des techniques de traitement numériques et l'analyse d'image Landsat 7 ETM+ a permis de cartographier les familles de linéaments géologiques et de failles dans la région de Talsint.

L'utilisation des techniques de traitement numérique des images satellites de notre région d'étude et l'intégration d'un SIG ont permis de détecter et localiser les failles actives responsables de l'activité sismique enregistrée ces dernières années. Ces failles sont orientées de direction NE-SW et liées à des linéaments orientés N45 sur la partie SW de la région étudiée.

En plus, l'intégration des données sismiques à un SIG a permis de conclure que l'activité sismique a connu un déplacement intense vers le SW de la région de Talsint, durant ces dix dernières années.

L'application de la tomographie sismique a permis de déduire l'existence d'un bloc (anomalie) de grande vitesse, à partir de 5 à 30 km de profondeur, orienté E-W. Une partie de ce bloc est détachée au-dessous du Haut Atlas oriental. Cette anomalie crustale explique la formation du bassin subside au niveau du Haut Atlas oriental. En plus d'une zone de collision localisée à la limite de l'Anti Atlas et Haut Atlas oriental, il y a une partie d'une zone de subduction ou raccourcissement orientée NE-SW et plongeant vers le NW est détectée. Les pressions générées par le rapprochement des continents Africain et Eurasien au niveau de ce bloc compact peuvent être responsables des mouvements de la faille orientée NE-SW, localisée dans la région de Talsint et l'Atlas oriental, se traduisant actuellement par une sismicité active dans le SW de la région de Tasint au niveau du Haut Atlas oriental.

Partie III : Deuxième cas d'étude (Région d'Agadir)

Chapitre 6

*Apport de la géophysique, de la télédétection et des
SIG à la détection des failles et des structures
néotectoniques dans la partie SW du Haut Atlas*

6-1. Introduction

Du point de vue structural, l'extrême ouest du Haut Atlas, y compris la région d'Agadir a connu des tremblements destructeurs en 1731 et 1960, de magnitudes 6,4 et 6, respectivement.

La présente étude a deux objectifs principaux :

- d'utiliser des techniques de télédétection pour détecter et cartographier des structures géologiques en surface, y compris les failles ;

- d'utiliser la tomographie sismique locale pour l'imagerie de la lithosphère et de détecter des structures profondes ;

L'étude porte sur l'identification informatisée des linéaments, l'extraction et l'interprétation quantitative des linéaments géologique au SW du Haut Atlas.

L'analyse développée ici est basée sur la mise en valeur numérique d'une image Landsat 7 ETM+ et sur le traitement statistique des données générées par l'amélioration de l'image numérique.

Les résultats générés par l'analyse statistique sont présentés sous forme de cartes des failles, de cartes des linéaments, de diagrammes polaires et des cartes de densité des linéaments géologiques. Ces cartes ont permis de mettre en évidence que les linéaments géologiques ont une forte concentration d'orientation autour des directions N40E, N80W et N-S.

La tomographie sismique locale utilise des données de temps de déplacement des ondes P et S dans cette région pour étudier la structure de la lithosphère au niveau du SW du Haut Atlas occidental et la cartographie des failles néotectoniques. La tomographie sismique locale permet la détermination d'un modèle crustale 3-D de vitesse des ondes sismiques de la région.

Pour l'étude des structures profondes (du sous-sol), une sélection de données sismiques nécessaire à la définition du modèle 3-D de vitesse a été utilisée. Après la préparation de la base de données, nous avons utilisé les techniques de la tomographie sismique locale pour obtenir avec précision le modèle de vitesse au niveau de la croûte terrestre dans la partie SW du Haut Atlas occidental.

Les images Landsat interprétées sont discutées et comparées aux structures sismogènes et tectoniques profondes également par rapport aux structures de surface définies par télédétection.

Les résultats de la tomographie sismique locale montrent une nouvelle structure profonde détaillée au niveau de la croûte définie par des nombreuses anomalies de grande vitesse, à partir de 5 à 45 km de profondeur. Le plus important corps compact à haute vitesse est détecté à la partie nord du SW du Haut Atlas. Ce bloc est localisé à la profondeur de 15 à 45 km, plongeant vers le nord sous le bassin d'Essaouira dans la Meseta occidentale avec des variations de vitesse d'onde P de 6,5 à 7,8 km/s. Cette anomalie peut être interprétée comme une ancienne zone de subduction marquant la limite entre le SW du Haut Atlas et la Meseta occidentale. En plus de second corps à grande vitesse, plongeant au nord sous le massif hercynien du Tichka est détecté dans la partie orientale du SW du Haut Atlas. Cette anomalie de vitesse positive peut être interprétée comme une ancienne zone de subduction marquant la limite entre le domaine mesetien et Craton Ouest-Africain.

L'apparition du magmatisme tholéitiques et alcalin respectivement dans la zone du bassin d'Essaouira et dans la zone de massif hercynien du Tichka nous amène à conclure que ces deux zones sont des zones à collusion et que des reliques de subduction existent dans ces zones. Les anomalies lithosphériques négatives sont interprétées comme des zones de chaleur ou de remonté des matériaux asthénosphériques chauds (upwelling) de profondeur traversant les principales structures de la croûte terrestre dans le sud-ouest du Haut Atlas occidental. Les anomalies lithosphériques négatives sont interprétées comme des matériaux asthénosphériques chauds provenant de la profondeur pour remplacer la croûte détachée.

6-2. Présentation de la région d'étude

6-2-1. Cadre géologique

6-2-1-1. Contexte géodynamique

Le Maroc est situé dans une zone de collision continentale due au rapprochement des plaques tectoniques Afrique-Europe, dont les contraintes sont principalement absorbées par la chaîne atlasique et le Rif.

La région d'Agadir se situe sur le versant sud et à l'extrémité occidentale de la grande chaîne atlasique concernant le Haut Atlas ou Atlas Saharien, qui est une limite structurale

entre les montagnes de l'Atlas actifs et la plate-forme du Sahara relativement stable dans le sud (fig. 6-55). Cette zone sujette aux tremblements de terre est liée au nord et au nord-est par le pli et la poussée ceinture du Haut Atlas, et au sud par le bassin de Souss faiblement déformé (fig. 6-56).

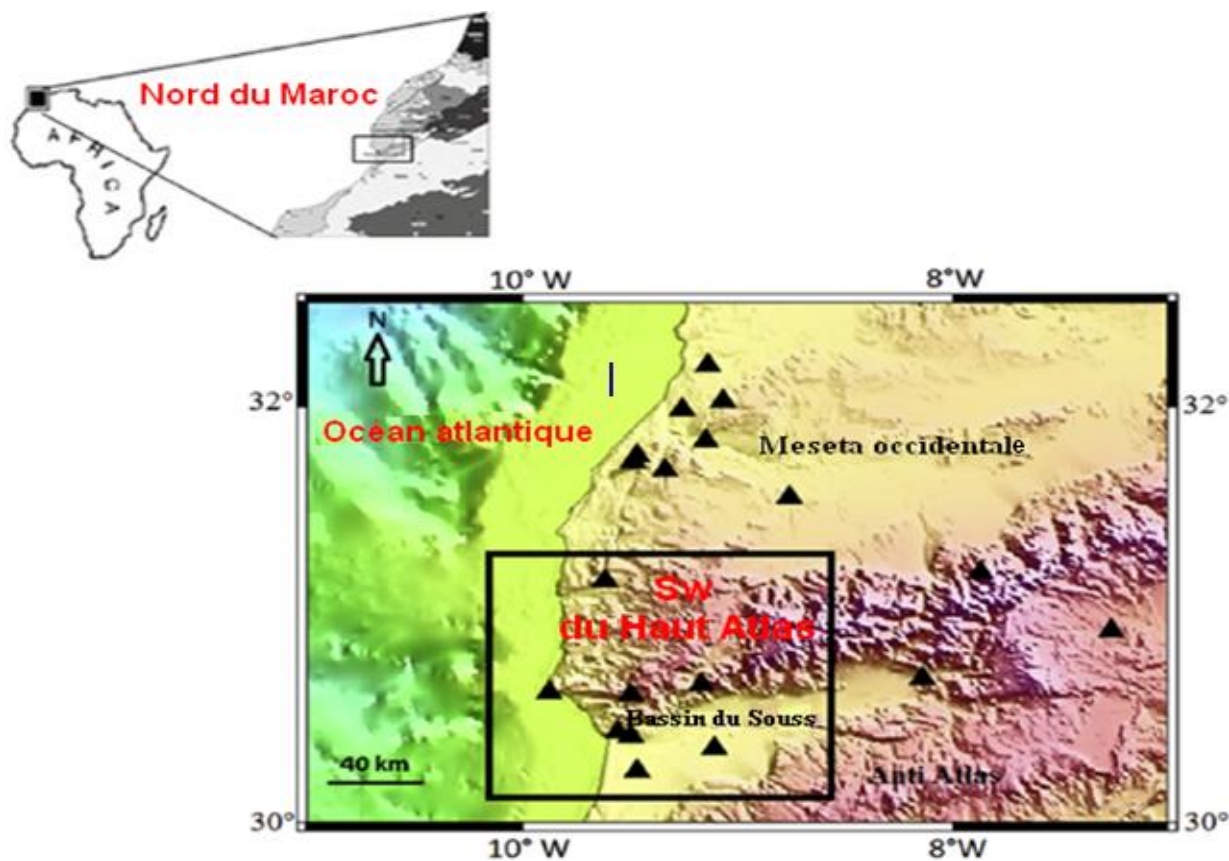


Figure 6-55: Carte de la région d'étude et l'emplacement des stations sismiques permanentes (triangle noir) dans le sud-ouest du Haut Atlas. La topographie de fond vue en deuxième modèle numérique d'élévation SRTM 3-arc (Farr et Kobrick, 1998).

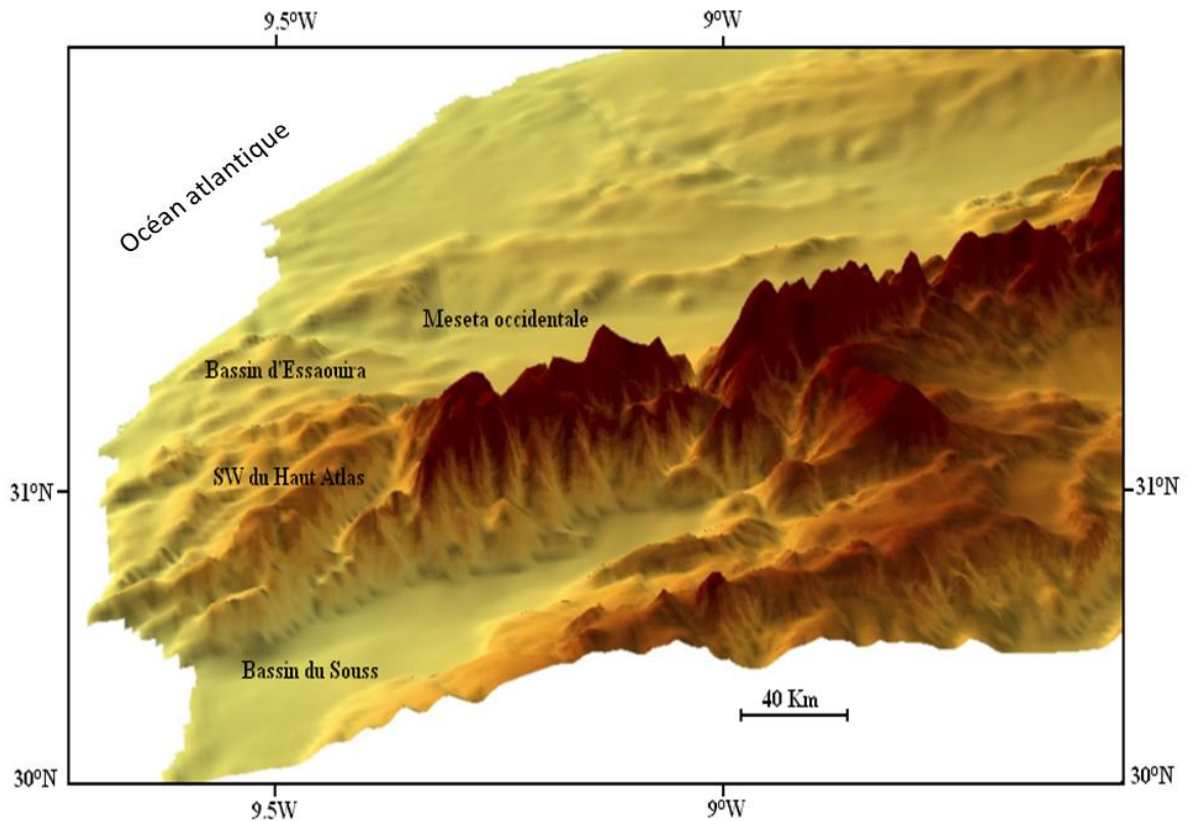


Figure 6-56 : Vue en élévation numérique de deuxième SRTM 3-arc (~ 90 m) montrant les principales structures dans la région d'étude. Le Souss et le bassin d'Essaouira sont situés respectivement dans le sud et au nord de SW du Haut Atlas.

6-2-1-2. La néotectonique de la région

La région d'étude est située sur la bordure SW du Haut Atlas occidental, c'est une chaîne intracontinentale qui doit sa structure actuelle aux mouvements compressifs d'âge essentiellement Tertiaire et Plio-Quaternaire.

D'autre part, la ville d'Agadir est construite à cheval sur la partie montagneuse appartenant à la zone pré-atlasique méridionale (Ambroggi, 1963), et sur la septentrionale de la plaine du Souss.

La zone où ont été observées les intensités maximales lors du séisme de 1960 est géologiquement assez complexe, ainsi que, la géologie locale permettant de conclure que le séisme est lié au jeu dextre d'une faille préexistante orienté ENE-WSW.

Les travaux néotectoniques effectués sur cette région sont nombreux, ils concernent surtout les bordures de la chaîne et la zone côtière d'Agadir où les dépôts récents sont les plus développés. Elle est constituée par l'existence d'une activité néotectonique matérialisée par des plis, des flexures et des failles affectant les dépôts mio-pliocènes et quaternaires. La direction de compression est NNE-SSW lors de la phase tectonique majeure à laquelle est liée la surrection de chaîne (Oligocène) s'oriente par la suite NNW-SSE à NW-SE au Mio-Pliocène, au Plio-Villafranien et Quaternaire (Ambroggi, 1963 ; Choubert et Faune-Muret, 1965 ; Huvelin, 1973 ; Weisrock, 1981 ; Medina, 1984 ; Dutour et Ferrandini, 1985 ; Ait Brahim et al., 1987 ; Fraissinet et al., 1988).

On y distingue alors, trois compartiments séparés par trois accidents de directions :

- NE-SW : les failles de Kasba et de l'Oued Tildi ;

La structure de la zone la plus affectée par le séisme se résume donc à un compartiment central pris entre deux accidents :

- Au NW : une faille à pendage sud ;

- Au SE : un ensemble de failles en relais à pendage nord ;

En plus du jeu inverse, le plus marqué actuellement, il existe une importante composante en décrochement sénestre matérialisée par le décalage des bancs et par les crachons induits par le jeu des failles.

Ce dispositif tectonique en blocs limités par des failles se retrouve à l'échelle régionale entre la plaine du Souss et le flanc sud de l'anticlinal du Lgouz, où prennent naissance la plus part des accidents. La complexité de ces structures s'explique bien par l'existence de plusieurs phases compressives superposées, mises en évidence aussi bien dans la région d'Agadir que dans le reste du Haut Atlas occidental (Allard et *al.*, 1958 ; Medina, 1985, 1986).

- Une phase majeure d'âge Miocène inférieur, correspondant à une compression subméridienne, responsable de la mise en place de la plupart des structures (plis et failles inverses E-W, décrochements sénestres NE-SW).

- Une phase Miocène supérieure d'âge Pliocène, avec une compression orientée cette fois NW-SE, reprenant en partie les structures antérieures.

Les derniers mouvements plio-quadernaires, à caractères néotectoniques, se traduisent de façon spectaculaire par le soulèvement différentiel des terrasses marines le long de la côte atlantique à l'aplomb des plis préexistants (Ambroggi, 1963 ; Weisrock, 1981), et par le plissement ou la flexure d'anciens dépôts continentaux quadernaires selon des directions NE-SW à ENE-WSW (Ambroggi et Medina, 1984), ce qui correspond à une compression orientée NW-SE à NNW-SSE, poursuivant celle du Mio-Pliocène.

Du point de vue structural, la région d'Agadir se trouve placée sur l'accident tectonique portant le nom d'accident sud atlasique qu'on peut suivre du golfe de Gabès à Agadir.

Elle traduit à cet endroit la discontinuité qui sépare la chaîne du Haut Atlas reprise par les mouvements alpins, de l'Anti-Atlas, zone à substratum précambrien rigide, appartenant au bouclier saharien.

Principaux accidents de la région d'Agadir :

Aux environs d'Agadir, l'accident sud atlasique se divise en 2 branches, qui sont des flexures (brusques changements de pendage selon une surface déterminée sans rupture).

Les grands accidents tectoniques de la région d'Agadir sont principalement les deux grandes flexures qui limitent la zone pré-atlasique méridionale définie par R. Ambroggi, à savoir :

- Flexure nord-atlasique : accident sud-atlasique.
- Flexure sud-atlasique : accident pré-atlasique méridional.

Ces deux accidents, se confondent par endroits, jalonent sur 2.000 km la bordure méridionale du Haut-Atlas marocain et de l'Atlas Saharien d'Agadir à Gabès, ils se prolongent sous l'océan atlantique en direction des Iles Canaries, témoins volcaniques qui ont connu des éruptions au cours des siècles passés (Ambroggi, 1960).

Ces accidents de direction générale ENE-WSW se présentent sous forme de flexures de style tectonique souple. Ils se sont amorcés lors du soulèvement du pli de fond atlasique et sont encore vivants.

Par contre, les accidents secondaires sont plus récents. Ils se présentent sous forme de failles (cassures dans l'écorce terrestre accompagnées d'un mouvement relatif (jeu) des deux

compartiments qu'elles déterminent). De largeur faible entre les lèvres (maximum de 1 à 5 m), elles sont orientées NE-SW.

Au niveau de la région d'Agadir même, la flexure sud-atlasique est compliquée par un système de failles, ou failles des sources d'Agadir ou failles du Tildi. Ces failles sont localisées dans la zone pré-atlasique méridionale décrite par Ambborgi, elles sont orientées d'ouest en est :

- la faille de la Kasbah ;
- la faille du Tildi ;
- la faille du Lahouar ;

La première des failles obliques (SW-NE) qui affecte cette région est la faille de la kasbah qui coupe l'anticlinal du même nom au niveau du village d'Adouar.

La seconde est la faille du Tildi qui traverse de part en part l'anticlinal des Ait Lamine.

Ces accidents ont pour effet de couper et de décrocher les deux accidents principaux ainsi que les axes tectoniques de la zone pré-atlasique. La conjugaison de ces 2 systèmes d'accident entraîne le découpage de la zone pré-atlasique en 3 secteurs d'ouest en est :

- le secteur occidental des Ait Lamine ;
- le secteur central d'Anounfeg ;
- le secteur oriental de Tagragra ;

La faille de Kasbah commence à 2 km au nord de la Kasbah, et se poursuit en direction de l'Atlantique au SW en passant par le col de la Kasbah, au voisinage immédiat d'Igoudar et vient recouper en mer la pointe turonienne du port d'Agadir.

La faille du Tildi a son origine à l'Adrar n'Oulma (secteur occidental de l'anticlinal du Lgouz), se poursuit en direction du SW, franchit l'Assif Assersif, atteint l'oued Tildi et se confond avec lui jusqu'à son embouchure. Elle passe par le quartier de Yachech et constitue la limite entre le quartier Administratif et la ville nouvelle d'Agadir.

La faille du Lahouar est jalonnée par l'oued Lahouar orienté NE-SW depuis son origine à Agadir Lrhazi sur le flanc sud de l'anticlinal du Lgouz jusqu'au voisinage de son embouchure. Elle a une longueur visible de 10 km dans la zone pré-atlasique. Sa trace se confond approximativement avec la limite SE du quartier industriel.

L'âge de ces accidents a pu être déterminé avec précision dans cette région. Formés au cours de l'orogénèse fin Pliocène, ils ont rejoué à la fin du Villafranchien.

6-2-3. Aperçu lithostratigraphique

Le bassin d'Agadir a fait l'objet d'un certain nombre d'études géologiques (Ambroggi, 1963 ; Bouaouda, 1987, 2007 ; Medina, 1989 ; Stets, 1992 ; Broughton et Trepanier, 1993 ; Medina, 1994, 1995 ; Amghar, 1995 ; Mustaphi et al., 1997 ; Mridekh et al., 2001 ; Mridekh, 2002 ; Hafid, 2006).

En effet, le bassin d'Agadir fait partie de la marge passive de l'Atlantique, dont l'histoire a commencé au cours de l'extension (rifting) au Trias-Jurassique dans le centre de l'Atlantique.

D'autre part, les unités stratigraphiques de la région d'Agadir peuvent être regroupées en deux grands ensembles. L'ensemble inférieur comprend les superséquences triasiques (unité Tr), jurassique (unité J) et les unités crétacées (K1, K2a et K2b). Les réflexions de cet ensemble sont plus ou moins continues et se présentent en paquets sismiques affectés de nombreuses failles. Au-dessus, la super-séquence tertiaire repose sur une surface de discordance régionale (Mridekh et al., 2009). Les réflexions de cet ensemble ont une grande continuité et s'organisent en configuration parallèle de drapage.

En effet, la série lithologique méso-cénozoïque du domaine d'étude s'étale sur les bassins onshore et offshore (Ambroggi, 1963 ; Amghar, 1996 ; Mridekh 2002). Elle est constituée par l'alternance des terrains suivants :

6-2-3-1. Les formations Cénozoïques

Le Cénozoïque est constitué par les formations suivantes :

Le Néogène : il est constitué par une série comportant un intervalle supérieur composé de 45 m d'argiles sableuses d'âge Pliocène, surmonté d'une série d'âge Miocène d'épaisseur 1200 m environ.

Miocène : il est subdivisé en trois parties :

- Miocène supérieur indiqué par la présence de sa partie supérieure de Globorotalia, Plesiotumida Blow et Merotumida Blow, il est composé de sables fins (15-347,5 m).

- Miocène moyen (500 m) est composé d'argiles grises ou jaunâtres.

- Miocène inférieur est composé de 525 m d'argiles intercalées de silts.

Paléogène : il est composé d'argiles et de sables datés de l'Oligocène et de l'Eocène, sur la base de la présence des foraminifères de la fin de l'Oligocène et des formes de palynomorphes plus anciennes (Deflandre et Cookson, 1955 ; Williams et Downie, 1966 ; Eato, 1976 ; Lentin et Williams, 1977).

Dans le bassin de Souss, un des forages pétroliers nommé BSG-1 montre une série Mio-Pliocène épaisse de 700 m environ et constituée d'alternances grés-marneuses avec parfois des niveaux carbonatés. L'ensemble repose sur des niveaux à galets polygéniques avec des faisceaux marneux et de calcaires blancs gréseux.

6-2-3-2. Les formations Mésozoïques

Le Mésozoïque est constitué par l'alternance des formations suivantes :

Crétacé : il affleure largement dans le bassin d'Agadir, (Duffaut et al., 1981) et autour du diapir de Tidsi (Duffaut et al., 1970). Il est caractérisé par une série type désignée sous le nom de trilogie mésocrétacée (Choubert, 1948 ; Basse et Choubert, 1959 ; Choubert et Faune, 1960-1962). Le Crétacé se trouve au dessous d'une discordance majeure, il est composé d'alternance de calcaires du Cénomanién supérieur et du Cénomanién inférieur intercalés par des bancs d'argile grise. Il comporte trois termes et correspond à la partie moyenne du Crétacé avec, de la base au sommet :

- Des grès rouges continentaux à azoïques attribués à l'Infracénomanién ou à l'Albien.

- Des marnes versicolores à gypse, rapportées à la partie inférieure du Cénomanién, ce faciès lagunaire n'existe pas à l'ouest, où il est remplacé par des marno-calcaires et par des marnes vertes à huîtres.

- Des calcaires et marno-calcaires blancs à silex qui s'étendraient sur le Cénomanién terminal et sur une partie, voire sur la totalité, du Turonien ; c'est la barre calcaire spectaculaire, appelée communément "barre Cénomano-Turonienne", dont la constance depuis l'Atlantique à l'ouest jusqu'au golfe de Gabès en Tunisie à l'est, en fait un repère lithologique et géographique, qui a acquis une dimension chronostratigraphique à l'échelle de l'Afrique du nord et de la marge nord-ouest africaine.

Jurassique : il est constitué par une série sédimentaire très épaisse, elle est caractérisée essentiellement par le carbonate sédimentaire. Tout au long du reste du Lias et du Dogger, la sédimentation est représentée par des dépôts clastiques et évaporites passant au calcaire dolomitique. Au cours de la Callovien-Oxfordien, la sédimentation est caractérisée par le développement d'une plate forme de carbonate. Les dépôts Jurassiques sont rangés du sommet à la base, dans les formations suivantes :

- Jurassique supérieur (300 m environ). Il débute à la base par un calcaire gris micro graveleux (dit d'Anklout) surmonté de marnes jaunes et rouges (marnes d'Anklout) au sommet, des calcaires dolomitiques (calcaires du Hadid) terminent la série.

La formation Ankloute est principalement constituée d'une alternance de chaux de pierres et des dolomites dans de nombreux différents faciès de carbonate déposé dans un très petit environnement de la plate forme dépôts proximales. Ces derniers sont attribués à l'Aalénien (Bouaouda, 2007). La succession commence avec des lits de dolomite alternent avec dolomite mudstone et wackstone. La cristallinité est élevée de dolosparite de la série correspondant à un faciès typique reflète une diagenèse très poussée. Ainsi que la production de zonation très progressive entre la calcite et la dolomite.

- Jurassique moyen (600 m environ) dit Dogger. Il est constitué à la base par des dolomites microcristallines, à intercalation marneuse et d'anhydrite, de grès (grès rouges d'Ameskroud) et des calcaires marneux, des calcaires micrograveleux gris. Ces formations d'Ameskroud (Duffaud et al., 1966), d'âge Aalénien début du Bathonien, silicoclastique et à dominante continentale, ainsi que des calcaires dolomitiques et des calcaires oolithiques au sommet (dolomies de l'Amsittène). On remarquera la particularité de la formation continentale d'Ameskroud, qui vient interrompre la progression de la transgression jurassique. Ces dépôts se sont formés dans le même contexte géodynamique que les couches rouges du Haut Atlas central, ce que confirme la présence d'un magmatisme alcalin à transitionnel (sill et coulée semblables à celles du Haut Atlas) au sommet de la formation d'Ameskroud dans la vallée de Doutama, à l'ouest d'Argana (Amghar et al., 1997).

A la base de la série, les Dolomies d'Anklout (côtes 895-1788 m) sont d'âge Aaléno-Bajocien probable. On y distingue une zone marneuse supérieure et une zone carbonatée à la base. La première (895-1330 m) comprend des calcaires oolithiques à grains fins, localement oolithiques à intercalation de marnes silteuses et d'anhydrite. La seconde (1330-1788 m) est

formée de calcaires dolomitiques gris localement oolithiques, à intercalations d'anhydrite, et des calcaires dolomitiques gris, graveleux, à oolithes.

Trias du Couloir d'Argana : De vastes bassins remplis de couches rouges silicoclastiques continentales se sont ouverts au cours du rifting de la Pangée, pendant l'intervalle Permien supérieur-Trias supérieur. Une partie seulement de ces bassins est visible en surface. Le couloir d'Argana est une de ces zones d'affleurement, avec des strates particulièrement bien exposées et peu déformées, relativement riches en restes de Vertébrés (Dutuit et Heyler, 1983 ; Jalil, 1996).

6-3. Méthodologie de travail et techniques utilisées

6-3-1. Amélioration numérique d'une image Landsat

6-3-1-1. Classification supervisée et non supervisée

Lors de ce travail, nous avons utilisé une image améliorée Landsat 7 ETM+ (Thématique Mapper Plus) acquise le 19/03/2002, ortho-rectifiée, avec le paramètre de projection système géodésique mondial (de WGS84) et la carte de projection UTM zone 29 N. Nous avons aussi utilisé les images SRTM (Shuttle Radar Topography) et SRTM image de 90 m, comme un modèle d'élévation numérique de terrain (MNT). L'image Landsat utilisée a été téléchargée à partir du site Web de l'université du Maryland (<ftp:glcf.umd.edu>). La cartographie des unités géologiques a été réalisée à partir des images de composites (infra-rouge, rouge et bandes vertes) par procédure de classification (fig. 6-57). Il existe deux types de procédures de classification : classification supervisée et la classification non supervisée. Ces classifications sont utilisées pour extraire des informations quantitatives à partir des données d'image Landsat. Une signature spectrale est développée à partir des emplacements des sites d'entraînement spécifiés dans l'image. Ces signatures sont utilisées pour classer tous les pixels de l'image.

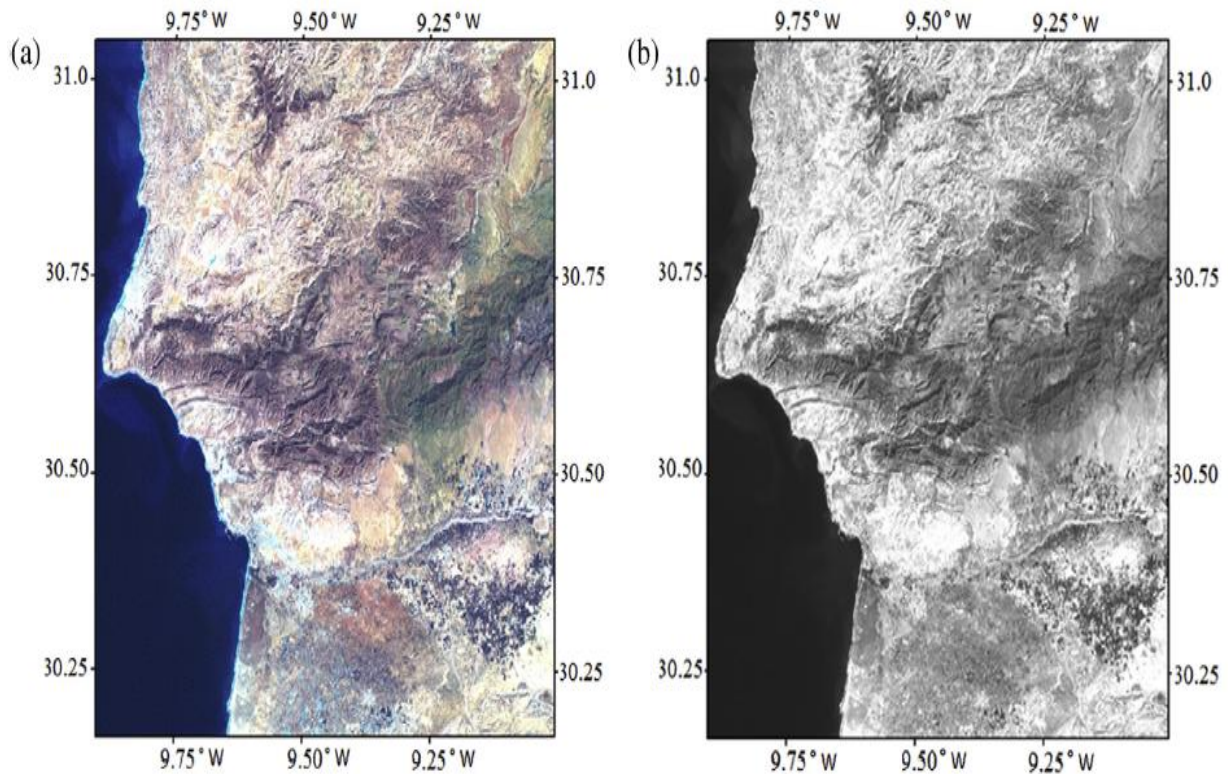


Figure 6-57: a. Composite image Landsat 7 ETM+ couvrant la région d'étude à rapport de bandes (infra-rouge, rouge et bandes vertes). b. La première composante principale obtenue par le traitement des améliorations (analyse en composantes principales).

6-3-1-2. Extraction des linéaments géologiques

L'extraction des linéaments géologiques contenus dans les images Landsat 7 ETM+ peut également être facilitée par des processus d'amélioration de l'image tel que l'analyse en composantes principales.

La composante principale a permis de réduire la corrélation entre les différentes bandes spectrales. L'avantage de cette technique consiste à manipuler visuellement un petit nombre de bandes spectrales. Dans notre cas, nous avons choisi la première composante principale (fig. 6-57b). Différentes méthodes existent pour atteindre l'amélioration et l'extraction de linéaments (par exemple des filtres directionnels, des algorithmes d'amélioration des arêtes et les algorithmes de détection des lignes). Le plus objectif est l'algorithme de détection des lignes en particulier la méthode empirique de Moore (1983), qui consiste en une procédure en cinq étapes pour détecter et renforcer les lignes. Cette méthode

est appliquée à une bande spectrale donnée. Dans notre cas, nous avons choisi la première composante principale, ainsi que le contraste entre les objets adjacents dans lesquels cette composante est forte.

Ainsi, la méthode de Moore (1983) est constituée de 5 étapes.

Etape 1 : elle consiste à générer une image lissée à l'aide d'une fenêtre mobile 3x3 pixels. La valeur du pixel central de la fenêtre est remplacée par la moyenne de 8 pixels voisins à l'intérieur de la fenêtre. De cette façon les composantes de hautes fréquences spatiales de l'image liées au bruit ou à des arêtes non significatives sont enlevées.

Etape 2 : elle vise à augmenter le contraste des lignes et des bords dans le sens correspondant à chacun des filtres directionnels utilisés. Dans cette étape Moore (1983) propose 8 filtres directionnels empiriques pour la détection des lignes dans des directions différentes.

Etape 3 : elle consiste à effectuer une convolution par une fonction d'étalement afin d'éliminer les effets secondaires introduits dans l'image par les filtres directionnels utilisés dans l'étape 2.

Etape 4 : elle est constituée d'une procédure de traitement numérique d'image pour la séparation optimale des alignements de direction et du bruit en réalisant un étirement linéaire.

Etape 5: consiste en un ajout de 8 directionnels composants images de l'étape 4 à l'image lissée originale de l'étape 1 et le rééquilibrage de la somme dans 0-255 intervalle de niveau de gris pour produire une image directionnellement améliorée.

A partir de la carte de linéaments (fig. 6-58a), on ne retient que les linéaments géologiques avec une longueur supérieure à 0,5 km (Figure 6-58b).

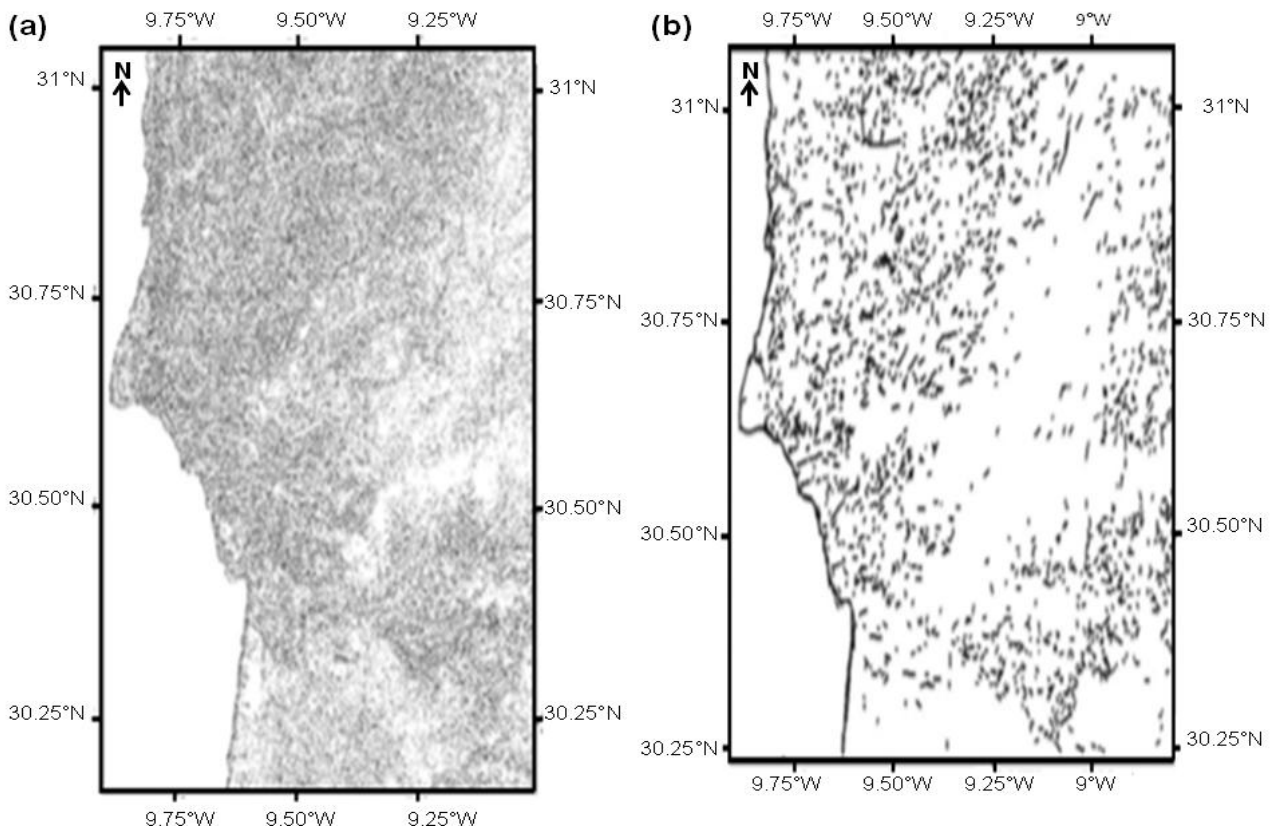


Figure 6-58: a. Carte montrant les résultats de mise en valeur et l'extraction des linéaments par des filtres directionnels. b. Carte montrant les résultats de l'extraction et de la cartographie des linéaments géologiques.

6-3-2. Apport de la géophysique (tomographie sismique locale) à l'étude de la région d'Agadir

6-3-2-1. Principe d'étude

A partir de ce travail de recherche développé dans cette étude de la région d'Agadir, nous allons résoudre le problème tomographique en manipulant les temps d'arrivée des ondes de volume P et les ondes de surface S issues des séismes proches enregistrés dans un réseau sismique. Cela consiste à résoudre un problème inverse conjoint, c'est-à-dire que l'on tente de reconstruire un modèle de vitesse en trois dimension (3D) des ondes de volume primaires P et une relocalisation des séismes à partir des écarts de temps d'arrivée observés et calculés de ces ondes (Aki et al., 1976 ; Thurber, 1992 ; Benz et al., 1996). Cependant, dans ce cas, le problème inverse est un processus itératif permettant de minimiser ces écarts de temps.

Les données sismiques sur les temps d'arrivée des ondes utilisées dans cette étude ont été obtenues à partir du réseau sismique marocain 1988-2010 (CNRST, Rabat).

6-3-2-2. Méthodologie de travail

6-3-2-2-1. Estimation des temps d'origine

L'estimation préliminaire des temps d'origine et les coordonnées d'hypocentres sont déterminées par le programme Hypocentre 3.2 (Lienert, 1994). Le total des observations utilisées sont 32.681 arrivées à partir de 2990 événements locaux, répartis comme suit : 16.516 des temps d'arrivée pour les ondes Pg et Pn, et 16.050 des temps d'arrivée pour les ondes S. La carte de répartition des tremblements de terre montre un taux élevé de sismicité le long du SW du Haut Atlas (fig. 6-59). Cependant, dans le nord et le sud du SW du Haut Atlas, la Meseta occidentale et les régions du bassin du Souss, respectivement, la sismicité est faible.

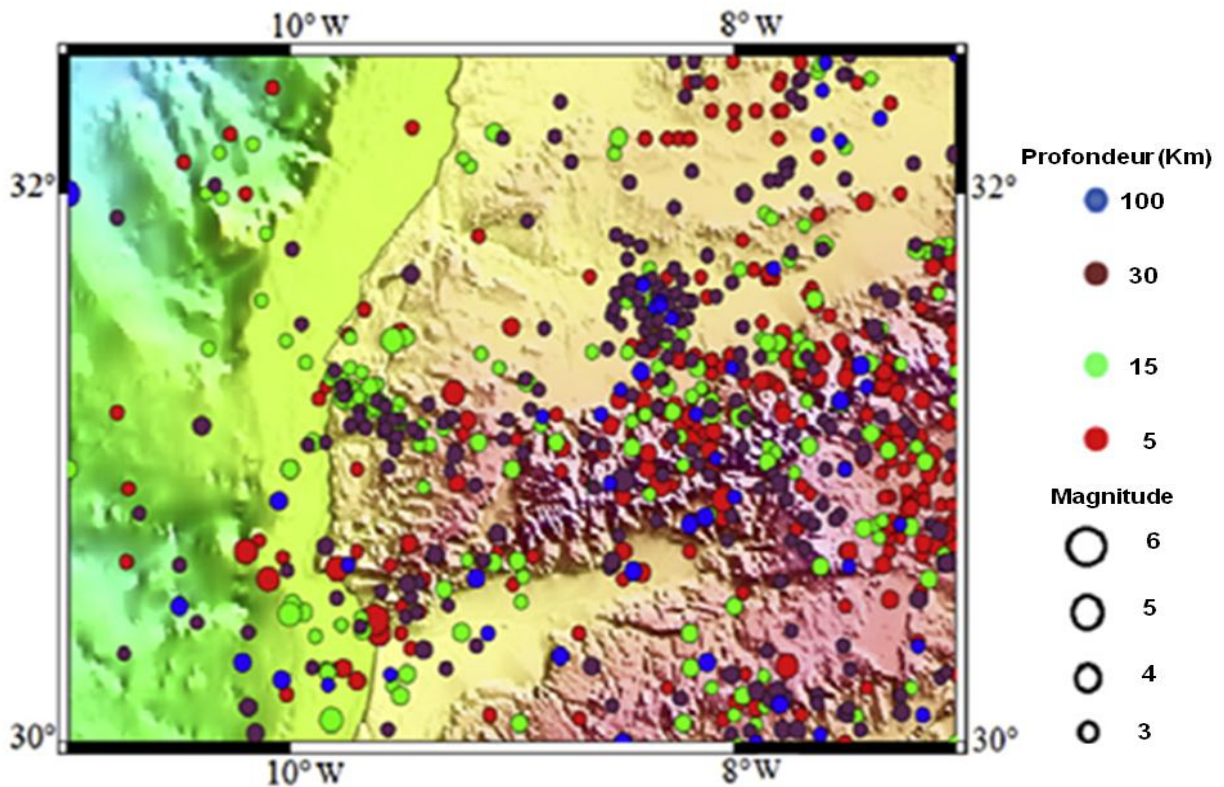


Figure 6-59: Carte de répartition des hypocentres, y compris tous les événements de 1901 à 2010 (catalogue de CNRST, Rabat) déterminés par Hypocentre 3.2. La topographie de fond est vue en deuxième modèle numérique d'élévation SRTM 3-arc- (Farr et Kobrick, 1998).

6-3-2-2-2. Inversion des temps d'arrivée

Pour trouver la structure de vitesse locale au niveau du SW du Haut Atlas, nous avons utilisé la procédure d'inversion linéarisée qui se fait en deux étapes :

1- trouver le modèle minimal 1-D en utilisant le programme VELEST.

2- déplacer simultanément des hypocentres (Kissling et al, 1994) et la détermination de la structure de vitesse locale en utilisant une technique d'inversion linéarisée (Thurber, 1983; Eberhart-Phillips, 1990). Dans l'approche linéarisée, nous avons utilisé le programme SIMULPS initialement développé par Thurber (1983) en utilisant le traçage approximatif de rayons (ART) et les algorithmes pseudo-flexion. Dans cette approche, le modèle de paramétrisation suppose un champ de vitesse continue par interpolation linéaire entre les vitesses définies aux nœuds d'une grille 3-D (Toomey et Foulger, 1989). Dans chaque relocalisation, on utilise le même emplacement de départ de l'épicentre et de l'origine du temps, et de multiples profondeurs des hypocentres de 0, 5, 15, 30, 45, 60 et 100 km. La sismicité au niveau de la croûte est intense dans le SW du Haut Atlas et dans la région d'Agadir. Dans le bassin du Souss (au Sud d'Agadir) la sismicité est faible (fig. 6-60). L'activité sismique est forte et présente en surface et dans les profondeurs intermédiaires (0-70 km) (Timoulali et Meghraoui, 2011).

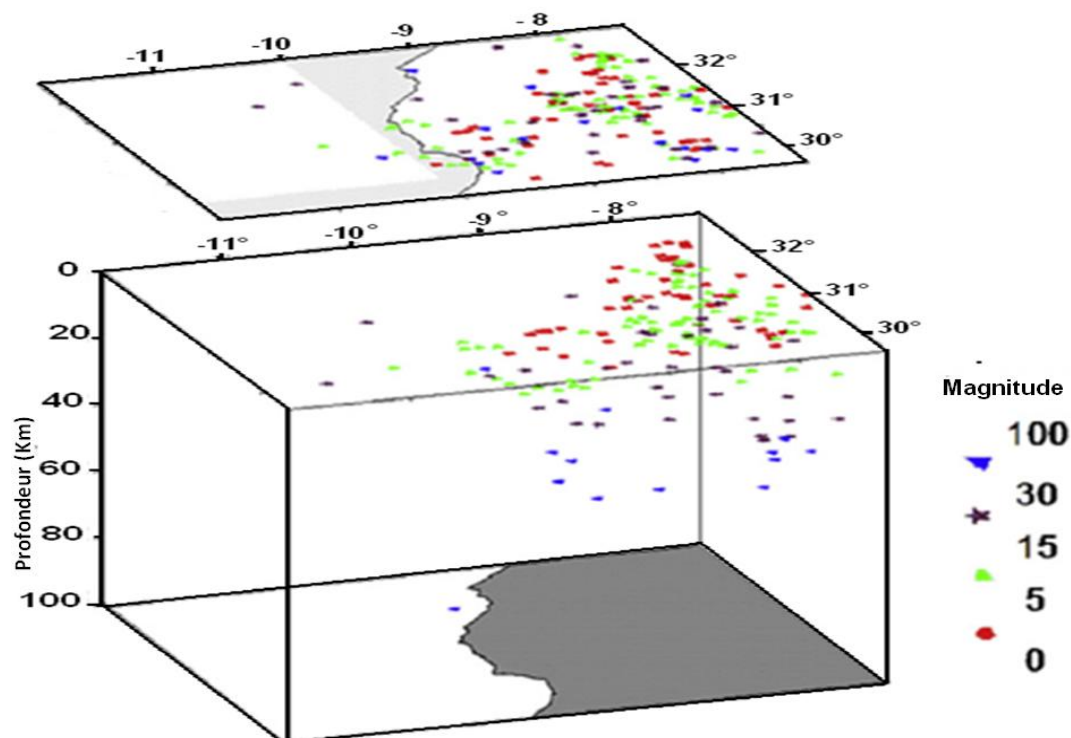


Figure 6-60: Relocalisation définitive des hypocentres pour la période de 01/12/1988 à 18/03/2010 en utilisant un modèle 3-D.

Pour améliorer la qualité des données sismiques et la résolution, un test de sensibilité ou le test de résolution (fonction d'étalement (Spread function)), la somme de poids dérivé (Derivative weight Sum) et le test synthétique (synthétique test) ont été utilisés (Foulger et Toomey, 1989). Une petite valeur de fonction d'étalement et une valeur élevée de la somme de poids dérivé (DWS) indique une bonne résolution. Avec le test de résolution (fonction d'étalement et la somme de poids dérivé) nous avons constaté que les images calculées donnent une structure de vitesse raisonnablement vraie du 5 à 60 km de profondeur dans le SW du Haut Atlas (fig. 6-61).

Enfin pour localiser les structures profondes au SW du Haut Atlas, les temps d'arrivée des ondes P ont été inversés. Le résultat d'inversion est donné par la figure 6-62.

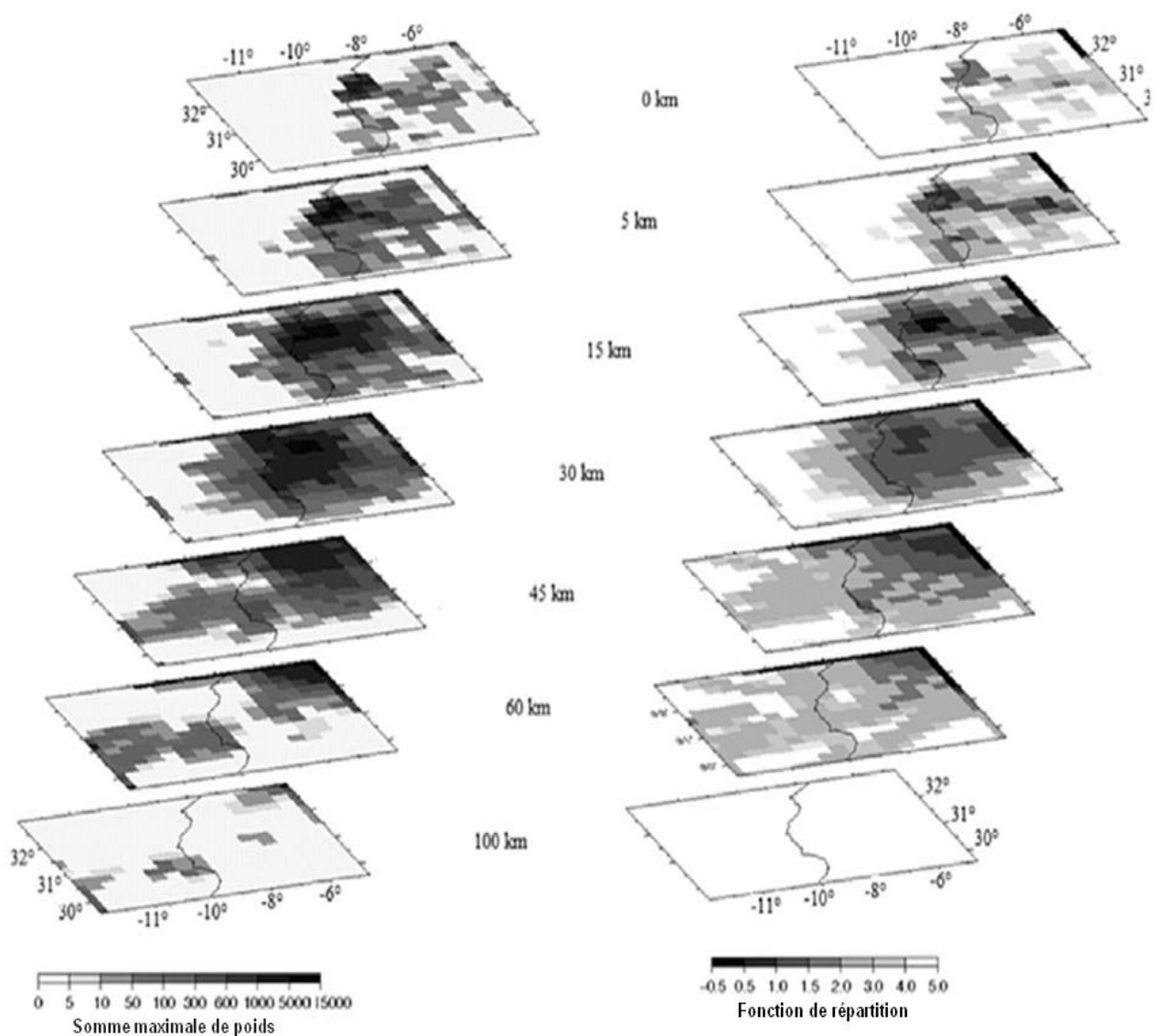


Figure 6-61: Test de la fonction de résolution de la propagation et la somme de poids dérivé à des profondeurs de 0, 5, 15, 30, 45, 60 et 100 km.

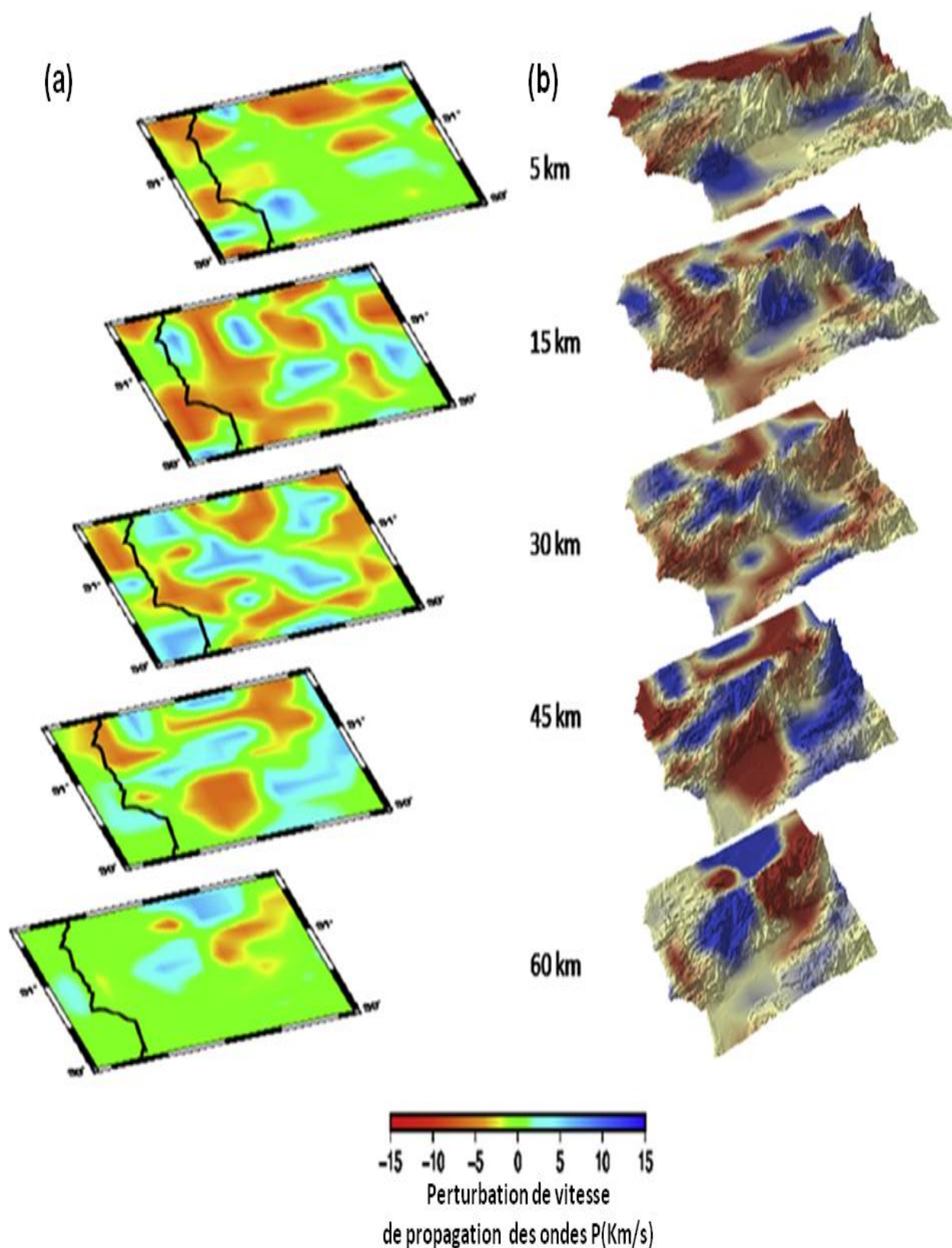


Figure 6-62: a. La perturbation de la vitesse de propagation des ondes P par rapport au modèle 1-D (rouge : faible vitesse et bleu : grande vitesse). b. La projection des anomalies de la perturbation de la vitesse de propagation des ondes P en surface. Notez le grand contraste de VP % entre 1 à 5 et 30 km de profondeur qui peut correspondre à la zone fondue.

6-3-3. Résultats et discussion

6-3-3-1. Cartographie des unités géologiques

Par la procédure de classification supervisée et la signature spectrale des sites d'entraînement, nous avons obtenu une carte géologique détaillée sur la figure 6-63.

Nous avons pu distinguer le Mésozoïque (unité jurassique et unité crétacé) et le Paléogène et Pré-Moghrébien (Pliocène) de couverture néogène près d'Agadir est largement érodé, sauf dans quelques endroits, où les lits Maastrichtien (fin du Crétacé), sont recouverts par le début du Miocène "Conglomerat blanc" et les formations pliocène-moghrébien (Allard et al., 1958) ; Duffaud, 1962 ; Ambroggi, 1963; Weisrock, 1980; Alonso-Gavil et al., 2001).

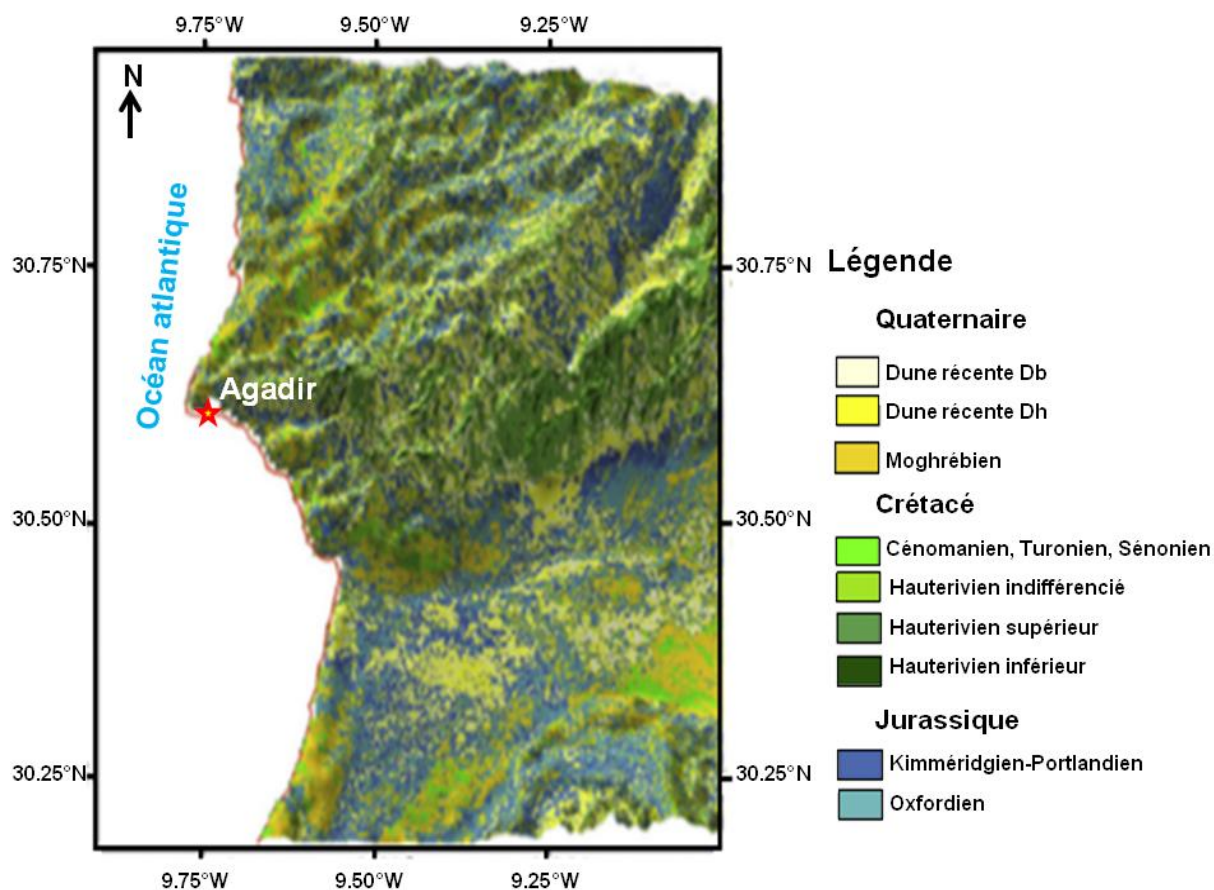


Figure 6-63: Carte géologique obtenue à partir de la classification supervisée de multispectrale Landsat 7 ETM + avec une superposition d'images sur le DEM (SRTM élévation numérique).

La carte géologique montre une grande diversité de roches sédimentaires à la partie méridionale du Haut Atlas occidental. Ces formations sédimentaires sont constituées essentiellement par des roches carbonatées regroupant les calcaires, les dolomies, les marnes

et les marno-calcaires et par des roches argileuses. Elles sont d'une proportion très importante et s'étendent sur de vastes surfaces. Ces roches sédimentaires sont représentatives à la transgression marine qui occupe une frange de la bordure sud du Haut Atlas occidental, du fait de la subsidence qui s'est évoluée du Pliocène au Moghrébien. Tandis que, le cycle villafranchien correspond à une sédimentation entièrement continentale traduisant le début de démantèlement de la chaîne atlasique. Du point de vue tectonique, ces caractères des dépôts néogènes révèlent la continuité des mouvements compressifs qui ont pour conséquence le soulèvement de bâti montagneux (Ouahman, 1988 ; Ouahman et al., 1993).

En conséquence, ces résultats ont permis de mettre en évidence que l'importance de la subsidence, évoluée notamment au Crétacé, donne lieu à une sédimentation marine qui s'est développée surtout à l'ouest. Au Turonien (Crétacé supérieur) les mouvements de subsidence se sont arrêtés en faveur de la surrection atlasique.

6-3-3-2. L'analyse statistique des linéaments

Les linéaments ont été traités à l'aide de programmes d'analyse statistique écrit en FORTRAN (Timoulali, 1990). Les programmes statistiques sont utilisés pour déterminer les principales catégories directionnelles. La carte de densité de linéaments présentée par la figure 6-64 montre deux zones de fortes densités : l'une située à l'extrême ouest du Haut Atlas, l'autre dans la partie orientale de SW du Haut Atlas. On en déduit que les deux régions ont été affectées par l'activité tectonique à long terme. Les directions préférentielles de linéaments dans le Haut Atlas occidental sont présentées par le digramme polaire sur la figure 6-64. Les directions dominantes sont N40°E-N80°W et N-S (fig. 6-65, fig. 6-66 et fig. 6-67). Les failles de direction N40°E sont liées à l'évolution mésozoïque du Haut Atlas occidental et central, elles ont été réactivées au Néogène et Quaternaire (Ait Brahim, 1990). La nature de la majorité des failles de chevauchement internes de direction NE-SW du Haut Atlas sont héritées de failles normales créées au cours de la phase d'extension (rifting) mésozoïque (Mattauer et al., 1977) et le bassin d'inversion (Guiraud, 1998). Les failles inverses orientées E-W sont héritées des structures hercyniennes qui ont guidé l'orogénèse alpine de structures liées à la formation du Haut Atlas (Mattauer et al., 1977).

Les structures linéaire impliquent l'importance de la néotectonique quaternaire qui se manifestée par des mouvements de subsidence ou d'anciennes failles et quelques mouvements tardifs, qui ont généré des ondulations dans certaines parties du Haut Atlas occidental.

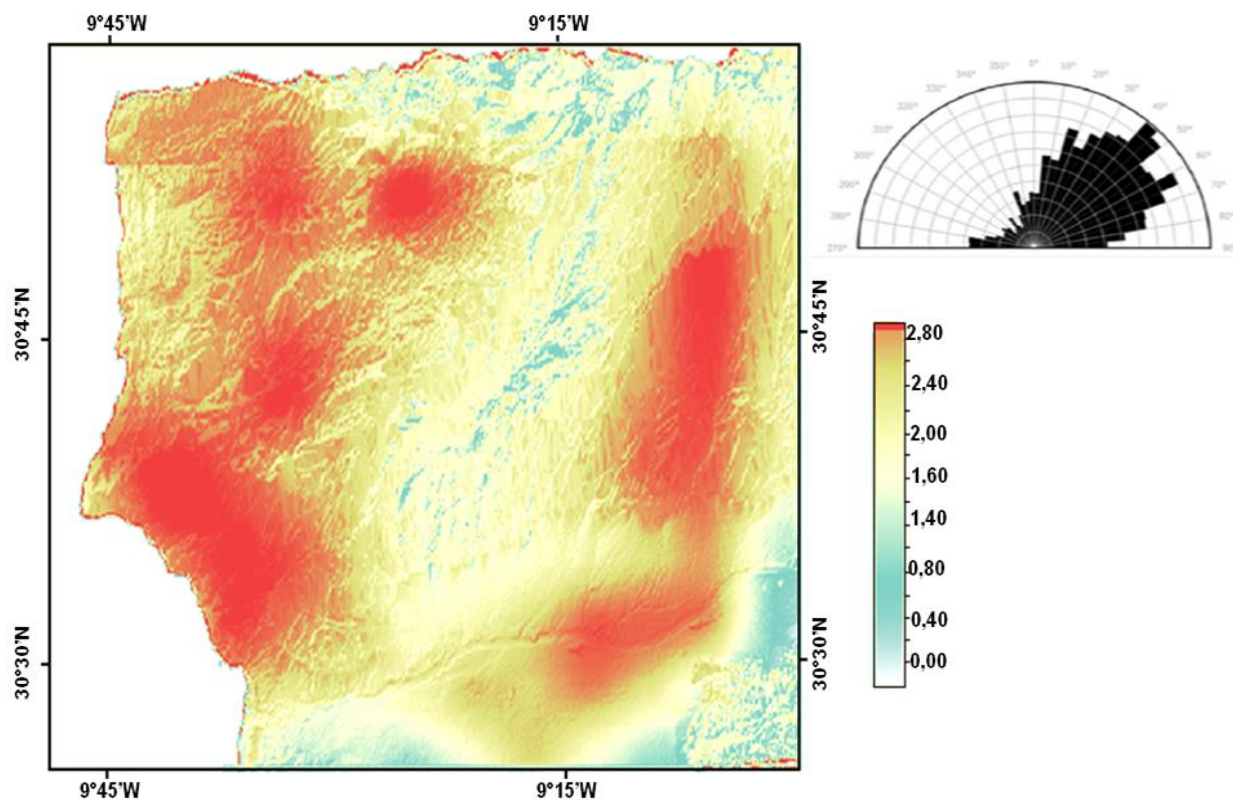


Figure 6-64: Carte de densité de linéaments géologiques et directions préférentielles de linéaments présentées par le diagramme polaire dans la région sud-ouest du Haut Atlas.

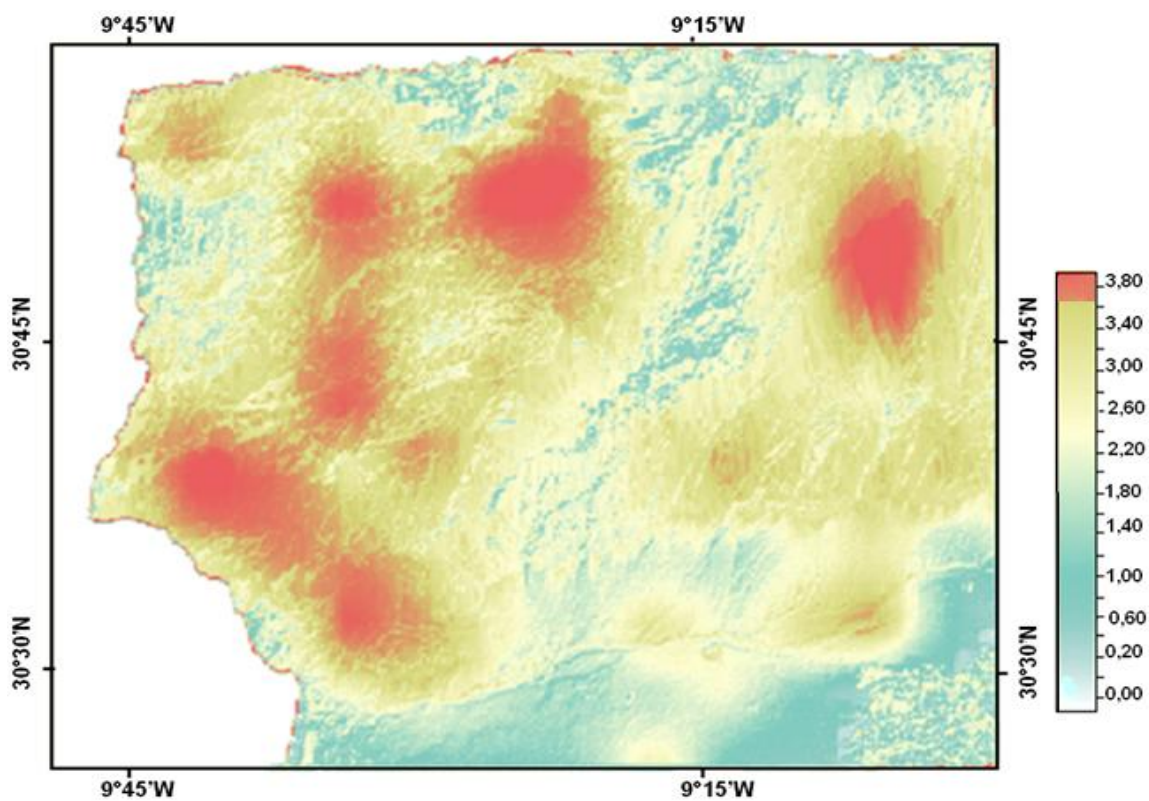


Figure 6-65: Carte de densité de linéaments montrant la direction N40° E.

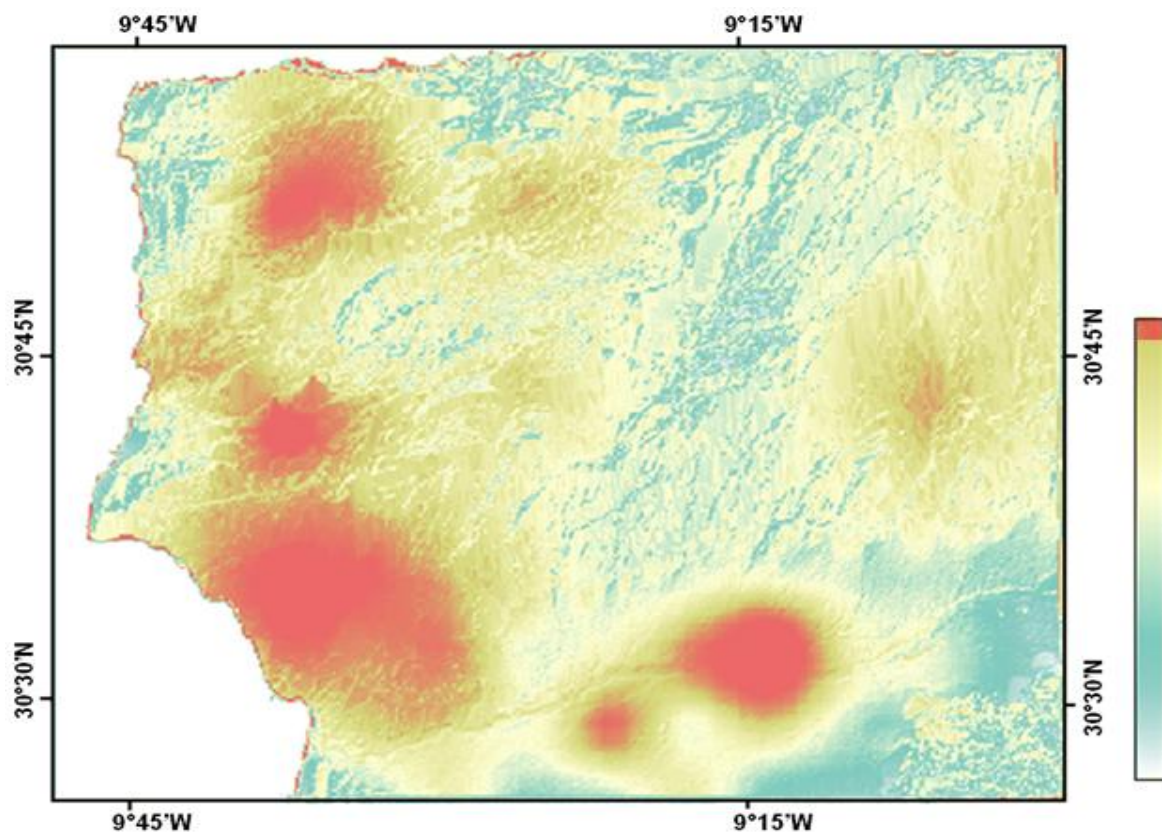


Figure 6-66: Carte de densité de linéaments montrant la direction N80°W.

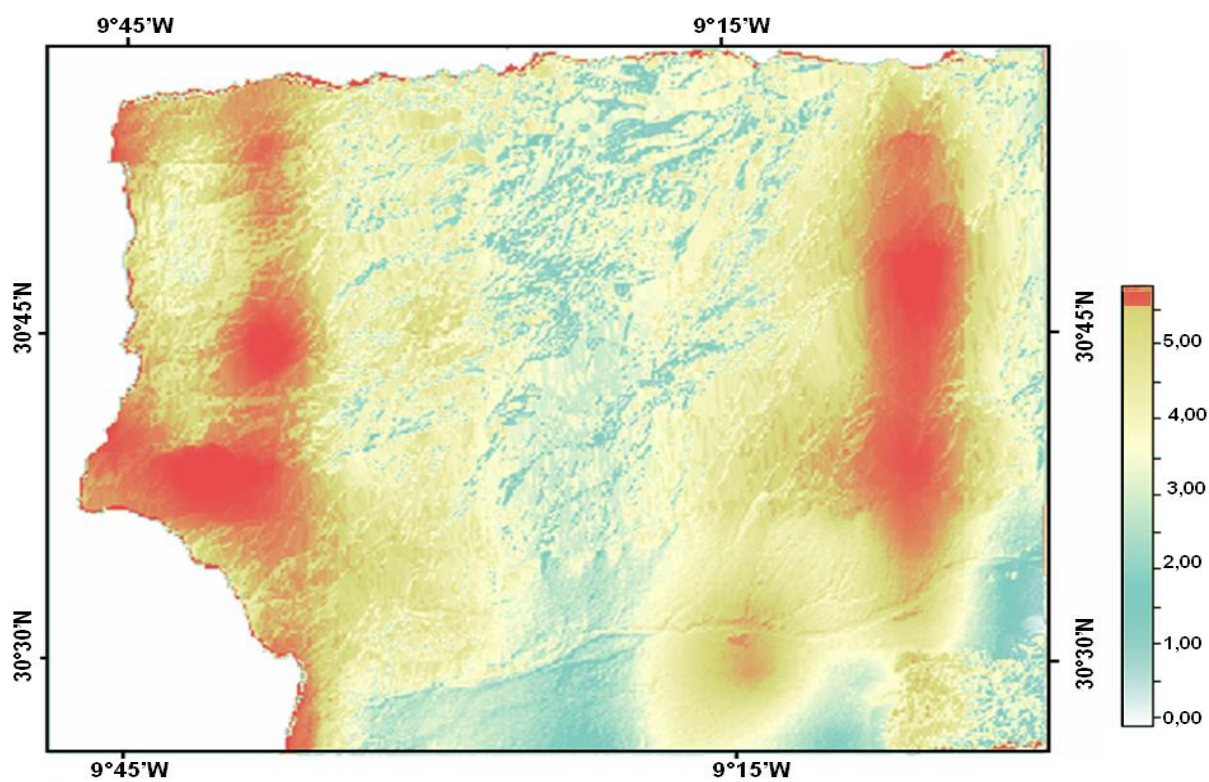


Figure 6-67: Carte de densité de linéaments indiquant la direction N-S.

6-3-3-3. Cartographie des structures sous surface par tomographie sismique locale

Les résultats de tomographie sismique locale montrent une zone de grande vitesse dans le bassin du Souss (au sud d'Agadir) de 0 à 15 km de profondeur avec une vitesse d'onde P de 6,0 à 6,5 km/s (fig. 6-68 et fig. 6-71). Cette anomalie de la croûte terrestre est interprétée comme un corps rigide à la croûte supérieure qui marque la limite entre les domaines de l'Atlas dans le nord et dans le sud du domaine Anti-Atlas. Où le domaine Anti-Atlas correspond à l'extrémité nord du Craton Ouest-Africain (COA), et marque également la transition avec le domaine alpin du Haut Atlas. Il semble bien, en conséquence que la présence de ce corps rigide est le résultat de l'évolution géodynamique qui s'articule selon les stades suivants :

Dans un premier stade, l'Anti-Atlas correspond à la bordure nord du Craton Ouest-Africain, qui s'étend jusqu'au front Sud-Atlasique. Un aulacogène se développe au début du Protérozoïque, puis vers 685 Ma, des fragments de croûte océanique sont charriés sur l'aulacogène. Durant l'orogénèse panafricaine (entre 685 et 585 Ma), les terranes Avaloniens et Cadomia sont accrétés le long du Front Sud-Atlasique. L'Anti-Atlas, en raison de son épaisse racine lithosphérique de type cratonique (Black et Liégeois, 1993), ne subit pendant cette période ni déformation, ni métamorphisme, ces phénomènes étant localisés plus au nord. Entre 585 et 560 Ma, un important magmatisme se développe dans l'Anti-Atlas en réponse à la phase paroxysmale de l'orogénèse panafricaine, avec le collage à l'est des terranes du bouclier Touareg.

Ces résultats sont représentatifs à plusieurs conséquences majeures :

- le Front Sud-Atlasique (FSA), qui devient la structure lithosphérique panafricaine majeure au Maroc.
- la faille majeure de l'Anti-Atlas n'est plus la limite nord du Craton Ouest-Africain, mais une faille intra-cratonique, d'échelle crustale.

Ces résultats obtenus par la tomographie sismique locale ont permis de mettre en évidence que le corps détecté au sud du Haut Atlas occidental correspond à la limite sud de la déformation matérialisée par le Front Sud-Atlasique, hérité de l'époque panafricaine, et qui constitue la faille bordière méridionale majeure des bassins atlasiques marocains.

De plus, un corps à grande vitesse est détecté dans le nord du SW du Haut Atlas à la profondeur de 15 à 45 km, plongeant vers le nord sous le bassin d'Essaouira dans la Meseta occidentale avec une vitesse d'onde P de 6,5 à 7,8 km/s (fig. 6-69). Cette anomalie de vitesse positive est interprétée comme une ancienne zone de subduction marquant la limite entre le SW du Haut Atlas et la Meseta occidentale (Timoulali et Radi, 2016).

D'autre part, l'existence de ces reliques d'ancienne zone de subduction est expliquée par l'évolution géodynamique mésozoïque et cénozoïque de ce bassin qui s'est déroulée en trois événements géologiques majeurs :

– le rifting de l'Atlantique central à partir du Trias moyen, en relation avec la dislocation de la Pangée ; au cours de cette phase, le socle a été structuré en horsts, grabens et demi-grabens bordés par des accidents dont une partie correspond à des failles tardi-hercyniennes réactivées (Brown, 1980; Manspeizer, 1988; Medina, 1994; Hafid, 1999).

– le développement d'une marge passive au cours du Jurassique et du Crétacé (Sahabi et al., 2004); c'est la phase post-rift caractérisée par une subsidence générale et par un remplissage sédimentaire essentiellement évaporitique et carbonaté (Le Roy et al., 1997; Ellouze et al., 2003; Bouatman et al., 2007).

– la convergence entre l'Afrique et l'Europe à partir du Crétacé supérieur ; au cours de cette période a lieu d'orogénèse atlasique, dont le paroxysme se situe au mio-Pliocène (Medina, 1994; Sébrier et al., 2006).

Un second corps à grande vitesse est détecté dans la partie orientale du sud-ouest du Haut Atlas à la profondeur de 10 à 45 km, plongeant de nord au nord-ouest sous le massif hercynien de Tichka. La vitesse de propagation d'onde P dans ce corps est de 6,5 à 7,8 km/s (fig. 6-70). Cette anomalie positive de vitesse est bien représentative de la présence d'une ancienne zone de subduction marquant la limite entre domaine Mesetien et Craton Ouest-Africain (COA).

En conséquence d'évolution géodynamique, à la fin du Néoprotérozoïque, le Craton Ouest-Africain est ceinturé par des micro-continent, eux-même limités au nord par une zone de subduction. Des phénomènes d'extension sont enregistrés en arrière-arc, et les micro-contients Avalonia et Cadomia vont se détacher progressivement du Gondwana. Cette séparation conduit à l'ouverture de deux domaines océaniques distincts au Cambrien et à

l'Ordovicien : le Rheic et la Paléothétys. Le Maroc, quant à lui, enregistre un événement glaciaire majeur à l'Ordovicien. Le Craton Ouest-Africain correspond à la presque totalité de l'Afrique occidentale actuelle. Il s'agit d'un Craton ancien où affleurent des roches parmi les plus anciennes de la planète comme les ceintures de roches vertes ou les Banded Iron Formations (B.I.F) datées de l'Archéen (Peucat et al., 2005). Toutefois, l'absence de suture ophiolitique ainsi que de métamorphisme HP-BT (haut pression et basse température), indique que la chaîne varisque du Maroc correspond à un segment intracratonique de la chaîne varisque qui a évolué en bordure du Craton Ouest-Africain (Hoepffner et al., 2006).

Le profil le long des zones à forte densité de linéaments (fig. 6-68 et fig. 6-70) montre que ces zones ont été affectées par les activités tectoniques à long terme. L'activité magmatique tholéiitique dans la zone du bassin d'Essaouira et magmatisme alcalin dans la zone hercynienne du massif de Tichka, nous amènent à conclure que les reliques d'une zone de subduction existent dans ces zones.

Les anomalies lithosphériques à faible vitesse sont interprétées comme un matériau asthénosphérique chaud ou de la chaleur provenant de la profondeur pour remplacer la partie de la croûte qui se détache. Les anomalies sont associées à la présence de la fonte ou de l'absence de croûte inférieure. Sur la base de notre analyse des vitesses et des profils d'ondes P locales, l'épaisseur de la croûte sous le SW de la région du Haut Atlas varie de 30 à 45 km.

Par ailleurs, le magmatisme alcalin et les basaltes tholéiitiques intracontinentales sont l'expression de trois épisodes éruptifs intraplaques en relation avec la fragmentation de la Pangée et le rifting intracontinental qui précède l'ouverture de l'Atlantique central (Youbi et al., 1995 ; Youbi et al., 1998). Ces épisodes éruptifs se dirigent selon la chronologie suivante :

- un épisode éruptif d'âge Permien supérieur ou Trias inférieur, il est constitué par des roches magmatiques de caractères anorogéniques sans ambiguïté de tendances alcalines à transitionnelles des magmas et de leurs émissions dans un contexte géodynamique distensif. Ces magmas sont représentatifs à un stade de pré-rifting Permien supérieur qui annonce la distension triasique. Il semblerait que, la distension à l'origine de ces magmatismes provoque la fusion d'un manteau sous-continentale encore influencé par un composant orogénique antérieur (subduction antérieur). Ces résultats indiquent que la croûte continentale supérieure ou un constituant issu de sa fusion partielle soit de matériel contaminant.

- un deuxième épisode éruptif du Trias-Lias s'est l'expression de l'amincissement crustal et lithosphérique lié au rifting atlantique. En conséquence, l'augmentation du volume des matériaux émis et des taux de fusions au cours de cet épisode du Trias-Lias implique une distension et une anomalie thermique de plus en plus importantes (Youbi et al., 1995 ; Youbi et al., 1998).

Cependant, le magmatisme non orogénique daté du Jurassique moyen forme le troisième épisode éruptif de la région. Le faible volume des matériaux émis et la nature alcaline à transitionnelle de ces magmas impliquent une réduction du taux d'extension en relation avec le début d'avortement du processus du rifting atlasique par suite d'un changement du régime tectonique, se traduisant par le passage d'un régime distensif à un régime compressif imposé par la dérive de la plaque africaine vers l'est.

Par conséquent, ces différents caractères magmatiques permettent de les affilier à l'expression des différents stades d'évolution géodynamiques affectant la région du Haut Atlas occidental. Ils permettent de mettre en évidence que la croûte antérieure issue en fusion partielle provoquant des grands blocs rigides correspond aux reliques d'ancienne zone de subduction.

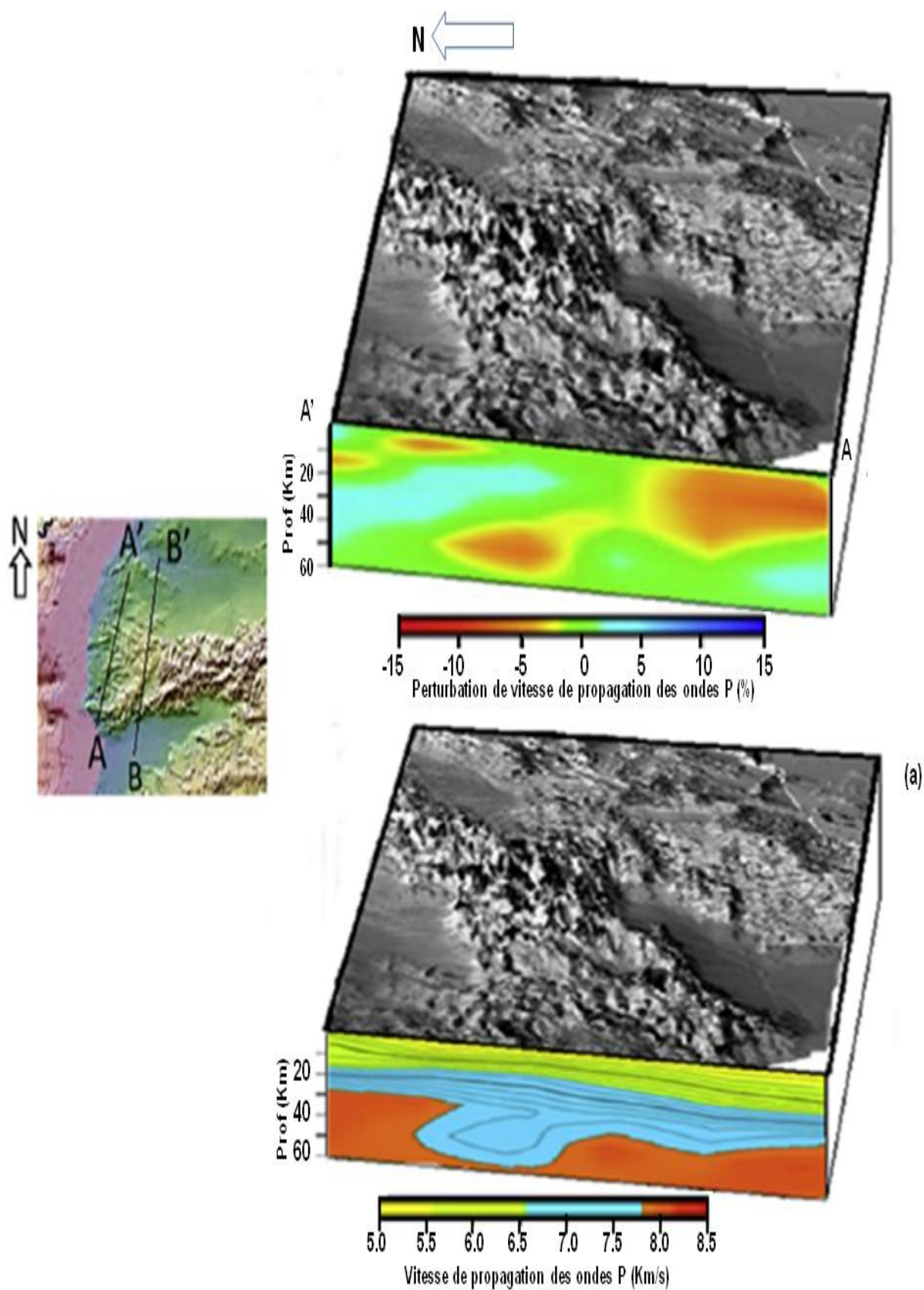


Figure 6-68: Profil A-A' le long de la zone avec des densités élevées de linéaments montrant la structure lithosphérique dans le sud-ouest du Haut Atlas.

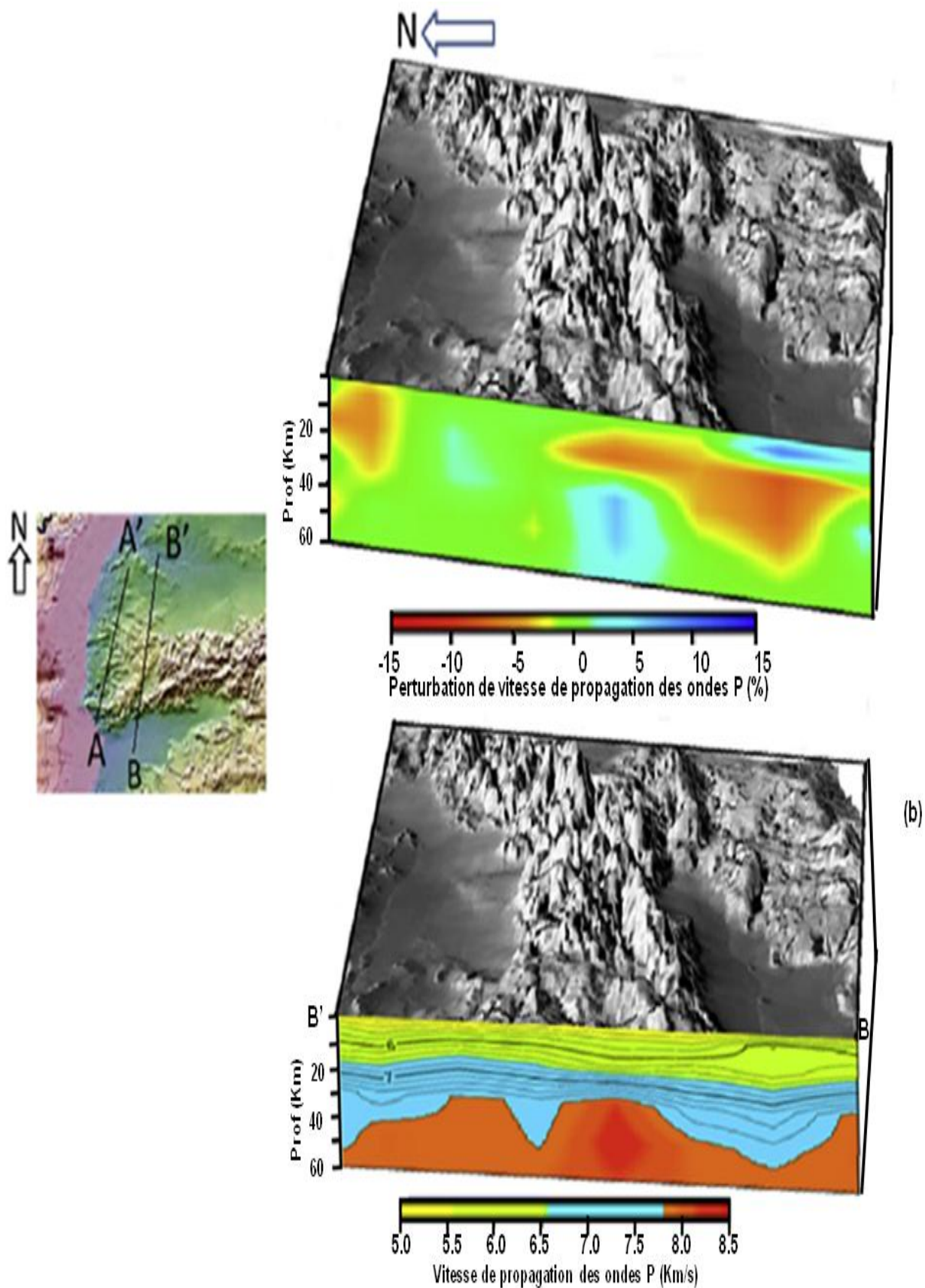


Figure 6-69: Profil B-B' le long de la zone avec des densités élevées de linéaments montrant la structure lithosphérique dans le sud-ouest du Haut Atlas.

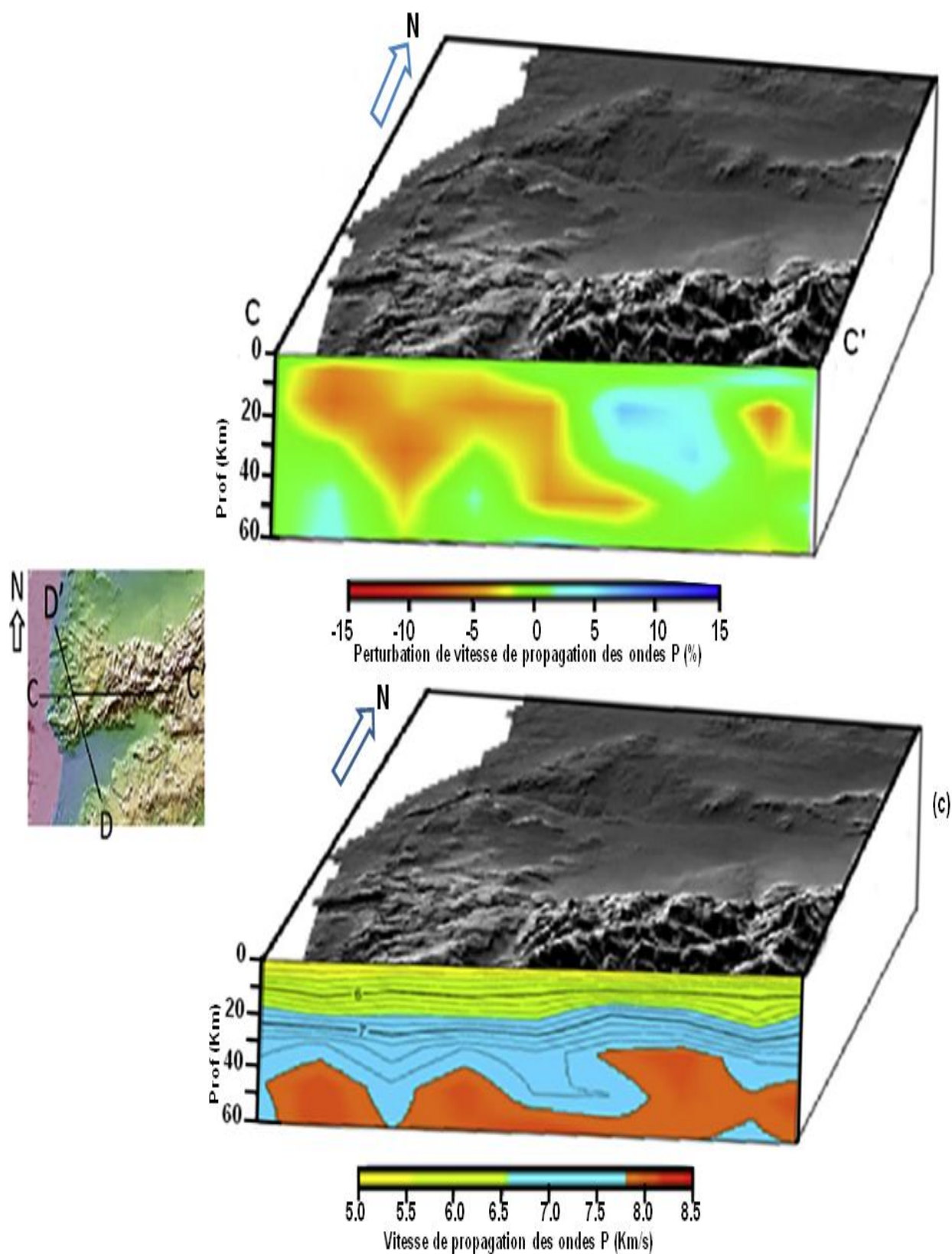


Figure 70 : Profil C-C' le long de la zone avec des densités élevées de linéaments montrant la structure lithosphérique dans le sud-ouest du Haut Atlas.

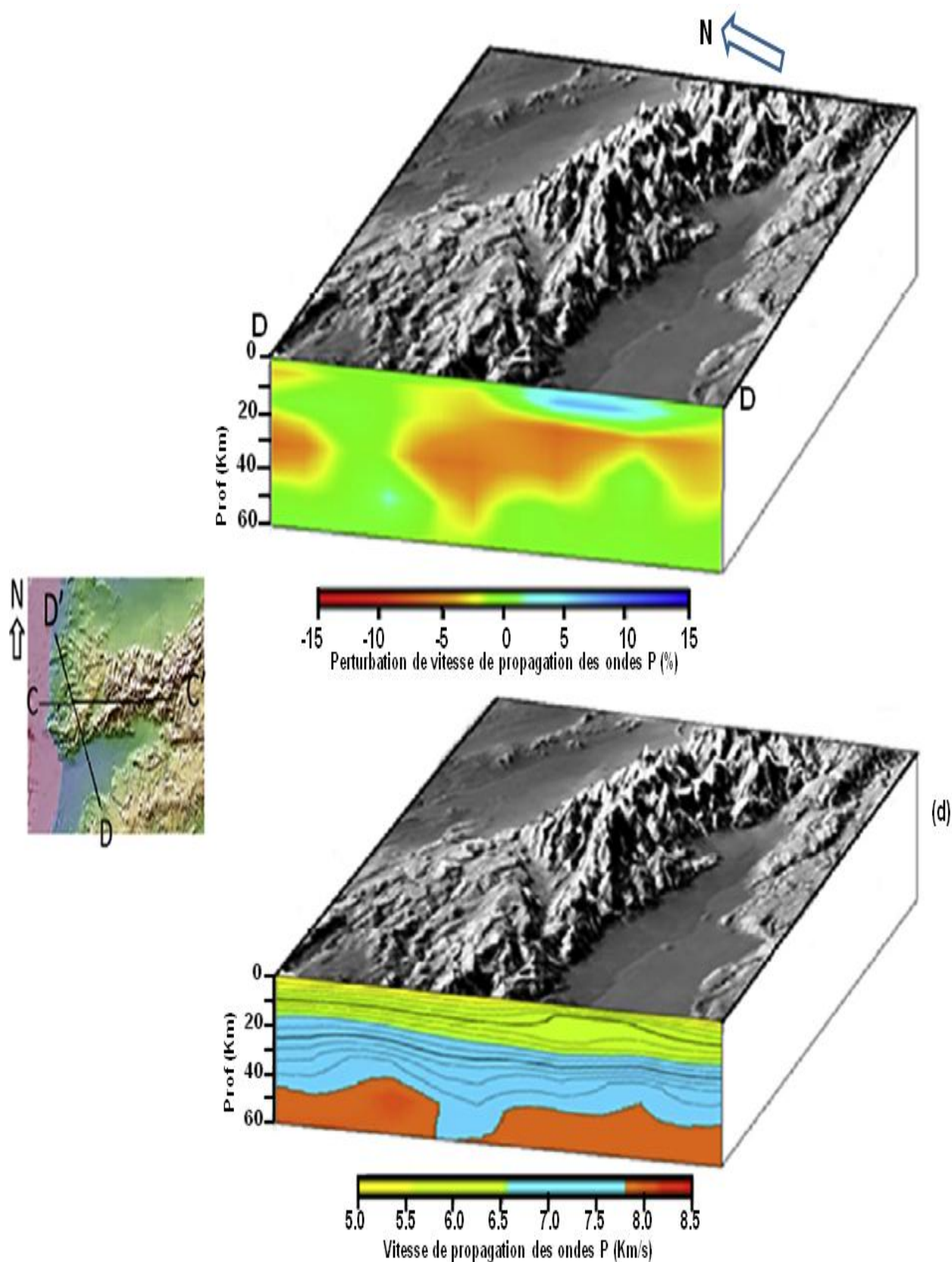


Figure 6-71: Profil D-D' le long de la zone avec des densités élevées de linéaments montrant la structure lithosphérique dans le sud-ouest du Haut Atlas.

L'analyse de ces résultats obtenus par la tomographie sismique locale montre l'existence d'une anomalie de faible vitesse, elle est présentée par les courbes orange sur la figure 6-72. Elle est interprétée comme des matériaux asthénosphériques (matériaux fondu et chaud) provenant de la profondeur pour remplacer les parties détachées de la croûte terrestre.

Les faibles vitesses sont associées à la présence des matériaux fondus (melt) ou à l'absence de la croûte inférieure. Ces structures sont le résultat de l'activité magmatique et upwelling de chaleur de profondeur passe à travers les principales structures de la croûte terrestre dans le sud-ouest du Haut Atlas.

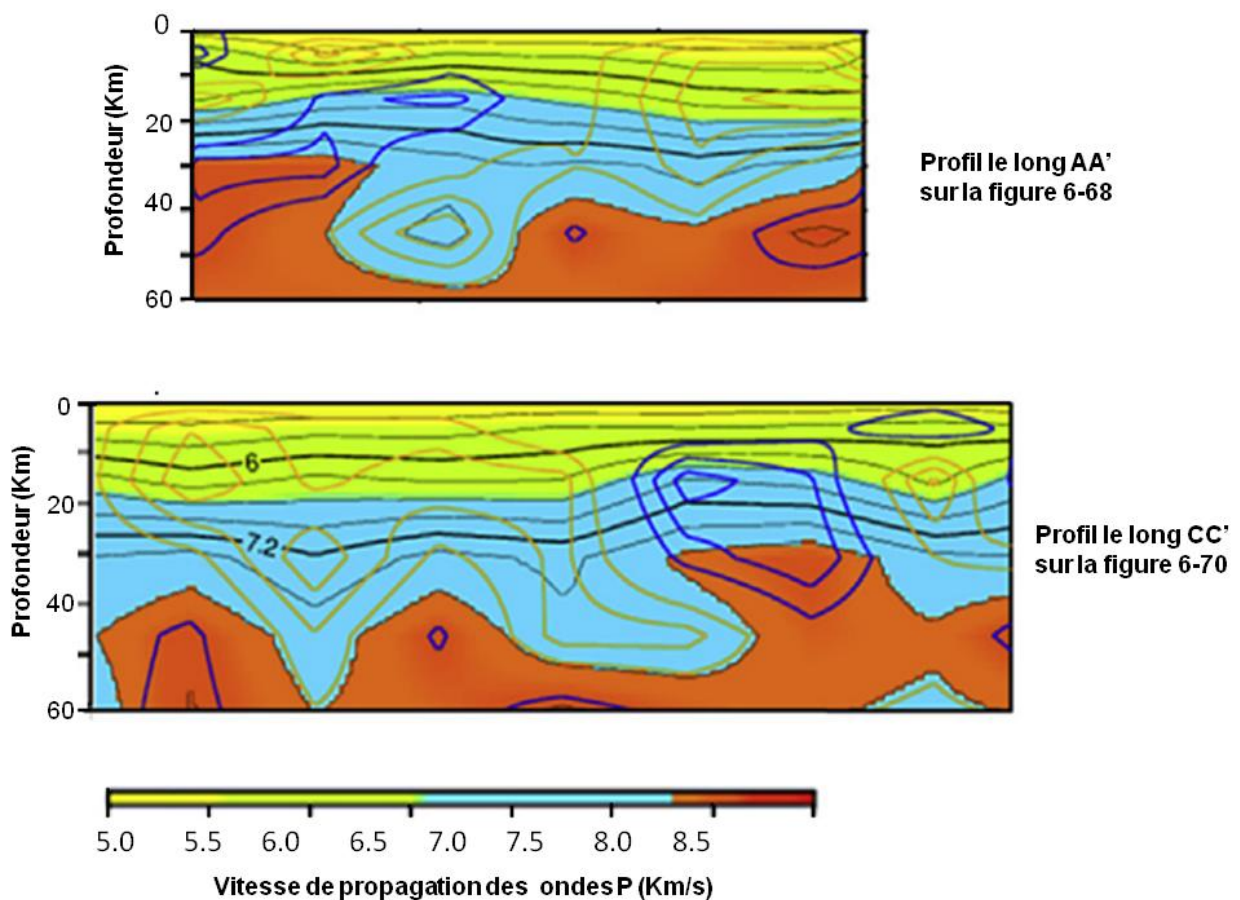


Figure 6-72: La structure de la lithosphère le long du profil A-A' (fig. 6-68) et le long du profil C-C' (fig. 6-70) montrant les matériaux chauds ou en fusion (courbe orange) et la zone fragile (courbe bleue).

L'analyse des résultats obtenus par la résolution du problème inverse, qui consiste à une inversion conjointe des paramètres du modèle de vitesse et de l'hypocentre des séismes, a permis de tracer les failles responsables de l'activité sismique au niveau de la région d'Agadir et la géologie interne dans la région (fig. 6-73), comme suit :

- la structure géologique reconstruite montre une structure plissée associée à des failles profondes plongées vers le nord et le sud;

- l'imagerie tomographique montre l'existence de failles inverses au niveau de la croûte, plongeant vers le nord. Elles peuvent être responsables du séisme au niveau de la partie SW du Haut Atlas Occidental;

Cependant, l'activité de ces failles détectées est liée probablement à une instabilité des structures géologiques profondes correspondent aux blocs rigides (réliques d'ancienne zone de subduction) détectés dans la zone du massif hyrcenien de Tichka et dans la zone d'Essaouira au NW du Haut Atlas occidental.

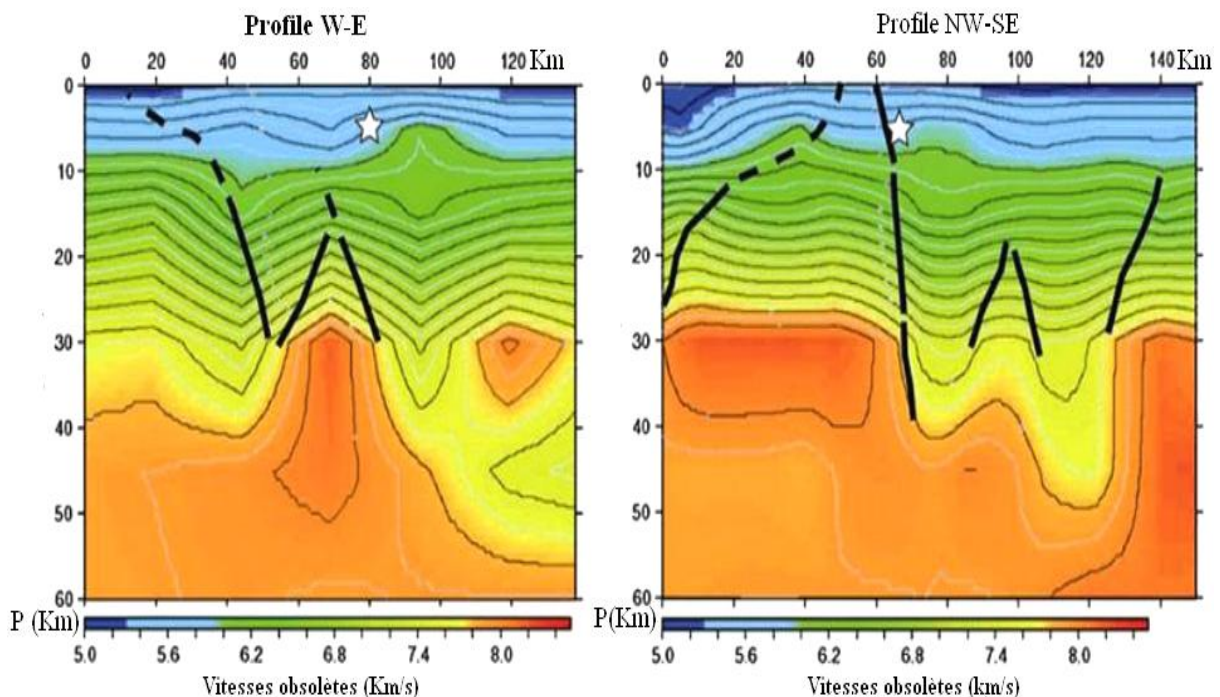


Figure 6-73: Structure lithosphérique et structures plissées détaillées avec failles (ligne noire) le long du profil gauche (W-E) et du profil droit (SW-NE).

Il semble bien, en conséquence, que le rapprochement des continents Africain et Eurasien accentue une pression au niveau du sillon sud atlasique, ce qui génère une activité des failles localisées le long des formations mésozoïque et cénozoïques. Le déplacement de blocs rigides (reliques d'ancienne zone de subduction détectée par la tomographie sismique locale dans la région) soumis à la pression générée par ce rapprochement de ces deux continents, entraînant des mouvements des failles profondes plongées vers le nord et le sud dans la région d'Agadir et le Haut Atlas occidental. Ces mouvements des failles peuvent être responsables de sismicité active locale signalée le long de la région du SW du Haut Atlas.

6-4. Conclusion

Dans le cadre de cette étude, on a essayé de dégager un certain nombre de paramètres géologiques et néotectoniques, au niveau de la zone d'étude située sur la bordure sud-ouest du Haut Atlas, à savoir :

L'application de la classification supervisée et l'analyse de la signature spectrale ont donné lieu à une carte géologique détaillée qui montre la répartition des terrains mésozoïques (unité Jurassique et unité du Crétacé) et des terrains cénozoïques (les unités Paléogènes, Néogènes et unité Quaternaire) dans le SW du Haut Atlas.

L'extraction des linéaments géologiques à partir d'images Landsat 7 ETM, en utilisant des diverses techniques d'amélioration de l'image et l'analyse statistique a conduit à la détermination des grandes classes de linéaments géologiques de direction N40°E, N80°W et N-S. L'analyse de la carte de densité des linéaments montre deux zones à forte densité de linéaments géologiques. La première est située dans la partie ouest et sud-ouest sur la bordure SW du Haut Atlas, et correspond à une immersion du corps sous le bassin d'Essaouira. La deuxième zone est située dans la partie orientale du Haut Atlas occidental, et elle correspond à une immersion du corps sous le massif hercynien du Tichka.

Ces résultats obtenus par la tomographie sismique locale a permis de mettre en évidence l'existence de nombreuses anomalies compactes (blocs rigides) de grande vitesse à partir de 5 à 45 km de profondeur. Le plus important bloc est localisé à la profondeur de 15 à 45 km dans la partie nord du SW du Haut Atlas occidental, plongeant vers le nord sous le bassin d'Essaouira dans la Meseta occidentale. Cette anomalie de vitesse positive est interprétée comme une ancienne zone de subduction marquant la limite entre le SW du Haut Atlas et la Meseta occidentale. L'analyse des structures des vitesses des ondes sismiques P locales et des sections verticales nous permet de conclure que l'épaisseur de la croûte sous SW du Haut Atlas varie de 30 à 40 km.

Les vitesses faibles des ondes P sont représentatives aux remontées des matériaux Asthénosphériques chauds (upwellings) ou existence de la chaleur venant de la profondeur pour remplacer la partie de la croûte détachée sous le SW du Haut Atlas.

De plus, la structure géologique reconstruite montre une structure plissé associée à des failles profondes plongées vers le nord et le sud.

Du point de vue sismologique, la présence des reliques d'ancienne zone de subduction révèle l'instabilité au niveau de la partie NW du Haut Atlas occidental qui a abouti pour conséquence le mouvement de la faille inverse, plongeant vers le nord, au niveau de la croûte supérieure, du fait de la pression générée par le rapprochement des continents Africain et Eurasien (contexte tectonique compressif), se traduisant actuellement par une sismicité active locale dans le SW du Haut Atlas occidental.

Conclusions générales et Perspectives

Conclusions générales et Perspectives

Dans le cadre de nos présentes études concernant la cartographie de la région d'Agadir et de Talsint, nous avons essayé de dégager un certain nombre de paramètres géologiques et néotectoniques au niveau de ces deux zones étudiées. Cette thèse constitue, en premier lieu, une contribution de la télédétection à la reconnaissance des structures géologiques en surface. En deuxième lieu, une contribution de la tomographie sismique locale à l'exploration de la structure interne de la croûte terrestre et à la reconnaissance des activités sismiques de la région de Talsint au niveau du Haut Atlas oriental et de la région d'Agadir au niveau du Haut Atlas occidental. Nous avons réalisé la classification supervisée et le filtre directionnel pour la reconnaissance des structures géologiques en surface, et la tomographie sismique pour imager les anomalies de vitesse de propagation des ondes sismiques dans ces deux régions. La méthodologie développée dans cette étude s'est révélée efficace pour reproduire et détecter la nature des structures géologiques responsables des activités sismiques dans les deux régions.

Au niveau de la zone d'étude située sur la bordure sud-ouest du Haut Atlas occidental concernant la région d'Agadir, l'utilisation de l'approche de télédétection et de SIG a permis de mettre en évidence la répartition des terrains mésozoïques composés par des unités d'âge Jurassique-Crétacé. En plus de la répartition des terrains cénozoïques constitués par les unités d'âge Paléogène-Néogène et des unités d'âge Quaternaire dans le SW du Haut Atlas.

L'extraction des linéaments géologiques à partir d'images Landsat 7 ETM, en utilisant des diverses techniques d'amélioration de l'image et l'analyse statistique a conduit à la détermination des grandes classes de linéaments géologiques de direction N40°E, N80°W et N-S. L'analyse de la carte de densité des linéaments montre deux zones à forte densité de linéaments géologique. La première est située dans la partie ouest et sud-ouest du Haut Atlas, et la deuxième dans la partie orientale du Haut Atlas occidental.

Enfin, et grâce à l'application de la tomographie sismique locale concernant, l'analyse des vitesses des ondes P et des sections verticales a permis de conclure que l'épaisseur de la croûte sous SW du Haut Atlas varie de 30 à 40 km. Ces résultats des ondes sismiques locales montrent aussi un corps à grande vitesse, plongeant vers le nord sous le bassin d'Essaouira dans la Meseta occidentale. Un second corps à grande vitesse, sous le massif hercynien de Tichka est détecté. D'autre part, les vitesses faibles des ondes P sont représentatives des remontées des matériaux Asthénosphériques chauds (upwellings) ou existence de la chaleur

venant de la profondeur pour remplacer la partie de la croûte détachée sous le SW du Haut Atlas.

L'utilisation de l'approche de télédétection et de SIG au niveau de la région de Talsint a permis de mettre en évidence l'existence d'une variété structurale se traduit par la répartition des terrains géologiques d'âge Mésozoïque-Cénozoïque et la tendance des plis synclinaux.

L'étude de la région de Talsint, en utilisant des techniques de la télédétection et tomographie sismique locale, a permis d'identifier avec plus de confiance les zones favorables aux risques sismiques.

L'utilisation de ces techniques de traitement numériques d'image satellite et l'intégration des résultats dans un SIG ont permis de détecter et localiser les failles actives qui peuvent être responsables de l'activité sismique enregistrée ces dernières années. Ces failles sont orientées de direction NE-SW et liées à des linéaments orientés N45 localisés dans la partie SW de la région étudiée. L'intégration des données sismiques enregistrées dans la région de Talsint a permis de conclure que l'activité sismique a connu une concentration intense dans le SW de la région, durant les dix années précédentes.

Dans ce travail, l'utilisation des profils de tomographie sismique locale ont permis de fournir une explication géodynamique conjointe à l'activité sismique dans la région de Talsint, à savoir :

L'application de la tomographie sismique a permis de détecter l'existence d'une anomalie (bloc) de grande vitesse, à partir de 5 à 30 km de profondeur, orienté E-W. Ce bloc peut être considéré comme la croûte supérieure. La partie inférieure de ce bloc ou croûte inférieure est détachée et plonge au-dessous du Haut Atlas oriental. La détection d'une zone de collision au sud du Haut Atlas oriental (zone de raccourcissement) confirme la présence des traces d'un ancien bloc subsidant orienté NE-SW plongeant vers le NW. L'effondrement de cette zone de collision a entraîné la formation des bassins subsidant (Lias inférieur). L'extension géologique au niveau du Haut Atlas oriental peut être expliquée par l'effondrement de la croûte inférieure.

En conclusion, les pressions générées par le rapprochement des continents Africain et Eurasien peuvent être responsables des mouvements des failles orientés NE-SW localisées dans la région de Talsint et l'Atlas oriental, se traduisant actuellement par une sismicité

active. Ce contexte tectonique compressif créé par la remonté nord-ouest de la plaque Africaine contre la plaque Eurasienne peut aussi générer des pressions tectoniques au niveau des blocs rigides (reliques d'ancienne zone de subduction) détectés au nord-ouest du Haut Atlas entraînant des mouvements des failles localisées dans la région d'Agadir et Haut Atlas occidental, se traduisant actuellement par une sismicité active.

Les nouveaux résultats obtenus dans le présent travail permet de mettre en évidence les relations étroites existant entre les pressions générées par le rapprochement des continents Africain et Eurasien au niveau des blocs rigides détachés en profondeur ou des reliques d'ancienne zone de subduction détectées en profondeur, entraînant le mouvement des failles actives localisées dans les deux régions d'étude (Talsint et Agadir) au niveau du Haut Atlas Marocain, se traduisant actuellement par une sismicité active locale intense à modérée. D'autre part la juxtaposition entre les zones cratoniques à lithosphère épaisse et les ceintures mobiles adjacentes avec une lithosphère mince génère une instabilité au niveau du contact vertical entre les deux lithosphères. De plus, les blocs rigides détectés en profondeur reflètent les structures distensives et compressives observées en surfaces. Ils sont représentatifs aux grands plans de détachement intra-crustaux, situé vers 5 à 20 km de profondeur, du fait de deux types de systèmes de contraintes :

- Une distension qui s'étend du Trias au Crétacé inférieur.
- Une compression qui débute au Crétacé supérieur et se poursuit jusqu'à l'actuel (essentiellement post-éocène), orientées NW-SE, liée à la collision entre les continents Africain et Eurasien.

Généralement, la localisation des failles actives a réduit le coût d'investigation et a permis une meilleure surveillance de l'activité sismique, par l'installation d'un réseau sismique local.

Enfin, il est souhaitable d'installer de nouveaux réseaux sismiques sur l'ancienne zone de subduction détectée pour bien cerner l'activité de cette zone. Notons qu'il est possible d'utiliser les enregistrements des tremblements de terre locaux, pour bien étudier des structures crustales particulièrement complexes. D'après les résultats obtenus, il est souhaitable d'implanter d'autres profils verticaux, le long de la chaîne atlasique par la tomographie sismique locale pour bien raffiner et cerner les structures géologiques actives.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

A

- Ait Brahim, L., 1990. Carte néotectonique du Maroc au 1/100 000, Les failles héritées et néoformées et leurs effets structuraux sur l'évolution néotectonique et actuelle du Maroc nord. Actes du 4ème séminaire Maghrébin sur le génie Parasismique, 22-23-24 Novembre 1990 Casablanca.
- Allard, P.L., Coche E., et Duffaud, F., 1958. L'Oligocène dans le Haut Atlas occidental. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc 16, 7e16.
- Ambroggi, R., 1963. Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. Notes mémoire du Service Géologique du Maroc 157.
- Andrieu, B., Colin, J.P., Haddoumi, H., et Charriere, A., 2003. Les ostracodes des « Couches Rouges » du synclinal d'Aït Attab, Haut Atlas central, Maroc : systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléobiogéographie. *Revue de Micropaléontologie*, 46, 193-216.
- Ayarza, P., Alvarez-Lobato, F., Teixell, A., et al., 2005. Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics* (2005), 400: 67-84.

B

- Beauchamp, W., Allmendinger R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., et Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect, *Tectonics*, 18, 163-184.
- Black, R. et Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and the continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc. Lond.*, 150: 89-98.
- Bonn, F., 1995. Précis de télédétection Volume 2 : Applications, Presses de l'Université du Québec/AUPELF.
- Bonn, F., et Rochon, G., 1992. Précis de télédétection Volume 1 : Principes et Méthodes, Presses de l'Université du Québec/AUPELF.

Bouatmani, R., Chakor, A., & Medina, F., 2007. Subsidence, évolution thermique et maturation des hydrocarbures dans le bassin d'Essaouira (Maroc) : Apport de la modélisation. Bulletin Institut Scientifique- Rabat, 29, pp. 15-36.

Brown, R. H., 1980. Triassic Rocks of Argana Valley, Southern Morocco, and Their Regional Structural Implication. Amer. Assoc. Petroleum Geology Bulletin, 64, pp. 988-1003.

C

Caia, J., 1969. Les minéralisations plombo-cupro-zincifères stratiformes de la région des plis marginaux du Haut Atlas oriental. Not. Mém. Servi. Géol.

Choubert, G., et Faure-Muret, A., 1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, un livre a la Mémoire du professeur Paul Fallot, Mem. Hors Ser., vol. 1, pp. 447-527, Soc. Geol. De Fr., Paris Curran P. J. Principal of Remote Sensing. Longman, 1985.

D

Du Dresnay, R., 1979. Sédiments jurassique du domaine des chaînes atlasiques du Maroc, Symp sédimentation jurassique W-européen, Paris 1977, Pub. Spéc. Assoc. Sédimentoli. Franç. 1, 345-355.

Duffaud, F., 1962. Le cadre géologique de la région d'Agadir. Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc 154, 5-6.

Dutour, A., et Ferrandini, F., 1985. Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech, et le Haouz central (Maroc) : Apport sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique, Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phys., 26(5), 285-297.

E

Eberhart-Phillips, D., 1990. Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California. J. Geophys Res. 95, 15343-15363.

El Harfi, A., et al., 2006. Deep-rooted "thick skinned" model for the High Atlas Mountains (Morocco). Implication for the structural inheritance of the southern Tethys passive margin. Journal of structural géology xx, 1958-1976.

El Harfi, A., Lang J., et Salomon, J., 1996. Le remplissage continental cénozoïque du bassin d'avant-pays de Ouarzazate : Implications sur l'évolution géodynamique du Haut-Atlas central (Maroc), C. R. Acad. Sci., Ser. II, 323, 623-630.

El Maamar, K., 1988. Etude tectonique de la bordure sud du Haut Atlas occidental (Région d'Agadir, Maroc). Thèse d'Université, Montpellier II, p. 152.

Ellouze, N., Patriat, M., Gaulier, J.M., Bouatmani, R., et Sabounji, S., 2003. From rifting to alpine inversion : mesozoic and cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology*, 156, pp. 185-212.

F

Farr, T.G., et Kobrick, M., 1998. The shuttle radar topography mission: a global DEM. In: Geological Society of America (Ed.), Annual Meeting. Geological Society of America (GSA), Boulder, p. 359.

Foulger, G.R., et Toomey, D.R., 1989. Structure and evolution of the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland: geology, geophysics and seismic tomography. *J. Geophys Res.* 94, 17511-17522.

Fraissinet, C., Zouine, E. M.J., Morel, L., Poisson, A., Andrieux, J., et Faure-Muret, A., 1988. Structural evolution of the southern and northern central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times, in *The Atlas System of Morocco*, edited by V. Jacobshagen, P. 273-291, Springer-Verlag, New York. Guyot G. Signatures spectrales des surfaces naturelles, coll «Téledétection satellitaire», Paradigme, 1989.

G

Gorler, K., Helmdach, F., Gaemers, P., Heissig, K., Hinsch, W., Madler, K., Schwarzhan, W., et Zucht, M., 1988. The uplift of the central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco, in *The Atlas System of Morocco*, edited by V. Jacobshagen, pp. 361-404, Springer-Verlag, New York.

H

Haddoumi, H., Charriere, A., Andreu, B., P.O. 2008. Middle Jurassic to Lower Cretaceous continental deposits from eastern High Atlas (Morocco): successive paleoenvironments and paleogeographic significance.

Hafid, M., Zizi, M., Bally, W.A., et Ait Salem, A., 2006. Styles structuraux de la terminaison occidentale onshore et offshore du Haut Atlas, Maroc. *Comptes Rendus Géosciences*, 338, pp. 50-64.

Herbig, H.G., 1988. Synsedimentary tectonics in the northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary. In: JACOBSHAGEN V.H. (ed.), *The Atlas system of Morocco. Studies on its geodynamic evolution.-Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin, vol. 15, p. 321-337.

Hearn, T., 1996. Anisotropic Pn tomography in the western United States. *J. Geophys. Res.* 101, 8403-8414.

Hervouet, Y., 1985. Géodynamique alpine (Trias-Actuel) de la marge septentrionale de l'Afrique, au nord du bassin de Guercif (Maroc oriental).- Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Pau et Pays de l'Adour, 367 p. (inédit).

Hoepffner, C., Houari, M.R., et Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. C.R Géoscience 338, 25-40.

J

Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W., et Zylka, R., 1988. Structure and post-paleozoic evolution of the central High Atlas, in The Atlas System of Morocco, edited by V. Jacobshagen, pp. 245-271, Springer-Verlag, New York.

K

Kassou, A., Ali Essahlaoui, A., Aissa, M., 2012. Extraction of structural lineaments from satellite images landsat 7 ETM+ of Tighza Mining District (Central Morocco).

Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D., Kradolfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. J. Geophys. Res. 99, 19635-19646.

L

Laville, E., et Pique, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and Orogenic Inversions, Geologische Rundschau., 81, 157-170.

Laville, E., 1988. A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the Central High Atlas (Morocco), Developments in Geotectonics, 22, in: W Manspeizer, Editor, Triassic-Jurassic rifting. Continental Breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins, *Part I*, Elsevier, New York, 499-523.

Laville, E., 2002. Role of the Atlas Mountains (Northwest Africa) within the African-Eurasian plate boundary zone: comment and reply. *Geology*, 29, 95-96.

Laville, E., et Petit, J. P., 1984. Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. *Geology*, 12, 424-427.

Laville, E., Lesage, J., et Séguret, L. M., 1977. Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardihercyniennes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 19, 527-539.

Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M., et Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlantic rifting (Morocco). *Journal of African Earth Science*, 38, 145-153.

Laville, E., Zayane, R., Honnorez, J., et Piqué, A., 1994. Le métamorphisme jurassique du Haut Atlas central (Maroc) ; épisodes synschisteux et hydrothermaux. C. R. Acad. Sci. Paris, série II, 318, 1349-1356.

Lienert, B.R., 1994. A Computer Program for Locating Earthquakes Locally, Regionally and Globally. Hawaii Institute of Geophysics/SOEST, Honolu.

Lillesand, et Kifer, 2000. Remote sensing and image interpretation Wiley and Sons, 4th edition. Liboutry L. Sciences géométriques et télédétection, Masson, 1992.

M

Manspeizer, W., 1988. Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic: An overview, in Manspeizer, W. (Ed.), Triassic-Jurassic rifting. Continental break up and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins, Elsevier, Amsterdam : 41-79.

Mattauer, M., Tapponier, P., et Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc, Bull. Soc. Geol. Fr. 77(7), t. XIX, 521-526.

Makris, J., Demnati, D., Klussman, J., 1985. Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. Ann. Geophys. 3, 369e380. Maurel Ph. 89 : Cours « Notions de Sismologie ».

Medina, F., et Cherkaoui, T. E., 1991. Focal mechanisms of the Atlas earthquakes and tectonic implications. Geol. Rundsch., 80, 639-648 p.

Medina, F., 1994. Evolution structurale du Haut Atlas occidental et des régions voisines, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique central et de la collision Afrique-Europe. Thèse d'Etat, Université Mohamed V, Rabat, 294 p.

Morarech, M., et Fadli, D., 2014-2015 : Cours « Notions de sismologie », Faculté des Sciences de Rabat.

Moore, G.K., 1983. Objective procedures for lineament enhancement and extraction. Photogrammetric Engineering and Remote sensing, vol.49, n°5, p 641-647.

Morel, J.L., Zouine, M., and Poisson, A., 1993 : Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc) : un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène, Bull. Soc. Géol. Fr., 93 (1), t. 164, 79-91, 1993.

Morel, J. L., Zouine, M., Andrieux, J., Faure-Muret, A., 2000. Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc) : rôle du socle et conséquences structurales. *J. Afr. Earth Sci.* 30, 119-131.

Missenard, Y., Zeyen, H., de Lamotte, D. F., et al., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* (2006); 111.

O

Ouhman, B. (1988). Recherche géomorphologique sur le piémont méridional du Haut Atlas occidental à l'est d'Agadir (Maroc). DEA, Lille I, 66p.

Ouahman, et al., 1993. Recherche géomorphologique sur la bordure méridionale et le piémont du Haut Atlas occidental (région d'Ameskroud, Maroc). Thèse doctorat de l'université des Sciences et Technique, Lille, France. 37, 38-39p.

P

Peaucat, J.J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., et Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West Africa Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry, geochronology, Precambrian, *Res.* 136, 309-352.

R

Radi, S., Timoulali, Y., et Bachaoui, E.M., 2015. Geological Mapping and Seismic Risk in the Eastern High Atlas: Case of Talsint Region (Morocco). *International Journal of Science and Research (IJSR) ISSN (Online): 2319-7064.*

Richards, J.A., 1999. *Remote Sensing Digital Image Analysis*. Berlin: Springer Verlag.

Robin, M., 2002. *Télédétection: des satellites aux SIG*. Coll Fac Géographie, Nathan Université, 2^e édition.

Roy, P., Pique, A., Légall, B., Ait Brahim, L., Morabet, A., et Demnati, A., 1997. Les bassins côtiers triasico-Liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continentale de l'Atlantique central. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, pp. 627-637.

S

Sandoval, E., Seber D., Calvert, A., Barazangi, M., 1989. Grid search modeling of receiver functions: implications for crustal structure in the Middle East and North Africa. *J. Geophys. Res.* 103, 26,899-26,917.

Schaer, J. P., 1987. Evolution and structure of the High Atlas of Morocco, in *The Anatomy of Mountain Ranges*, edited by J. P. Schaer, and J. Rodgers, pp. 107-127, Princeton Univ. Press, Princeton, N, J.

Schwarz, G., Mehi, H.G., Ramdani, H.G., Rath, V., 1992. Electrical resistivity structure of the eastern Moroccan Atlas System and its tectonics implications. *Geol. Rundsch.* 81, 221-235.

Sébrier, M., Siame, L., El Mostafa Zouine, E. M., Winter, T., Missenard, Y. et Leturmy, P., 2006. Active tectonics in the Moroccan High Atlas ; *Comptes Rendus Géoscience*, 338, pp. 65-79.

T

Tadili, B., Ramdani, M., Sari, B., Chapochnikow, K., Bellot, A., 1986. Structure de la croûte dans le nord du Maroc. *Ann. Geophys.* 4(1), 99-104.

Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., Arboleya, M. L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting : the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* (2005); 17: 456-61.

Thurber, C.H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.* 88, 8226e8236.

Timoulali, Y., Radi, S., Azguet, R., Bachaoui, E.M. 2016. Neotectonic fault detection and lithosphere structure beneath SW of High Atlas (Morocco) ; *Journal of African Earth Sciences* 120 (2016) 198-207.

Timoulali, Y., et Radi, S., 2012 . 3D digital mapping and modelling of the crustal structure with seismic data : case of the Agadir region. *Colloque international des utilisateurs de SIG* , Fes, 2012.

Timoulali, Y., et Radi, S., 2012. Remote sensing and Local Earthquake Tomography for understanding complex earthquake activity in the Agadir Region (Morocco) . 9 th International conference of the African Association of Remote sensing and Environment (AARSE 2012).

Timoulali, Y., et Meghraoui, M., 2011. 3-D crustal structure in the Agadir region (SW High Atlas, Morocco). *J. Seismol.* 15 (4), 625-635.

Timoulali, Y., Hni, L., Bouaouda, H., 2010. Cartographie des structures géologiques de la région de Talsint (Maroc oriental) : Apport de la télédétection et SIG à l'analyse de la sismicité. XIIème Journées Scientifique du Réseau de Télédétection de l'UREF, Tunis 2010, p.228-229.

Timoulali, Y., 1990. Etude des linéaments du Massif de Morin par traitement informatique d'image Landsat, Mémoire de Maîtrise Es Sciences Appliquées. Département Génie Minéral, Ecole Polytechnique de Montréal, p. 90.

Toomey, D.R., Foulger, G.R., 1989. Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex. *J. Geophys Res.* 94 (B12), 17,497-917,510.

Z

Zeyen, H., Ayarza, P., Fernandez, M., Rimi, A., 2005. Lithospheric structure under the western African-European plate boundary; a transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics* (2005); 24.

V

Van Der., Meijde., Van Der Lee M., Giardini D., 2003. Crustal structure beneath broad-band seismic stations in the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 152, 729-739.

W

Weisrock, A.L.E., 1980. Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas atlantique. Thèse Paris I, 931 pp., published in Notes et Memoires du Service geologique du Maroc, 332, p. 488.

Wigger, P., Asch, G., Giese, P., Heinsohn, W.D., El Alami, S.O., Ramdani, F., 1992. Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. *Geol. Rundsch.* 81, 237-248.

Pages web et sites internet

<http://ing.cnrst.ma/index.php/actualites>.

www.odpf.org/images

<http://Collegeandernos.fr/IMG/pdf>

www.odpf.org

<http://www.everyoneweb.com/mtcherkaoui>

<ftp://glcf.umd.edu>
