Apports de l'imagerie et des SIG pour une étude morphostructurale de la jeffara tunisienne : implications géodynamiques et intérêts pétroliers

Rim Ghedhoui

▶ **To cite this version:**

Rim Ghedhoui. Apports de l'imagerie et des SIG pour une étude morphostructurale de la jeffara tunisienne : implications géodynamiques et intérêts pétroliers. Géomorphologie. Université Paris-Est, 2014. Français. NNT : 2014PEST1173 . tel-01174711

HAL Id: tel-01174711

https://theses.hal.science/tel-01174711

Submitted on 9 Jul 2015

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

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

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Paris-Est Marne-La-Vallée

Spécialité : Sciences de l'Information Géographique

Présentée et soutenue publiquement par

Rim GHEDHOUI

Apports de l'imagerie sismique et des SIG à l'étude morphostructurale de la Jeffara (Sud Est tunisien) : Implications géodynamiques et intérêts pétroliers

Le 27 Novembre 2014

Jean CHOROWICZ, Professeur Emérite, Université Paris 6	**Rapporteur**
Fouad ZARGOUNI, Professeur, Université Tunis El Manar (Tunisie)	**Rapporteur**
Jean Paul RUDANT, Professeur, Université Paris-Est	**Examinateur**
Benoît DEFFONTAINES, Professeur, Université Paris-Est	**Co-Directeur de thèse**
M.Chedly RABIA, Professeur, Université la Mannouba (Tunisie)	**Co-Directeur de thèse**

Remerciements

La thèse n'est pas une expérience solitaire et que voilà l'agréable moment des remerciements est enfin venu…

Au cours de ces dernières années de recherche, plusieurs personnes ont croisé mon chemin scientifique et méritent d'être remerciées.

Tout d'abord, mes remerciements et ma gratitude s'adressent à *Benoît DEFFONTAINES*, Professeur à l'Université Paris-Est et directeur de la présente thèse, à qui je dois beaucoup. C'est grâce à lui que j'ai pu mener à terme ce long travail de recherche, malgré mes nombreuses tentatives d'abandon pendant les moments de découragement. Il a su diriger ce travail, avec beaucoup de professionnalisme, de technicité, de gentillesse et d'humour. Il m'a fait partager sa riche expérience multidisciplinaire et son aisance sur le terrain. Il m'a été d'une grande aide scientifique et un soutien moral incontournable. Merci pour tout : vous étiez toujours mon ange gardien…vous m'avez tant appris aussi bien sur le plan scientifique qu'humain.

Je tiens aussi à remercier, particulièrement, *Mohamed Chedly RABIA*, Professeur à l'Université de la Mannouba (Tunisie) et co-directeur de thèse, de m'avoir fait confiance en me proposant le présent sujet. Il a mis à ma disposition les moyens logistiques nécessaires pour mes missions de terrain dans le Sud tunisien, malgré les contraintes et l'instabilité politique de la Tunisie en 2012. Nos échanges scientifiques et humains étaient vraiment appréciés.

Je remercie également *Jean CHOROWICZ*, Professeur Emérite Université Paris 6, pour avoir accepté de rapporter cette thèse et d'en être le président du jury. Je lui témoigne ici ma profonde gratitude.

Mes remerciements sont aussi adressés à *Fouad ZARGOUNI*, Professeur à l'Université Tunis El Manar (Tunisie), pour avoir accepté de juger ce travail et d'être membre rapporteur pour le jury, malgré ses innombrables responsabilités et engagements.

Je témoigne ma gratitude à *Jean Paul RUDANT*, Professeur à l'Université Paris-Est, avec qui j'ai fait mes premiers pas dans le domaine de la recherche par le biais de l'ancien Master 2 Science de l'Information Géographique (M2-SIG) (actuellement Master Information Géographique, M2-IG). Je le remercie pour avoir accepté d'examiner cette thèse, en dépit de ses responsabilités et de ses multiples déplacements à l'étranger.

Je tiens à remercier l'Entreprise Tunsienne d'Activités Pétrolières (ETAP, Tunisie), pour m'avoir fourni des lignes sismique réflexions 2D, ayant permis la validation des interpretations morphostructurales faisant objet de la présente thèse. Je remercie, particulièrement, le personnel de la Direction d'Exploration (DEX) de l'ETAP pour m'avoir accepté en stage et m'avoir fait partager leur riche expérience en interprétation sismique sur CHARISMA et CPS3 (GEOFRAME 4.3, Schlumberger).

Youssef BOUAZIZI, Ali JELLALIYA, Rachid MAROUANI, Nourane BOUAJILA et Asma BEN AMMAR, personnel du Centre de Recherche et du Développement Pétrolier (CRDP, ETAP, Tunisie) méritent d'être, spétialement, remerciés pour leur précieuse aide en interprétation sismique.

Mes remerciements les plus sincères s'adressent à Mohamed BEN YOUSEF, Directeur Général du Centre de Recherche et des Technologies des Eaux (CERTE, Technopole, Borj Cedria, Tunisie). Sa gentillesse et sa participation enrichissante à la première mission de terrain m'ont beaucoup marquées.

Je remercie également Olivier DE JOINVILLE, ex-Enseignant à l'ENSG, pour m'avoir initié au logiciel River Tools.

Je tiens à remercier Mahfoudh MENJLI et Salah GHODHOUI (Ministère de l'Agriculture, Tunisie). Nos échanges en ce qui concerne la validité des données de la carte agricole ont été vraiment appréciés.

Tout au long de ces années de recherche, j'ai eu le plaisir de connaître beaucoup de doctorants avec qui j'ai partagé de précieux moments, animés par des discussions enrichissantes, et à qui j'adresse mes remerciements les plus sincères. Je citerai Mehdi BEN HASSEN, Frédéric KAVEH, David NIAMIEN, Clélia BILODEAU, Mahran Haidar…

Je remercie également Habib ZETRINI, qui m'a toujours accompagné lors de mes missions de terrain dans le Sud tunisien.

J'adresse particulièrement mes remerciements à Katy : les moments que j'ai partagés avec toi me sont vraiment chers…Entre autre, je n'oublierai jamais nos échanges sur le chemin de la cantine.

Voilà, les quelques lignes qui me tiennent vraiment à cœur vont enfin être rédigées, me permettant, de remercier des personnes proches à qui je dois beaucoup :

- Maman et papa. Votre amour, votre patience, vos encouragements m'ont donné la volonté de continuer. Merci pour tout ;
- Papi. Tu étais mon premier maître…tu m'as beaucoup appris, me voilà enfin arrivée à terme de mon travail. Merci de m'avoir tant soutenu…je te serai toujours reconnaissante ;
- Salim. Merci d'avoir cru en moi et de m'avoir tant soutenu aussi bien moralement que financièrement. Ton amour m'a procuré une force inouïe ;
- Mehdi et Meha. Certes, la rédaction en votre présence était difficile ; mais c'est grâce à l'amour inépuisable que vous me procurez que j'ai pu continuer ;

- Nidhal et Roua. Votre amour, vos encouragements et vos sacrifices resteront toujours gravés dans ma mémoire ;
- Raja, Adel, Ghada et Alla. Merci pour votre amour et votre soutien ;
- Je remercie, enfin, toute ma famille en Tunisie et en France et ma belle famille, pour leurs encouragements.

A vous tous, je dédie ce travail.

Enfin, je remercie toute personne, que j'ai omis de citer et qui a contribué de prés ou de loin à l'élaboration de ce travail

« Ce n'est pas dans la science qu'est le bonheur, mais dans l'acquisition de la science »

(Edgar Allan Poe, 1809 – 1849)

TABLE DE MATIERES

RÉSUMÉ 17
ABSTRACT 21
PREMIÈRE PARTIE 25
INTRODUCTION GÉNÉRALE 25
CHAPITRE 1 27
INTRODUCTION 27
1. Problématique 27
2. Objectifs de l'étude 28
3. Choix de la zone d'étude 30
4. Approche méthodologique 31
CHAPITRE 2 33
CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA JEFFARA 33
1. Cadre géographique et géologique de la zone d'étude 33
1.1. Présentation géographique 33
1.2. Présentation des ensembles morphostructuraux du Sud tunisien 35
2. Cadre géologique de la Jeffara 37
2.1. Historique des travaux 37
2.2. Aperçu structural et néotectonique 40
2.3. Aperçu géodynamique 41
2.4. Stratigraphie et paléogéographie 45
3. Intérêts économiques de la Jeffara 69
CHAPITRE 3 71
DONNÉES ET OUTILS 71
1. Collecte de données disponibles 71
1.1. Données de surface (Base de données carto, MNT, Terrain) 71
1.1.1. Données télé-analytiques 71
1.1.2. Cartes topographiques 73
1.1.3. Cartes géologiques 73
1.2. Données de subsurface 74
1.2.1. Puits pétroliers 74
1.2.2. Lignes de sismique réflexion 2D 75
2. Outils 75
DEUXIÈME PARTIE 77

APPORTS DES DONNÉES DE SUBSURFACE A L'ETUDE DE LA GÉOMÉTRIE STRUCTURALE DE LA JEFFARA PAR L'ANALYSE DE PROFILS DE SISMIQUE RÉFLEXION 2D 77
CHAPITRE 1 79
PRÉSENTATION DE LA TECHNIQUE DE SISMIQUE 79
1. Définition 79
2. Traitement des données sismiques 80
2.1. Phase de pré-traitement 80
2.1.1. Corrections d'amplitude 80
2.1.2. Corrections dynamiques (NMO) 81
2.1.3. Corrections de pendage (Dip Move Out, DMO) 81
2.2. Phase de construction du modèle de vitesse initiale 81
2.3. Phase de migration 81
2.4. Propagation des ondes sismiques 82
2.5. Sismique des puits 83
2.5.1. Sismosondage 83
2.5.2. Profil sismique vertical (PSV) 84
Conclusions 85
CHAPITRE 2 87
INTERPRÉTATION GÉOPHYSIQUE DE LIGNES DIRECTIONNELLES DE SISMIQUE RÉFLEXION 2D COUVRANT LA JEFFARA ORIENTALE 87
1. Logiciels utilisés 87
2. Calage 87
3. Interprétation des profils de sismique réflexion 2D disponibles 91
3.1. Profils P1 de direction NE –SW 91
3.2. Profils P2 de direction NE-SW et P3 de direction N-S 92
3.3. Profil P4 de direction NE-SW 94
3.4. Profil P5 de direction NE – SW 94
3.5. Profil P6 de direction NE-SW 95
3.6. Profil P7 de direction NE – SW 97
3.7. Profil P8 de direction NW-SE 99
3.8. Profil P10 de direction NW – SE 99
3.9. Profil P11 de direction NE – SW 100

3.10. Profil P12 de direction NW – SE 102
3.11. Profil P13 de direction WNW – ESE 103
4. Mise en place d'une carte de synthèse structurale néotectonique de subsurface de la Jeffara orientale 104
CHAPITRE 3 107
GEOLOGIE STRUCTURALE DU BASSIN DE KSAR HADDADA (SUD EST DE LA JEFFARA - TUNISIE) : CONTRIBUTION DES PROFILS DE SISMIQUE REFLEXION 2D ET DE LA GEOMATIQUE 107
1. Introduction 107
1.1. Etat de l'art 108
1.2. Présentation géographique et choix de la zone d'étude 108
1.3. Contexte géologique et géodynamique 109
1.3.1. Lithostratigraphie 109
1.3.2. Contexte structural 112
1.3.3. Evolution structurale 113
2. Methodologie et Résultats 115
2.1. Données altimétriques MNE SRTM 115
2.2. Profils de Sismique Réflexion 2D 116
2.2.1. Données disponibles 116
2.2.2. Calage 116
2.2.3. Horizons pointés 117
2.2.4. Cartes sismiques obtenues 118
3. Discussions 121
3.1. Analyse des alignements morphostructuraux 121
3.2. Corrélation des puits pétroliers disponibles 123
3.3. Cartes isobathes 125
3.3.1. Carte isobathe au toit de la formation Tannezuft 125
3.3.2. Carte isobathe au toit de la formation Accacus 126
3.4. Potentiel pétrolier 127
3.4.1. Roche mère silurienne : Formation Tannezuft « les Hot shales » : Roche mère argileuse noire peu profonde 127
3.4.2. Roche réservoir et couvertures siluriennes : Formation Accacus : Réservoir gréseux marin peu profond et discontinu par érosion du sommet 128
3.5. Système pétrolier 128

3.5.1. Processus de maturation, génération et explusion des hydrocarbures 128
3.5.2. Subsidence 129
3.5.3. Processus de migration 129
4. Conclusions et limites 129
4.1. Conclusions 129
4.2. Limites 130
TROSIÈME PARTIE 131
APPORTS DE L'ANALYSE DE LA SURFACE TOPOGRAPHIQUE A L'ETUDE MORPHOSTRUCTURALE DE LA JEFFARA 131
CHAPITRE 1 133
ANALYSE MORPHOMÉTRIQUE DU MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAINS ET SES DÉRIVÉS 133
1. Notion d'un MNT 133
1.1. Généralité : Modèle numérique de terrain 133
1.2. Diversité de sources des MNEs 134
1.2.1. Méthode d'acquisition des MNEs 134
1.2.2. Données altimétriques libres et MNEs dérivés 136
1.3. Format du MNE 140
2. Qualité des MNEs disponibles et choix du MNE 142
2.1. Notions de résolution planimétrique et précision altimétrique 142
2.2. Evalution d'un MNT 143
2.2.1. Principe 143
2.2.2. Application : validation des MNTs ASTER GDEM et SRTM 144
2.3. Choix du MNE 146
3. Conception et réalisation d'un MNT topographique de la Jeffara 147
4. Extraction des paramètres morphométriques à partir du MNE 149
4.1. Altitude 150
4.1.1. Principe 150
4.1.2. Application sur la Jeffara 150
4.2. Pente 151
4.2.1. Principe 151
4.2.2. Application sur la Jeffara 152
4.3. Exposition (Aspect) 153

4.3.1. Principe 153
4.3.2. Application sur la Jeffara 154
4.4. Estompage et carte de relief 156
4.4.1. Principe 156
4.4.2. Application sur la Jeffara 156
5. Mise en place d'une carte morphostructurale de synthèse 157
CHAPITRE 2 161
MORPHOLOGIE ET MORPHOMÉTRIE DU RÉSEAU DE DRAINAGE 161
1. Morphologie descriptive du réseau hydrographique 161
1.1. Définition 161
1.2. Principe 162
1.3. Types des chenaux fulivatiles ..... **Erreur ! Signet non défini.**
1.4. Classification descriptive 163
1.5. Hiérarchisation du réseau de drainage 167
2. Extraction automatique du réseau de drainage à partir du MNT SRTM 168
2.1. Principe 168
2.2. Application sur la Jeffara 169
3. Extraction manuelle du réseau hydrographique à partir des cartes topographiques au 1/100 000 172
4. Extraction des paramètres morphométriques à partir du réseau de drainage naturel de la Jeffara 174
4.1. Densité de drainage 174
4.1.1. Principe 174
4.1.2. Application sur la Jeffara 174
4.2. Anomalies du réseau de drainage 176
4.2.1. Principe 176
4.2.2. Extraction des anomalies du réseau de drainage de la Jeffara 178
5. Carte de synthèse des anomailes du réseau de drainage 180
CHAPITRE 3 183
NEOTECTONICS OF COASTAL JEFFARA (SOUTHERN TUNISIA) : STATE OF THE ART 183
1. Introduction 183
1.1. Geographic Presentation 184
2. Geologic setting 185

2.1. Neotectonic overview 185
2.2. Geodynamic history 185
3. Seismic settings 187
4. Methodology and Results 188
4.1. Digital Elevation Model (SRTM) and lineament analyses 188
4.2. New interpretation of the geologic maps and the contribution of the field work 190
4.3. Contributions of 2D seismic reflection profiles 193
4.3.1. Technical seismic survey presentation 193
4.3.2. Seismic interpretation 193
4.4. New interpretation of bibliographic microtectonic data 196
5. Discussions 199
6. Conclusions 200
DISCUSSIONS ET LIMITES 209
1. Apports des données de sismique réflexion 2D à l'étude de la subsurface de la Jeffara 209
1.1. Apport de l'interprétation des lignes directionnelles à l'étude morphostructurale de la Jeffara : Mise en place d'une carte structurale de subsurface 209
1.2. Apports des lignes sismiques pour la détermination du modèle géodynamique de Ksar Haddada 210
2. Apports des données de surface à l'étude morphostrucurale de la Jeffara : Mise en place d'une carte morphsotructurale synthétique 211
2.1. Contributions des données altimétriques du MNT SRTM 211
2.2. Topographie plane de la Jeffara et comblement des dépressions 213
2.3. Contributions de l'analyse du tracé du réseau hydrographique : 213
2.4. Apports de la relecture des cartes géologiques au 1/50 000 (Perthuisot, 1985ab) et des missions de terrain à la compréhension du contexte structurale de la Jeffara maritime 214
3. Superposition des données de surface et de subsurface et mise en place d'une carte structurale de synthèse 217
4. Implications géodynamiques 219
4.1. Nouveau modèle géodynamique illustrant l'évolution structurale de la Jeffara depuis la limite Crétacé sup. – Crétacé inf 219
4.2. Place de la tectonique salifère dans la structuration de la Jeffara 222

4.3. Seismicité 223
4.4. Place de la Jeffara dans le contexte de la marge africaine et dans le système de rapprochement Afrique-Eurasie 223
5. Limites 224
5.1. Données sismiques 224
5.1.1. Manque et qualité des profils sismiques 224
5.1.2. Conversion TWT – Profondeur : limite de la méthode des iso-vitesses 225
5.2. Découpage des puits et suivi des horizons 225
5.3. Terrain : conditions difficiles 226
5.3.1. Mauvais temps 226
5.3.2. Lithologie Mio-Plio-Quaternaire argilo-sableuse non propice à l'enregistrement des tectoglyphes 226
5.4. Données topographiques et géologiques 226
5.4.1. Homogénéisation de la mosaïque des cartes géologiques au 1/100000 226
5.4.2. Qualité des données topographiques disponibles 227
5.5. Limite du résesau de talwegs automatique 227
CONCLUSIONS GÉNÉRALES 229
1. Conclusions méthodologiques 229
2. Conclusions thématiques 230
2.1. Synthèse morphostructurale et géodynamique et héritage tectonique de la Jeffara 230
2.2. Intérêts pétrolier de la Jeffara 231
2.2.1. Jeffara orientale 231
2.2.2. La région de Ksar haddada (SE de la Jeffara) 233
3. Perspectives 234
LISTE DES FIGURES **235**
LISTE DES TABLEAUX **241**
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES **243**

Résumé

La Tunisie est soumise à des déformations géodynamiques permanentes, provoquées par la lente convergence N-S à NNW-SSE des plaques africaine et eurasiatique (Mattauer et al., 1977 ; Philip et Meghraoui, 1983 ; Dercourt et al., 1986 ; Bousquet et al., 1988 ; Guiraud et Maurin, 1991), qui a débuté à la limite du Crétacé Inférieur – Crétacé Supérieur (Bouaziz, 1995, Bouaziz et al, 1999 ; Bouaziz et al., 2002) et généralisée au Crétacé Terminal – Eocène, suite à l'ouverture de l'Atlantique Nord (Grimaud et al., 1982; Olivet et al., 1983 ; Mejri, 2012) et la fermeture de la Téthys. Cette évolution géodynamique régionale a permis une relative diversité des régimes tectoniques dans la région (Bouaziz et al., 1999, Bouaziz et al., 2002, Serpelloni et al., 2007 ; Belabbes, 2008).

La région de la Jeffara, située dans le Sud Est tunisien, présente un exemple intéressant, bien que méconnu, des déformations néotectoniques de la Tunisie, qui font l'objet de ce travail de thèse. En plus des travaux antérieurs, qui souffrent de l'absence d'une cartographie morphostructurale de synthèse, la présence, dans la Jeffara, de reliefs très peu contrastés et de la couverture mio-plio-quaternaire meuble peu propice à la préservation de la déformation active, ont été le moteur d'une étude télé-analytique pluridisciplinaire, incluant la validation de l'analyse morphostructurale et l'interprétation de lignes de sismique Réflexion 2D représentatives, par des missions de terrain, permettant de mieux comprendre le contexte néotectonique, structural et géodynamique de la zone d'étude.

L'étude morphostructurale de la Jeffara orientale a été basée sur l'analyse des anomalies du réseau de drainage et l'analyse structurale du modèle numérique d'élévation (MNE, SRTM), comparées aux interpretations de lignes sismiques réflexion 2D onshore et offshore, de données structurales et lithologiques de terrain et la relecture et ré-interpretation de travaux préexistants (Perthuisot, 1977 et 1985ab ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Bouaziz, 1995 ; Jedoui et Perthuisot., 1997ab ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998 par exemple). Toutes ces données structurales, qui ont été intégrées sous la forme d'une base de données géologiques (Geodatabase) et traitées par un logiciel SIG (Deffontaines 1990 ; Deffontaines et al. 1994 ; Deffontaines, 2000 ; Slama, 2008 ; Deffontaines et al., 2008), ont permis de proposer un nouveau modèle structural néotectonique simple et cohérent. Ce dernier révèle que la Jeffara maritime correspond à un couloir majeur NW-SE de failles onshore et offshore, décrochant dextre transtensif, caractérisé par une direction de l'axe de la contrainte principale minimale σ3, horizontal E-W et de l'axe de contrainte principale maximale σ1, horizontal globalement N-S. Ainsi, l'île de Jerba et les péninsules de Jorf et Zarzis apparaissent comme « dessinant » le pourtour d'un bassin en pull apart N-S, situé sur la faille majeure dextre transtensive de Gafsa-Medenine, permettant, suite à la convergence N-S des plaques africaine et eurasiatique, l'extrusion du bloc Sahel vers la bordure libre située à l'est, dans la mer méditerranée (Deffontaines et al., 2008).

En plus (1) de la faille majeure NW-SE de Gafsa-Medenine, qui se prolonge jusqu'à la Jeffara (Deffontaines et al., 2008 ; Ben Hassen, 2012 ; Deffontaines et al., 2014), (2) des failles NW – SE et NE-SW (Perthuisot, 1985 ; Ben Ayed, 1986 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia,

1998), (3) des directions NE-SW des chenaux de la mer d'el Kantara avec les oueds d'El Fja et Es Smara (Jeffara maritime) et NW-SE des hauts fonds de Bahiret Boughrara (Rabia, 1998) ; et (3) des failles NNW-SSE et ENE-WSW, à faible rejet (île de Jerba), de la faille NNW-SSE d'Essouihel (Nord de la ville de Zarzis), dont le rejet est notable et de plis parallèles ENE-WSW (situés par exemple au SE de Jerba, au Nord de la ville de Zarzis et au NW de Bahiret el Bibane) et d'un plis NNE-SSW °E (au Nord de Jorf) (Perthuisot, 1985) ; la présente étude a, notamment, mis en évidence de nouveaux indices structuraux qui plaident en faveur de la présence d'un mouvement décrochant dextre : (1) des fentes de tension en échelon et des fentes de tension sigmoïdes (en S), caractéristiques d'un mouvement décrochant dextre de direction NW-SE pour l'île de Jerba, associées à des failles de directions prédominantes N120 °E à N130 °E décrivant un mouvement transtensif décrochant dextre. Ces failles décrochantes à composante normale sont structurées en « couloirs de décrochements transtensifs » bien visibles sur les profils de sismique réflexion 2D, par le pendage régional des réflecteurs sismiques vers le NE (mer Méditerranée), par les zones transparentes et les décalages verticaux des faciès sismiques ; (2) des plis parallèles, de direction N070 °E (au SE de Jerba, au Nord de la ville de Zarzis et au NW de Bahiret el Bibane), des axes de plis décalés en dextre (au SE de l'ile de Jerba et au Nord de la ville de Zarzis), des plis dissymétriques et (3) des diapirs NW-SE et NE-SW, qui s'étalent suivant les directions préférentielles de fractures en offshore.

Par ailleurs, la présence d'épaisses formations d'évaporites mésozoïques (formation Bhir d'âge Rhétien – Lias Inférieur et la formation Mestaoua d'âge Lias Supérieur – Aalénien) engendre un comportement tout à fait particulier de la structuration sus-jacente. La Jeffara maritime apparaît, complètement, hâchée par des accidents verticaux à très forte fréquence. Les accidents décrochants transtensifs de direction N120°E à N130° et localement N150-160°E, le réseau de failles N045°E à 070°E (Perthuisot, 1977 et 1985 ab ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998) et E-W (Ben Ayed, 1986) découpent complètement la Jeffara côtière par des couloirs d'une multitude de failles verticales, visibles en subsurface, dessinant ainsi un grand bassin en pull-apart, dont le cœur est occupé par Bahiret Boughrara (Ghedhoui et al., 2014 ; Ghedhoui et al., 2014, Tectonophysics, soumis).

Sur le plan géodynamique, la présente étude pluridisciplinaire permet de simplifier l'histoire tectonique de la Jeffara maritime, depuis la limite Crétacé Inférieur – Crétacé Supérieur, par (1) un relatif continuum de régime tectonique compressif/décrochant avec $\sigma 1$ globalement NNW-SSE à N-S entrainant un raccourcissement presque N-S et (2) un échappement local du « plancher » du golf de Gabès vers l'Est, liée à la bordure libre méditerranéenne. Chaque déplacement transtensif engendrerait une remontée halocinétique et une extension halocinétique pluri à multidirectionnelle. Cette dernière est confirmée par la présence de failles multidirectionnelles, des extensions et extension multidirectionnelle déduites à partir des travaux microtectoniques remarquables de S. Bouaziz (1995).

En plus, l'étude morphostructurale associée à l'interprétation d'un maillage serré de lignes de sismique réflexion 2D couvrant une partie SE de la Jeffara, a permis (1) de souligner

les directions de failles majeures E –W du crâton africain avant le rifting téthysien et leur faible ré-activation postérieure et (2) de mettre en place un modèle structural silurien de la région de Ksar Haddada. Ce dernier est caractérisé par une structuration en horsts et grabens, orientés E – W, qui se trouvent entrecoupés par des failles normales majeures de même direction. L'analyse des alignements morphostructuraux (Dix and Jackson, 1981 ; Boucher, 1995 ; Deffontaines, 1986 a b, 1990 and 1991; Deffontaines and Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1994ab ; Rowan and Bowers, 1995 ; Deffontaines et al., 1997 ; Deffontaines, 2000 ; Rowland and Sibson, 2004 ; Masoud et al., 2007 ; Slama, 2008 ; Masoud and Koike, 2011 ; Viveen et al., 2012) met en avant une possible relation entre la structuration profonde E – W, décelée sur les cartes isobathes au toits des formations siluriennes (Accacus d'âge Silurien Supérieur et Tannezuft d'âge Silurien Inférieur) et les alignements morphostructuraux de surface, qui ont montré une direction majeure caractéristique E-W.

En conclusion, les répercussions pétrolières de la structuration de la Jeffara apparaissent intéressantes : (1) Le bassin « pull apart » que forment l'île de Jerba et les péninsules de Jorf et Zarzis, dont le cœur est occupé par Bahiret Boughrara permet la mise en place d'un complexe diapirique à fort intérêt pétrolier, favorisant le piégeage des hydrocarbures par les remontées salifères. Certes, en offshore, la présence de petits bassins pétroliers de directions NW-SE et NE-SW, allongés suivant l'ouverture des grandes fractures, favorable a des remontées salifères, sous la forme de diapirs, qui pourrait potentiellement former des pièges à hydrocarbures, est soulignée. Néomoins, en onshore, la multitude de couloirs de décrochements transtensifs, qui fragmentent la Jeffara orientale et ses réservoirs potentiels, contribuant à l'ouverture du système pétrolier d'où l'explication de la présence de traces d'huile et/ou de gaz dans certains forages pétroliers de la région, sans pour autant avoir de puits productifs (W15, W16, W17, W18, W19, W22, W23, W24, W25), mis à part les forages des concessions de Robbana (Jerba), Ezzaouia (Zarzis) et El Bibane (Zarzis).

(2) En ce qui concerne, la région de Ksar Haddada (SE de la Jeffara), il apparaît que le contrôle que présente le style structural sur les roches mère et réservoir est important. Les processus de maturation, de génération et de migration des hydrocarbures sont profondément influencés par les cycles orogéniques, qu'a connus la région et principalement par la phase hercynienne, qui a débuté au Dévonien (Ben Ferjani et al., 1990 ; Aissaoui, 2005 ; Gabtni et al., 2012) . La maturité des argiles siluriennes avec un pouvoir réflecteur de la vitrinite variant de 0.7 à 1 (Ferjaoui et al., 2001, ETAP) est ralentie par cette orogenèse compressive, ce qui a empêché la roche mère d'atteindre le stade de la fenêtre à huile. Cela pourrait expliquer la non productivité de nombreux forages implantés au SE de la Jeffara, qui n'ont montré que des indices de gaz et/ou des traces d'huile (W9, W10, W11, W13, W4, W5, W12, W14, W1, W2) et d'autres qui se sont avérés bien secs (W3).

Mots clés : Géomorphologie, Morphométrie, Géodynamique , Néotectonique, Faille décrochante transtensive, Pull-apart, Pétrole, Modèle synthétique 3D, Profils de sismique réflexion 2D, Modèle Numérique de Terrain (MNT SRTM), Système d'Information Géographique (SIG), Geodatabase, Jeffara, Ksar Haddada, Sud tunisien.

Abstract

Tunisia has been subject to permanent geodynamic deformations due to the N-S to NW-SE convergence of the African plate toward Eurasia (Mattauer et al., 1977. Philip et Merghraoui, 1983; Dercourt et al., 1986 ;.Bousquet et al., 1988; Guiraud and Maurin, 1991), which began at the limit of the Lower Cretaceous – Upper Cretaceous and widespread at the terminal Cretaceous – Eocene , following the opening of the North Atlantic (Grimaud et al, 1982. Olivet et al., 1983;. Mejri, 2012). This evolution is generally considered as subject to the influence of the diversity of tectonic regimes in the region (Bouaziz et al., 1999, Bouaziz et al., 2002, Serpelloni et al., 2007 ; Belabbes, 2008). The Jeffara, located in the Tunisian South East, is an interesting example of the Neotectonic deformation of Tunisia.

In addition to the previous researchs, wich suffer from the absence of morphostructural synthetic maps, the presence in the Jeffara , of fairly contrasted reliefs and of the mio-plio – quaternary cover hardly favourable to the preservation of the active deformation, led to tele-analytical, multidisciplinary study, based on morphostructural analysis, validated by numerous 2D seismic reflection profiles and field data, which allowed a better understanding of the neotectonic, structural and geodynamic context of the region.

The morphostructural study of Eastern Jeffara was based on the morphometric analysis of drainage network, the analysis of the Digital Elevation Model (DEM, SRTM) and confirmed by the 2D seismic reflexion lines onshore and offshore, the field data and the restudy of the bibligrahic works (Perthuisot, 1977 and 1985 ab ; Bouaziz et al., 1989 ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati and Rodgers, 1998). All these data, are then integrated into “Geodatabase” and treated by a SIG software (Deffontaines 1990 ; Deffontaines et al., 1994ab. Deffontaines, 2000; Slama, 2008; Deffontaines et al., 2008), has enabled us to (1) suggest a new, coherent, structural and neotectonic model proving that the coastal Jeffara corresponds to relay zones of a NW-SE major right lateral strike slip accident, with a E-W direction of the minor principal constrain axis (σ3), horizontal and overall N-S direction of the principal , majour principal constrain axis (σ1) horizontal. Thus, the Jerba island and the Jorf and Zarzis peninsulas appear, then, as a part of basin N-S pull apart basin and show the existence of a major, transtensional, right lateral strike slip fault of Gafsa – Medenine, allowing the eastward extrusion of the Sahel bloc, in a free boundary in the Mediterranean Sea (Deffontaines et al., 2008), following the convergence N-S to NW-SE of the African plate toward the Eurasian one.

In addition (1) to the major NW-SE Gafsa-Tozeur fault which stretches to Jeffara (Ben Hassen, 2012 ; Deffontaines et al., 2014), (2) the NW-SE and NE-SW faults (BenAyed 1986; Perthuisot 1985ab; Bouaziz, 1995; Rabia, 1998),(3) the NE-SW directions of the channels of Elkantara sea with the rivers of El Faj and Es Smara (coastal Jeffara) and NW- SE high bottoms of Bahiret Boughrara (Rabia, 1998) and (3) the N145° E and N055° E faults, with weak repulsion (Jerba Island) , the N145 ° E Essouihel fault (North of Zarzis) whose repulsion is significant and N070 ° E parallel folds (SE of Jerba, North of Zarzis and NW of Bahiret el Bibane) and a N035 ° E fold (North of Jorf) (Perthuisot, 1985); the present study

revealed new evidences in favour of the presence of a dextral strike-slip motion : (1) NW –SE dextral tension gashes and sigmoid tension gashes (S) (Jerba island), associated with N120 ° E to N130 ° E faults describing a transtensive dextral strike-slip movement. These normally composed slip faults, are structured in 'transtensive strike slip corridors' visible on 2D seismic profiles (global dipping toward the NE and vertical gap of seismic reflectors, the presence of transparent zones) ; (2) parallel N070 ° E folds (SE of Jerba, north of the town of Zarzis and NW Bahiret el Bibane), fold axis shifted dextral SE of the island of Jerba and north of the town of Zarzis), asymmetric fold axis and (3) NW-SE and NE-SW diapirs, spreading along the preferential direction of fractures offshore.

The presence of thick Mesozoic evaporites (Rhaetian - Lower Liasic Bhir formation and Upper Liasic – Aalenian Mestaoua formation) results in a behaviour particular to the overlying structuration : the coastal Jeffara appears completely chopped by high frequency of vertical accidents. The N120 ° E to N130 ° transtensive, right lateral strike slip accidents and locally N150-160 ° E, the network of N045 ° E to 070 ° E faults (Perthuisot, 1975 and 1985 ab; Ben Ayed, 1986 ; Bouaziz, 1995; Rabia, 1998) and EW (Ben Ayed, 1986) completely cut the coastal Jeffara by corridors of a multitude of vertical faults,visible in subsurface and drawing a huge pull-apart basin, the heart of which is occupied by Bahiret Boughrara (Ghedhoui et al., 2014 ; Ghedhoui et al., submitted) .

Thus, this multidisciplinary research has allowed to simplify the tectonic history of the Jeffara since the lower Cretaceous – Upper Cretaceous, by (1) continuum compressive / strike slip movement with $\sigma 1$ overall NNW-SSE to NS and causing a nearly N-S shortening and (2) a cut off of the the Gabes gulf floor towards the East, to the free Mediterranean boundary. Every transtensive movement would lead to a diapiric rise and a pluri to multidirectional halocinetic extension. The latter is confirmed by the presence of multidirectional faults, extensions and multidirectional extensions inferred from the remarkable, microtectonic work of S. Bouaziz (1995).

Then, the morphostructural study associated to the interpretation of the dense network of 2 D seismic lines covering the SE of the Jeffara , has allowed (1) to highlight the directions of E-W major faults of the African craton before the Tethyan rifting and their minor later reactivation, and (2) to develop a structural, Silurian model of the region of Ksar Haddada. The latter is characterized by a structuration in Horsts and Grabens, directed E-W, which are intersected by major E-W normal faults.The analysis of morphostructural alignements (Dix and Jackson, 1981; Boucher, 1995; Deffontaines 1986 ab, 1990 and 1991; Deffontaines and Chorowicz 1991; Deffontaines et al., 1994ab ; Rowan and Bowers, 1995; Deffontaines et al., 1997 Deffontaines 2000, Rowland and Sibson, 2004; Masoud et al., 2007; Slama, 2008; Masoud and Koike, 2011; Viveen et al., 2012) highlights a possible relationship between the E-W deep structuration, detected on the isobaths maps on the Tops of Silurian formations (Accacus (Upper Silurian) and Tannezuft (Lower Silurian)) and the surface morphostructural alignments which showed a major E-W direction.

In conclusion, the Jeffara presents an economically interesting field given the oil interests, it holds: (1) The pull apart basin of Jerba Island and Jorf and Zarzis peninsulas, the heart of wich is occupied by Bahiret Boughrara, allowing the establishment of a complex diapiric of high petroleum interest. The presence in offshore of little NW-SE and NE-SW oil basins, lying following the opening of big fractures and a rise of saliferous activity as diapris, which could potentially form hydrocarbon traps. However, on onshore, the numerous transtensive strike slip corridors cut the Eastern Jeffara and their potential reservoirs, and consequently contribute to the opening of the petroleum system. This may explain the non-productivity of various wells in the region, showing only evidence of gas and/or traces of oil (W15, W16, W17, W18, W19, W22, W23, W24, W25), except the Robbana (Jerba), the Ezzaouia (Zarzis) and El Bibane concessions.

(2) The importance of the control that structural style presents on the source rock and the reservoir, in the SE of the Jeffara (Ksar Haddada). Moreover, the maturation process, of generating and of migration of hydrocarbons is deeply influenced by orogenic cycles which the region had known and mainly by the Hercynian phases that started in the Devonian (Ben Ferjani et al., 1990 ; Aissaoui 2005; Gabtni et al., 2012). The maturity of the Silurian clays with a reflecting power of the vitrinite ranging from 0.7 to 1(Ferjaoui et al., 2001, ETAP) is slowed down by this compressive orogeny , which prevented the source rock from reaching the oil window stage. This may explain the non-productivity of various wells dug in the SE of the Jeffara and which showed only evidence of gas and/or traces of oil (W15, W9, W10, W11, W13, W4, W5, W17, W16, W12, W14, W1, W2) and others turned out to be dry (W3).

Keywords: Geomorphology, Morphometry, Geodynamic, Neotectonic, Transtensive strike slip fault, Pull apart, Petroleum, Synthetic 3D model, 2D seismic reflection profile, Digital Terrain Model (SRTM DEM), Geographic Information System (GIS), Geodatabase, Jeffara, Ksar Haddada, Southern Tunisia.

Première Partie:

Introduction générale

Chapitre 1 : Introduction

Chapitre 2 : Cadre géographique et géologique de la Jeffara

Chapitre 3 : Données et outils

Conclusions

Chapitre 1

Introduction

1. Problématique

Quelles sont la structuration et les déformations néotectoniques de la Jeffara continentale et maritime (SE tunisien), dans un contexte de rapprochement Afrique/Eurasie ? Quelles sont les relations existantes entre la géomorphologie actuelle et la structuration profonde ? Quelle est l'origine géologique et structurale de la côte, située au Sud du golf de Gabes ? Quel est l'intérêt pétrolier de la zone d'étude (Jeffara orientale et le permis de Ksar Haddada (Sud Est de la Jeffara)) ?

Voici les principales questions auxquelles ce travail se propose de répondre.

La région de la Jeffara est essentiellement composée de séries mésozoïques et cénozoïques, appartenant à deux grands domaines structuraux bien distincts :

- Le domaine relativement stable de la plateforme saharienne, dont les barres carbonatées, dolomitiques et/ou gypseuses céno-mésozoïques révèlent une tectonique cassante active et héritée (Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998) ;
- La Jeffara, bassin tectoniquement actif, à relief peu différencié, correspondant à une couverture mio-plio-quaternaire cachant des structures cassantes en horts et grabens (Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Gabtni et al., 2012) ainsi que des plissements, potentiellement, favorables au piégeage des hydrocarbures. La tectonique salifère semble avoir marqué l'histoire géologique de cette région et de sa prolongation sous marine (Perthuisot, 1977).

Les recherches de géologie générale, de structurale et pétrolières ont classé la Jeffara tunisienne, comme étant une zone prometteuse pour l'exploration des hydrocarbures (Ben Ferjani et al., 1990), d'où le nombre élevé de permis d'exploration qui ont été délivrés par l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP, Tunisie).

Par ailleurs, (1) la présence, dans la Jeffara, de reliefs jurassiques et crétacés très peu contrastés et de la couverture mio-plio-quaternaire meuble, peu propice à l'enregistrement de la déformation récente, ne facilitant pas donc une analyse structurale et microtectonique directe par l'étude conventionnelle de terrain ; et (2) l'absence de cartes morpho-structurales et morpho-tectoniques de synthèse couvrant toute la région d'étude, malgré les nombreuses études effectuées (Busson, 1972 ; Perthuisot, 1977 et 1985 ab ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Ben Ismail, 1982 et 1991 ; Bouaziz, 1986 et 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Jedoui, 2000 ; Bouaziz et al., 2002 ; Patriat et al., 2003 ; Abbès, 2004 ; Gabtni et al., 2005 ; Jallouli et

al., 2005 ; Deffontaines et al., 2008 ; Gabtni et al., 2009 ; Bodin et al, 2010 ; Gabtni et al, 2011 ; Gabtni et al, 2012) sont à souligner.

Dans ce contexte une étude pluri-disciplinaire de géologie et de géomorphologie structurale s'avère intéressante, surtout avec la disponibilité et l'utilisation d'une large gamme de données de télédétection à résolutions spatiales et spectrales variées (Lansdsart ETM+, MNT Type SRTM), venant compléter des données de sismique réflexion 2D (ETAP) et de terrain. Toutes ces données, intégrées sous une Geodatabase et traitées par un logiciel SIG permettent de réaliser des cartographies et des analyses géomorphologiques de bonne qualité aidant à mieux comprendre le cadre géodynamique de la Jeffara.

2. Objectifs de l'étude

La présente thèse est basée, notamment, sur l'observation et la caractérisation géométrique des objets morphologiques (reliefs, réseau hydrographique, pente…) à partir de l'imagerie optique et des MNT, dans le but de définir des clés d'interprétation et de fournir un outil de quantification de la déformation, souvent, exprimée par le relief.

Cette approche, combinée aux données microtectoniques (de terrain), à la réinterprétation de données préexistantes et de profils de sismique réflexion 2D disponibles (ETAP) permet de proposer une nouvelle interprétation structurale et géodynamique de cette zone géologiquement complexe.

Il s'agit, en effet :

- D'interpréter certains profils sismiques (ETAP, Tunisie) disponibles couvrant la région ;

- D'utiliser la photo-interprétation des images optiques (Landsat ETM+), de modèle numérique de terrain (Type SRTM) dans le cadre d'une analyse morphostructurale et géomorphologique, afin de dégager les principaux traits morpho-structuraux de la zone d'étude. Cette approche est, aussi, basée sur l'interprétation de paramètres morphométriques, déduits à partir du réseau hydrographique. Ce qui permet de déceler les différentes zones structurales de la Jeffara en tenant compte, par exemple, des données lithologiques et structurales de la région ;

- De valider les cartes structurales de synthèse par des données de terrain et par la réinterprétation de données bibliographiques de microtectonique, afin de proposer un schéma structural et géodynamique simple, en intégrant au mieux le rôle de la tectonique salifère extensive et multi-directionnelle dans la construction du bâti tectonique de la Jeffara et les relations entre la morphologie et la géologie structurale de la Jeffara ;

- De préciser aussi bien pour la Jeffara orientale que pour le permis Ksar Haddada (Sud Est de la Jeffara) les intérêts pétroliers potentiels.

Ce manuscrit sera organisé comme suit :

La première partie concerne l'**«Introduction générale »,** qui englobe 3 chapitres : (1) dans le premier, la problématique, les objectifs, le choix de la zone d'étude et l'approche méthodologique sont précisés ; (2) le second chapitre présente le secteur d'étude d'un point de vue géographique et géologique et (3) tout au long du dernier chapitre, sont énumérés, les données disponibles et les outils utilisés.

La deuxième partie de ce manuscrit est dédiée aux « **Apports des données de subsurface à l'étude de la géométrie structurale de la Jeffara par l'analyse de profils de sismique réflexion 2D »**.

Elle débute par un aperçu bibliographique méthodologique sur la sismique réflexion 2D (chapitre 1), suivi par le 2^{ième} chapitre, détaillant le calage et l'interprétation des profils sismiques directionnels couvrant la Jeffara, afin de comprendre au mieux le contexte structural de la région. Dans le 3^{ième} chapitre intitulé « **Geologie structurale du bassin de ksar haddada (sud est de la jeffara - tunisie) : Contribution des profils de sismique reflexion 2d et de la geomatique»**, les différentes étapes d'élaboration des cartes isobathes au toit des formations Accacus (Silurien Supérieur) et Tannezuft (Silurien Inférieur) de Ksar Haddada (SE tunisien) et l'intérêt pétrolier de ce permis sont précisés.

La troisième partie met l'accent sur les « **Apports de l'analyse de la surface topographique à l'étude morpho-structurale de la Jeffara »**.

Dans le premier chapitre intitulé « **Analyse morphométrique du Modèles numérique de terrains et ses dérivés »,** la contribution de l'analyse morphométrique du modèle numérique d'élévation (Type SRTM) et de ses dérivés (carte de pente, carte d'aspect, cartes du relief estompé), à l'étude morphostructurale de la Jeffara est précisée. Le deuxième chapitre « **Morphologie et morphométrie du réseau de drainage »** donne un aperçu bibliographique sur le réseau hydrographique, ensuite les paramètres morphométriques (densité de drainage, anomalies du réseau hydrographique), sont déduits et analysés pour déterminer les déformations néotectoniques de la Jeffara tunisienne. Dans le dernier chapitre (chapitre 3), intitulé « **Neotectonics of coastal Jeffara (Southern Tunisia) : State of the art**»,une étude, basée sur les données altidunales (MNE SRTM), les profils de sismique réflexion 2D, la nouvelle lecture des cartes géologiques au 1/50 000 de la Jeffara maritime (Perthuisot, 1985ab), la réinterprétation des travaux bibliographiques antérieurs de microtectonique (Bouaziz, 1995), ainsi que les données de missions de terrain effectuées, est détaillée afin de mettre en place un nouveau modèle morpho-néotectonique et géodynamique de la Jeffara maritime (Ile de Jerba et les péinsules de Jorf et Zarzis).

La dernière partie « **Discussions et Limites** » est dédiée à l'interprétation de la carte structurale de synthèse, issue de la superposition des données de surface et de subsurface ; aux

implications géodynamiques, aux limites de l'approche développée dans la présente étude, ainsi qu'aux problèmes rencontrés ;
Les « **Conclusions** », comportant les conclusions méthodologiques et thématiques, ainsi que les Perspectives clôtureront ce travail de thèse.

3. Choix de la zone d'étude

Par sa position sur la marge nord africaine, la Tunisie a subit au cours des temps géologiques les influences de la migration N-S à NW-SE des plaques africaine et eurasiatique (Mattauer et al., 1977 ; Philip et Meghraoui, 1983 ; Dercourt et al., 1986 ; Bousquet et al., 1988 ; Guiraud et Maurin, 1991), qui a débuté à la limite du Crétacé Inférieur – Crétacé Supérieur (Bouaziz, 1995, Bouaziz et al, 1999 ; Bouaziz et al., 2002) et généralisée au Crétacé terminal – Eocene, suite à l'ouverture de l'Atlantique nord (Grimaud et al., 1982; Olivet et al., 1983 ; Mejri, 2012). Elle constitue avec la Sicile et la plate-forme pélagienne la zone de transition séparant les bassins de la Méditerranée occidentale de ceux de la Méditerranée orientale (Bouaziz et al., 2002).

Ainsi, l'évolution géodynamique et paléogéographique de la Tunisie, dont l'étude de la déformation est compliquée en profondeur par des formations épaisses d'évaporites mésozoïques. Parmi ces dernières on cite, la formation Bhir, d'âge Rhétien – Lias Inférieur avec une épaisseur maximale de 881 m à W5, représentée par des alternances de bancs d'anhydrite, de sel et d'argiles bariolées (Burolet, 1956 ; Aissaoui, 2005 ; Chandoul et al., 1993 ; Rapport géologique du puits W5) ; la formation Mestaoua d'âge Lias Supérieur – Aalénien avec une épaisseur moyenne variant de 200 à 400 m en forage (496 m à W1 : série indifférenciée ; 59 m W3 : série indifférenciée)(Rapports géologiques des puits W1 et W3), formée par de l'anhydrite et du gypse avec des intercalations de dolomies (Chandoul et al., 1993 ; Rabia, 1998; Bouaziz et al., 1999), qui deviennent plus fréquentes vers le NNW du golf de Gabes (Touati et Rodgers, 1998), a subit dès le Permien terminal, les influences de dislocation de la Pangée, du « Gondwana » et du crâton africain au Sud et l'évolution des mers au Nord ou à l'Est (la paléo-Téthys, la Téthys, la Mésogée et l'actuelle Méditerranée (Bouaziz, 1995 ; Peri-Tethys Programme (1995 – 2000) ; Bouaziz et al., 1999 ; MEBE Programme (2002 – 2007) (Meadle East Bassins Evolution) ; Darius Programme (2009 – 2013)).

En plus de son intérêt pétrolier et ses multiples ressources (substances utiles, hydrogéologie…), la région d'étude a été choisie en fonction de (1) la qualité de l'affleurement. Ce dernier correspondant à une couverture mio-plio-quaternaire, peu propice à l'enregistrement de la déformation active et (2) du climat, qui est à nuances désertiques, contribuant à l'absence de couverture végétale. Ces facteurs favorisent l'étude géomorphologique et structurale à partir de données de télédétection, qui sont complétées par des données de sismique réflexion 2D.

4. Approche méthodologique

Afin d'atteindre les objectifs susmentionnés, à savoir la localisation et la caractérisation de la déformation récente de la Jeffara, on propose ici une méthodologie, basée sur l'intégration, sous SIG, de données de différentes natures (analogique ou numérique), multi-sources (télédétection, profils sismiques, cartes thématiques…) et multi-échelles pour en déduire des cartes morpho-structurales de synthèse permettant de mieux comprendre l'histoire tectonique récente de la Jeffara (Fig. 1).

Dans un premier temps, en se basant sur les travaux antérieurs et les cartes préexistantes, la démarche adoptée consiste à :

- Interpréter les profils de sismique réflexion 2D disponibles (ETAP), pour en déduire les anomalies structurales de subsurface de la Jeffara orientale et les cartes isobathes aux toits des formations Accacus (Silurien Supérieur) et Tannezuft (Silurien Inférieur) du permis Ksar Haddada ;
- Analyser les paramètres morphométriques déduits à partir du MNT (Type SRTM) et du réseau hydrographique, pour en extraire les anomalies structurales de surface ;

Dans un second temps, ces données intégrées sous SIG, permettent de définir une cartographie morpho-structurale de synthèse, un modèle du paléo-bâti structural et de préciser les relations existantes entre la géomorphologie actuelle et la structuration profonde.

Ces résultats sont, enfin, validés par une relecture de cartes structurales préexistantes, une réinterprétation des travaux bibliographiques de microtectonique, ainsi que par des données de terrain.

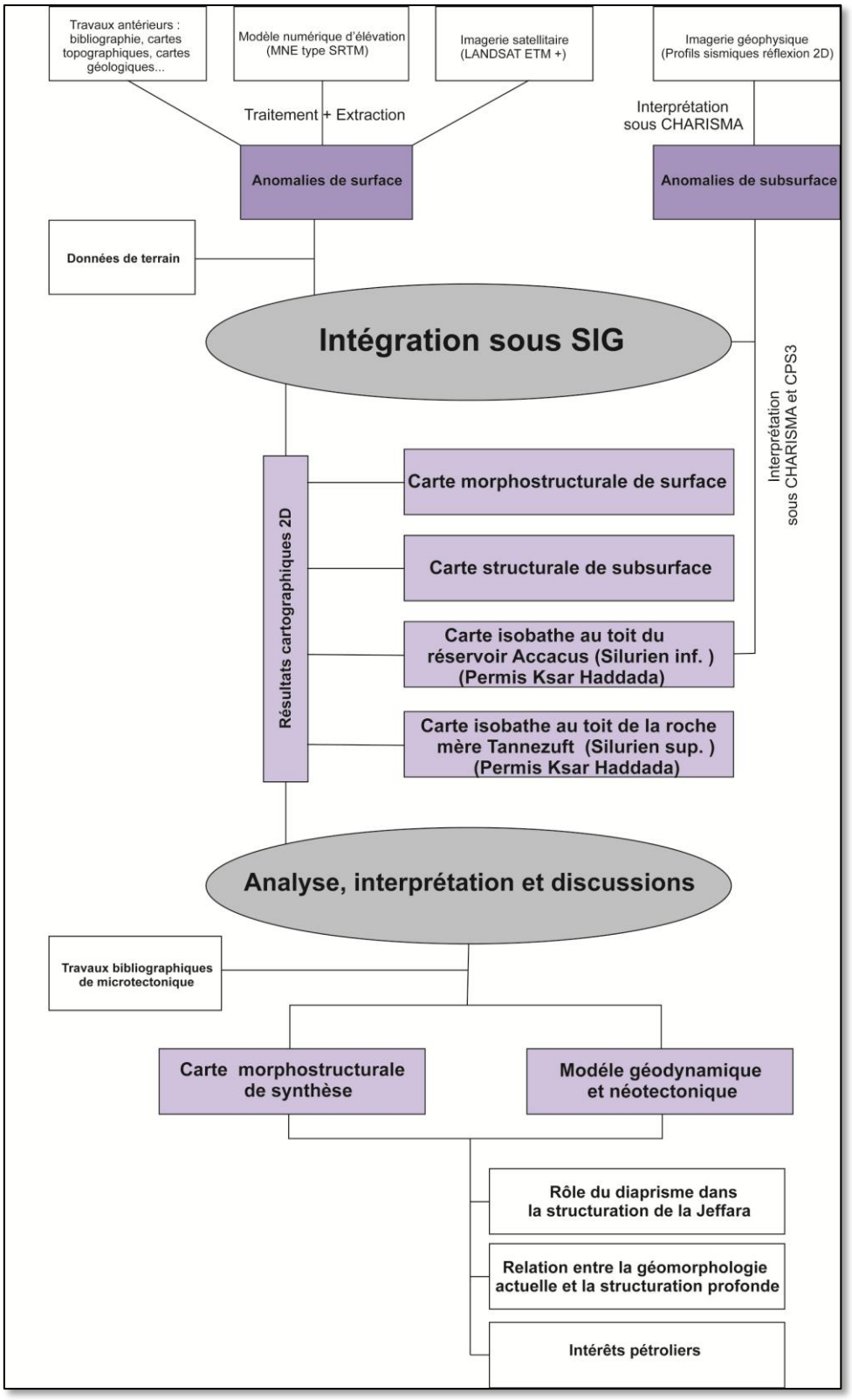

Figure 1. Logigramme de la méthodologie adoptée

Chapitre 2

Cadre géographique et géologique de la Jeffara

Introduction

Le climat de la Jeffara est de type méditerranéen, connu par deux saisons :

- une saison chaude (de Mai à Septembre) avec une moyenne saisonnière de 28°C et un maxima pouvant atteindre les 40°C et un minima de l'ordre de 20°C ;
- une saison fraiche (d'Octobre à Avril) avec une moyenne saisonnière de 14°C.

En ce qui concerne la pluviométrie, la moyenne annuelle est de 220 mm, provenant principalement de pluies orageuses, bien fréquentes en hiver.
Le régime des vents est, en hiver, connu par des directions Ouest ou Nord-Ouest alors que le régime estival est dominé par des brises côtières (Est et Est Nord Est), qui peuvent être parfois perturbées par des vents chauds et secs (Sirocco) venant du sud-ouest et de l'Ouest (Rabia, 1998).

1. Cadre géographique et géologique de la zone d'étude

1.1. Présentation géographique

La Jeffara tunisienne est constituée par deux domaines géologiques et morphostructuraux bien distincts (Rabia, 1998 ; Gabtni et al., 2009 et 2012) : (1) le bassin sédimentaire mésozoïque de la Jeffara formé, depuis le Paléozoïque Inférieur, par plusieurs évènements tectoniques (Burollet et Desforges, 1982 ; Ben Ayed, 1986 ; Raulin et al., 2011 ; Gabtni, 2012). On cite la phase panafricaine (Cambrien), le cycle calédonien (Ordovicien - Silurien), le cycle compressif hercynien (Dévonien - Carbonifère) et le cycle mésozoique (phase extensive : Rifting téthysien (Trias – Jurassique), les compressions austrienne (Crétacé Inférieur) et alpine (Crétacé Supérieur – Eocène Inférieur) (Ben Ferjani et al., 1990 ; Aissaoui, 2005 ; Gabtni et al., 2012) et (2) le domaine du Dahar qui est un vaste monoclinal à faible pendage ouest de 1° à 2° (Busson, 1967 ; Gabtni et al., 2009) et sud-ouest (Bouaziz et al., 2002 ; Bodin et al., 2010), formé par la réactivation des systèmes de failles panafricaines (Ben Ayed et Kessibi, 1983 ; Gabtni et al., 2012) (Fig. 2).

Le bassin de la Jeffara présente une topographie sub-tabulaire, plate et basse (Ben Ayed et Kessibi, 1981), bordée, au Nord et à l'Est par le golf de Gabès et la mer Méditerranée ; à l'Ouest, par la limite morphologique du domaine du Dahar dont les couches disparaissent sous les dunes du Grand Erg oriental (Ben Ayed et Kessibi, 1981 ; Raulin et al., 2011), et au

Sud Est par la « frontière administrative tuniso-libyenne ». Elle est caractérisée par deux grands ensembles structuraux distincts (Fig. 2) : (1) la Jeffara continentale, qui constitue la zone de passage aux affleurements mésozoïques et cénozoïques du Dahar et (2) la Jeffara maritime, constituée de l'île de Jerba et les deux péninsules de Jorf et Zarzis. Elle est caractérisée par une topographie plane et proche du niveau marin et par la présence de multiples dépressions couvrant les terres basses de l'Est de la Tunisie jusqu'au NW libyen (Gabtni et al., 2009) dont Bahiret Boughrara au Sud Est de Jorf, Bahiret el Bibane au Sud de Zarzis, les sebkhas (El Maleh, Ezzazar, Ain Maider, Boujmel) par exemple . Les dépôts couvrant ces dépressions sont lagunaires et marins et d'âges tertiaire et quaternaire (Perthuisot, 1977 et 1985 ; Jedoui, 2000 ; Benton et al., 2000 ; Gabtni et al, 2009).

D'un point de vue géographique, le secteur d'étude couvre les cartes topographiques et géologiques au 1/50 000 de Houmet Essouk (n°148), Midoun (n°149), Jorf (n°159), Sidi Chamakh (n°160) et Zarzis (n°171), ainsi que les feuilles au 1/100 000 de Mareth (n°83), Ajim (n°84), Matmata (n°91), Medenine (n°92), Ghomrassen (n°99), Kirchaou (n°100), Ben Guerdane (n°101), Douiret (n°107), Foum Tataouine (n°108), Sidi Toui (n°109) et El ouara (n°117, non disponible) (Figure 2) .

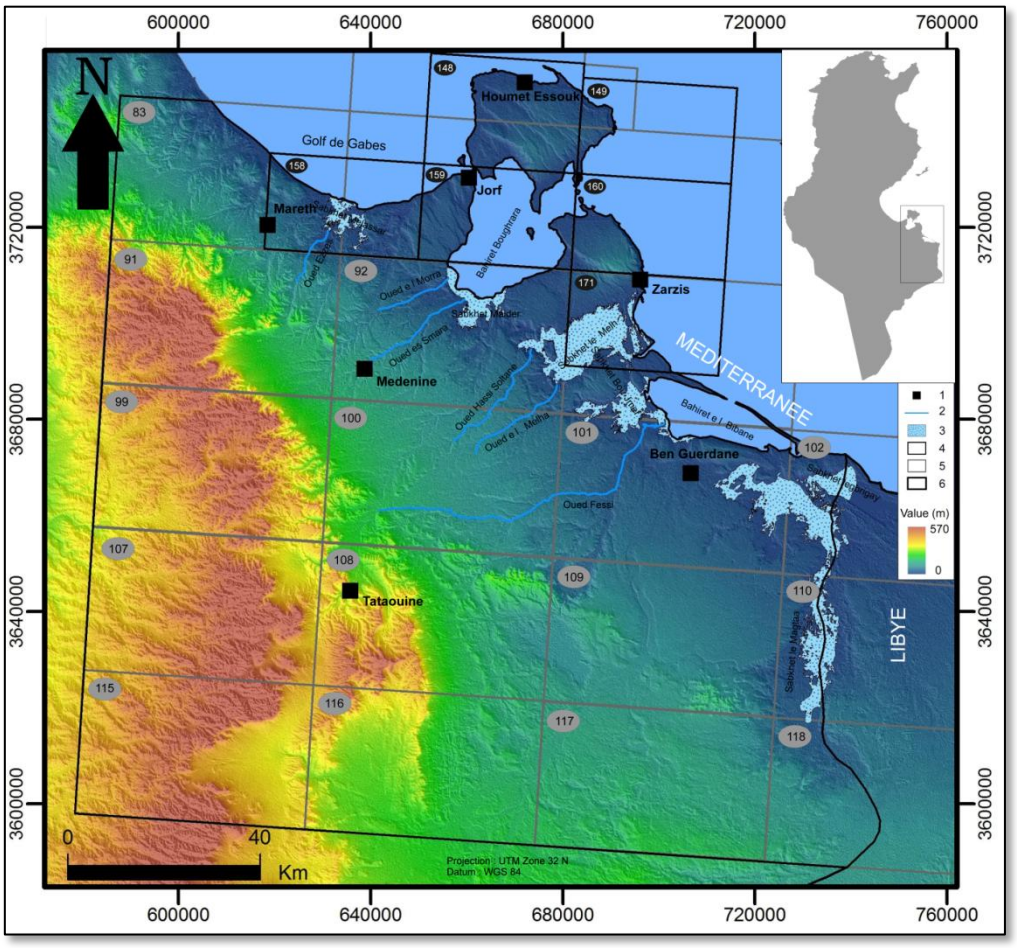

Figure 2. Localisation géographique de la Zone d'étude ((Fond estompage Elévation : 30°, Azimuth N45°, Exagération verticale 10x) (1 : Ville, 2 : Oued, 3 : Sebkhas, 4 : Découpage des cartes topographiques au 1/100 000, 5 : Découpage des cartes topographiques au 1/50 000, 6 : Zone d'étude)

1.2. Présentation des ensembles morphostructuraux du Sud tunisien

Dans le Sud tunisien, 4 ensembles morpho-structuraux majeurs sont classiquement distingués (Fig. 3) :

** Le Dahar : il s'agit d'une unité bien visible dans la morphologie, formé principalement de terrains mésozoïques. A l'affleurement, les séries mésozoïques sont bien développées, les formations triasiques occupent le cœur, en partie érodé, du Dahar, alors que les cuestas dominant le paysage sont principalement formées par des séries d'âge Jurassique ou Crétacé (Bouaziz, 1986 ; Bouaziz, 1995 ; Ouaja, 2003). Ces séries sont transgressives et discordantes sur les affleurements du Permien Supérieur de Tebaga de Medenine (Ben Ayed, 1986 ; Bouaziz, 1995). Cet alignement constitue un monoclinal à pendage de 25 à 35 ° vers le Sud. Sa structuration correspond à une ancienne barrière paléogéographique en bordure

septentrionale de la plateforme saharienne depuis au moins le Trias Supérieur jusqu'à l'Albien (Mathieu, 1949 ; Busson, 1967 ; Burollet et Desforges, 1982 ; Bouaziz, 1986).

** La Jeffara : il s'agit d'une vaste plaine, qui sépare les affleurements mésozoïques du plateau du Dahar de la côte méditerranéenne et s'étend jusqu'au golf de Syrte en Tripolitaine (Burollet, 1956 ; Bouaziz, 1995). Elle est caractérisée par une topographie très monotone et des séries mésozoïques, bien enfouies sous une couverture mio-plio-quaternaire, cachant des structures cassantes en horsts et grabens (Rabia, 1998 ; Gabtni et al., 2012). Les terrains mésozoïques sont effondrés en faveur d'un réseau d'accident NW-SE (accident du Sud tunisien, de Medenine (Castany, 1954) ou de Jeffara (Duvernoy et H'midi, 1994). La Jeffara peut être subdivisée en deux domaines :

- la Jeffara continentale, située à l'Ouest
- la Jeffara maritime, en contact avec la côte méditerranéenne. Elle est marquée par la présence de dépôts du Quaternaire marin (d'âgeTyrrhénien et Versilien) (Perthuisot, 1985 ab ; Bouaziz, 1995) et affactée par un réseau de failles principalement NW-SE et rarement NE-SW (Ben Ayed, 1986 ; Perthuisot, 1985 ab ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998).

** L'Atlas méridional : composé de (1) la chaîne Sud des Chotts, qui constitue une succession de cuestas orientées E-W et formées par des terrains crétacés faiblement pentés vers le sud (Ben Hassen, 2012). Ce massif, qui borde les Chotts Jerid et El Fejej, s'étend sur environ 100 km (Bouaziz, 1995) ; (2) la chaîne Nord des Chotts et la chaîne de Gafsa, formées d'un bassin essentiellement crétacé et tertiaire très développé (dont le bassin phosphaté de Gafsa) (Ben Hassen, 2012). Elles sont formées d'un ensemble de chaînons de direction globale E-W, fortement déformés et en relais (Zargouni, 1985 ; Boukadi, 1994).

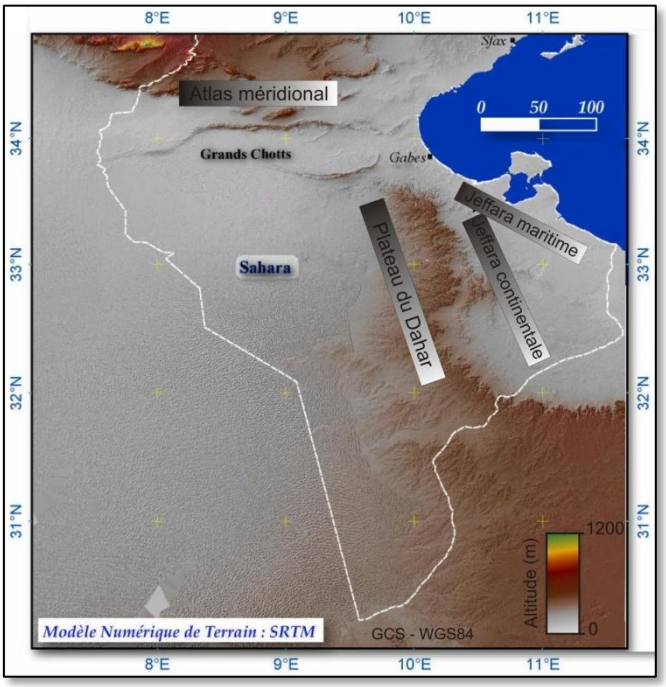

Figure 3. Ensembles morphostructuraux du Sud tunisien
(modifié, Ben Hassen, 2012)

2. Cadre géologique de la Jeffara

2.1. Historique des travaux

Nombreux sont les travaux académiques qui se sont intéressés à l'étude du Sud de la Tunisie : du Dahar, de la Jeffara et de la plateforme saharienne. Ces études ont été suivies par une multitude de recherches multidisciplinaires, aussi bien dans le cadre de l'exploration pétrolière que dans de la recherche de l'eau.

Busson (1967) a établi une monographie sur la stratigraphie des séries Mésozoïques du Sud de la Tunisie, dans la quelle, il a présenté une synthèse de données de puits pétroliers sahariens et de données de terrain. Il a daté les discordances de l'Albien et du Jurassique Terminal – Crétacé Inférieur et mis en évidence la discordance de Sidi Stout. A son tour, Perthuisot (1977) a étudié le Quaternaire continental et marin de l'île de Jerba, en donnant des précisions stratigraphiques sur le lambeau de Tlet et la néotectonique de l'ile de Jerba. En 1973 et 1980, les levés des cartes géologiques au 1/50 000 couvrant l'ile de Jerba et les 2 péninsules de Jorf et de Zarzis ont été éffectués par J.P. Perthuisot. Des notices complémentaires y étaient associées en 1985, expliquant le cadre structural et néotectonique de la Jeffara maritime. Des précisions stratigraphiques des formations quaternaires marines ont été amenées par Paskoff et Sanlaville (1977, 1979, 1983). Jedoui (1979) et Medhioub (1979, 1984) ont étudiés les caractéristiques géochimiques, hydrologiques et sédimentologiques des Bahirets El Bibane et Boughrara. Tlig (1978) a contribué à préciser les environnements de dépôt et la paléogéographie des séries du Jurassique Supérieur-Crétacé Inférieur dans les environs de Tataouine. L'évolution géodynamique de la Jeffara tunisienne au cours du Mésozoïque a été précisée par Ben Ayed et Kessibi (1983). Ben Ayed (1986) a fait une analyse de l'évolution tectonique de la plateforme saharienne et de la Jeffara. Dans le cadre du projet de cartographie du Sud, Peybernès et al. (1985) et Kamoun (1988) ont présenté de nouvelles attributions bio-stratigraphiques des séries Jurassiques. Oueslati (1985, 1986, 1993) s'est intéressé à l'étude géomorphologique récente et actuelle de la côte de la Jeffara. Entre 1984 et 1999, les cartes géologiques au 1/100000 couvrant le Dahar et la Jeffara continentale ont été réalisées (feuilles de Tataouine, Ghomrassen, Douiret, Medenine, Kirchaou, Sidi Toui, Matmata, Ben Guerdane) par Bouaziz, Ghanmi, Zarbout, Zouari, Kamoun, Ben Ouezdou, Jedoui et Perthuisot.

Bouaziz (1986) a étudié l'évolution tectonique de la plateforme du Sud tunisien, où il a montré que cet ensemble est affecté par des mouvements de blocs quasi permanents au cours du Trias Supérieur- Crétacé Inférieur, traduisant une extension régionale N-S et contrôlant la sédimentation dans le bassin de la Jeffara. Ces résultats mettent l'accent sur la déformation cassante dans le Sud de la Tunisie, qui paraît liée aux fractures profondes et anciennes dont l'accident N80 de Tebaga de Médenine, l'accident sud tunisien de direction N140°E et l'accident N40-50°E de Remada-Bhiret el Bibane.

Ben Ferjani et al. (1990) ont pu préciser, dans un contexte d'étude multi-disciplinaire de la Tunisie, le contexte géodynamique de la Jeffara en se basant sur une synthèse

bibliographique, des données de puits pétroliers et de lignes sismiques.Ben Ismail (1991) s'est intéressé à l'évolution géodynamique de la plateforme saharienne à partir de données de terrains, les données de sismique et de diagraphie. Concernant la Jeffara, ce dernier a mis l'accent sur la répartition de la sédimentation au cours du Mésozoïque et les facteurs qui la contrôlent, ainsi que les étapes de l'évolution paléogéographique au cours de cet intervalle.

Barrier et al. (1992) et Bouaziz et al.(1994) ont interprété l'évolution géodynamique de la plateforme du Sud tunisien à partir de données de microtectonique. Compte tenu des données de télédétection, Rabia et al. (1993, 1995, 1996 et 1997) ont étudié le contexte morphostructural de la Jeffara maritime, la zonéographie de sebkhas El Maleh, et l'impact des ouvrages maritimes sur l'environnement littoral.

Dans sa thèse d'état, Bouaziz (1995), s'est intéressé à la tectonique cassante de la plateforme et l'atlas sahariens, en étudiant l'évolution de paléochamps de contraintes et leurs implications géodynamiques. Pour l'ile de Jerba, son étude est détaillée plus loin (dans l'aperçu structural et néotectonique, p. 40).

Entre 1994 – 1996, les levés des cartes géologiques au 1/100 000 de Zarzis et Ajim ont été effectués par Jedoui et Perthuisot et de Ben Guerdane par Bouaziz et Jedoui ;

Dans sa thèse d'état, Rabia (1998) a fait une étude multi-thèmes de la Jeffara orientale. Parmi ses résultats : l'organisation de la Jeffara en 3 domaines morphostructuraux : (1) le domaine sud occidental, caractérisé par des blocs basculés orientés NW-SE ; (2) le domaine septentrional, correspondant à la Jeffara maritime et connu par un réseau conjugué de failles N120-140°E et N045-065°E et par un décrochement majeur N080-100°E, traversant Zarzis et continuant, à l'Est dans la mer et, à l'Ouest, dans le golf de Gabes et (3) le domaine oriental séparant le plateau de Draa Lahnech de Bahiret el Bibane. Il est caractérisé par un changement brusque de la direction des structures de NE-SW (sebkhat el Maleh, Draa Lahnèche) à NW-SE vers Bahiret el Bibane et du haut fond de Ras Zira. Ce dernier résume l'action de l'halocinèse sur ce domaine.

Une étude menée par Touati et Rodgers (1998) s'est focalisée sur la tectonique salifère et ses implications pétrolières au Sud du golf de Gabes. Elle a permis de retracer l'histoire géodynamique de la région.

Jedoui (2000) a effectué une étude sédimentologique de la Jeffara maritime. Bouaziz et Turki (2003) se sont intéressés aux événements tectoniques mésozoïques en Tunisie. Ils ont porté l'attention sur l'affaissement de la Jeffara au cours du Trias Inférieur à Moyen, sous l'influence des failles normales NW-SE et E-W actives dans un régime extensif orienté N160°E. La transgression norienne, accompagnée d'un régime tectonique compressif décrochant et orienté N150°E a aboutit à la naissance de multiples discordances et à des basculements, qui ont entrainé la formation d'un bassin subsident dans la région de Tataouine et une zone haute dans la région de Médenine durant l'Aptien Supérieur-Albien Inférieur.

Jusqu'à la fin du Crétacé, c'est le contexte extensif qui a régné. L'étude de la néotectonique affectant les dépôts marins tyrrhéniens du littoral Sud Est tunisien effectuée par Bouaziz et al., (2003) révèle que la croûte villafranchienne couvrant l'île de Jerba est plissée suivant une direction NE-SW ou ESE-WNW (Bouaziz, 1995) et coupée par des failles majoritaires orientée NW-SE à NNW-SSE et d'autres moins fréquentes de direction NE-SW et E-W (Bouaziz, 1995 et Rabia, 1998), délimitant les escarpements de Jerba et les dépressions côtières (Bahiret el Bibane, Bahiret Boughrara…). Les niveaux tyrrhéniens sont affectés par des décrochements conjugués N-S dextres et NE-SW sénestres et des failles inverses de direction E-W. Deux régimes tectoniques ont été mis en évidence : (1) une compression N020°E affectant le Tyrrhénien et une extension généralisée N045°E, affectant le Villafranchien, qui est à l'origine du rejeux des failles NW-SE, responsable de l'effondrement de la Jeffara et des escarpements de Jerba et de Jorf.

Une Etude sédimentologique et paléobotanique du Jurassique Moyen – Crétacé Inférieur du bassin de Tataouine (Sud-Est de la Tunisie) a été réalisée par Ouaja (2003) : il a pu apporter des précisions en ce qui concerne les milieux de dépôt des séries du Jurassique Moyen et du Crétacé Inférieur. Dans le même contexte, Srarfi (2006) a apporté des précisions stratigraphiques sur la série Jurassique Supérieur – Crétacé du Sud Est tunisien, dont du plus ancien au plus récent : la formation Techout, les membres Beni Oussid I et II, Ghomrassen, Ksar Haddada, Bir Miteur, les formations Boulouha, Douiret, les membres Chénini, Oum ed Diab, Radhoune, Kerker et Gattar.

L'étude pluri-disciplinaire effectuée par Gabtni et al., (2005) et basée sur des données de gravimétrie, de sismique réflexion 2D et réfraction et de puits pétroliers a permis de retracer la localisation de la flexure Nord saharienne (NSF). Elle constitue une barrière tectonique entre la couverture sédimentaire plissée et épaisse du domaine atlasique au Nord et la couverture peu plissée et mince de la plateforme saharienne au Sud. Située à la latitude 34°N, le rôle de la NSF, qui constitue la limite Sud de l'activité sismique en Tunisie, dans l'évolution paléogégraphique de la région et dans l'amortissement des contraintes tectoniques engendrées par la phase alpine, est souligné.

Gabtni et al., (2009), ont prouvé par une étude de l'anomalie de Bouguer , que le bassin de la Jeffara est associé à des valeurs de gradient gravimétrique maximum suivant une direction NW-SE, qui constitue la limite entre les séries épaisses du bassin de la Jeffara et les minces séries de la plateforme saharienne (môle de Bounemcha). Le bassin de la Jeffara est alors caractérisé par un amincissement crustal et une subsidence importante, controllée par un système de faille listriques du substratum.

Dans Gabtni et al.,(2012), une cartographie de l'extension latérale et verticale des unités du Crétacé Supérieur, faisant partie de l'aquifère du complexe terminal, a été mise en évidence. Les séries du Crétacé Supérieur se montrent épaisses dans la Jeffara et minces vers le Dahar. Par ailleurs, ces unités se trouvent influencées par la structuration en horst et graben au NE de la Jeffara, qui contrôle les niveaux crétacés épais et fracturés, surtout dans les zones de grabens, mettant en évidence l'intérêt de l'aquifère crétacé.

2.2. Aperçu structural et néotectonique

J.P Perthuisot (1977 et 1985) a mis en évidence la présence de deux phases tectoniques quaternaires, qui sont responsables de la morphologie actuelle de l'île de Jerba et des péninsules de Jorf et Zarzis : (1) une phase distensive Eotyrrhénienne (légèrement post-villafranchienne) et (2) une phase compressive tyrrhénienne. Cette dernière a fait (1) rejouer les failles N045°E et N165°E en mouvements coulissants au niveau du socle et (2) a induit à la formation, dans la couverture, de plissements à grand rayon de courbure.

Au contraire Kamoun (1981) a montré la présence d'une seule phase compressive post villafranchienne de direction NW-SE à NNW-SSE et dont la continuité jusqu'à l'Actuel est proposée (Colleuil et Guirant, 1976) mais peu certaine. Des déformations distensives, liées à la flexure continentale le long des côtes méditerranéennes, s'ajoutent à la compression et dominent les déformations néotectoniques dans les régions côtières.

Quant à Samir Bouaziz (1995), il suggère une structuration organisée en demi-graben, avec la présence de failles en échelon de direction principale N120° E à N160° E. Par l'analyse pertinentes des tectoglyphes de failles et des systèmes conjugués de joints tectoniques à l'aide de l'inversion microtectonique, il révèle le polyphasage complexe suivant : (1) dans les dépôts argileux du Mio-Pliocène, la présence d'une extension dont la direction de l'axe $\sigma 3$ est N040°E à N060°E (ENE – WSW), qui pourrait être associée à une extension N100°E à N110°E (WNW-ESE). D'où la présence d'une extension multidirectionnelles. Une extension N160°E et des compressions N155°E et N119°E seraient postérieures ; (2) dans la « crôute » villafranchienne, il signale l'existence de deux compressions N155° E et N020° E donnant naissance à des plis d'axes 100 et 048 et deux réseaux de décrochements conjugués de direction 170°E à 010°E et 040°E à 060°E ; (3) dans les sédiments tyrrhénien, un régime décrochant avec un axe $\sigma 1$ orienté N020° E, un régime extensif N020° E à N050° E et une extension N-S ou un cisaillement N100-110 °E pourrait exister.

En ce qui concerne la géologie structurale, à l'échelle du 1/100 000, le peu d'information qui en ressort concerne la présence de failles, organisées en bandes parallèles (Jedoui et Perthuisot, 1997ab), à faible rejet, de direction principale NW-SE et NE-SW (plus rare). Les basculements sont faibles, variant de 2 à 10° (Jedoui et Perthuisot, 1997ab). Ces failles déterminent une structure en mosaïque de panneaux soulevés et d'autres abaissés (Perthuisot, 1985ab, Rabia, 1998) (Fig. 4). Les dépôts mio-pliocènes semblent être gouvernés par le jeu normal et/ou coulissant d'un réseau de failles N120-160° E (Jedoui et Perthuisot, 1997ab).

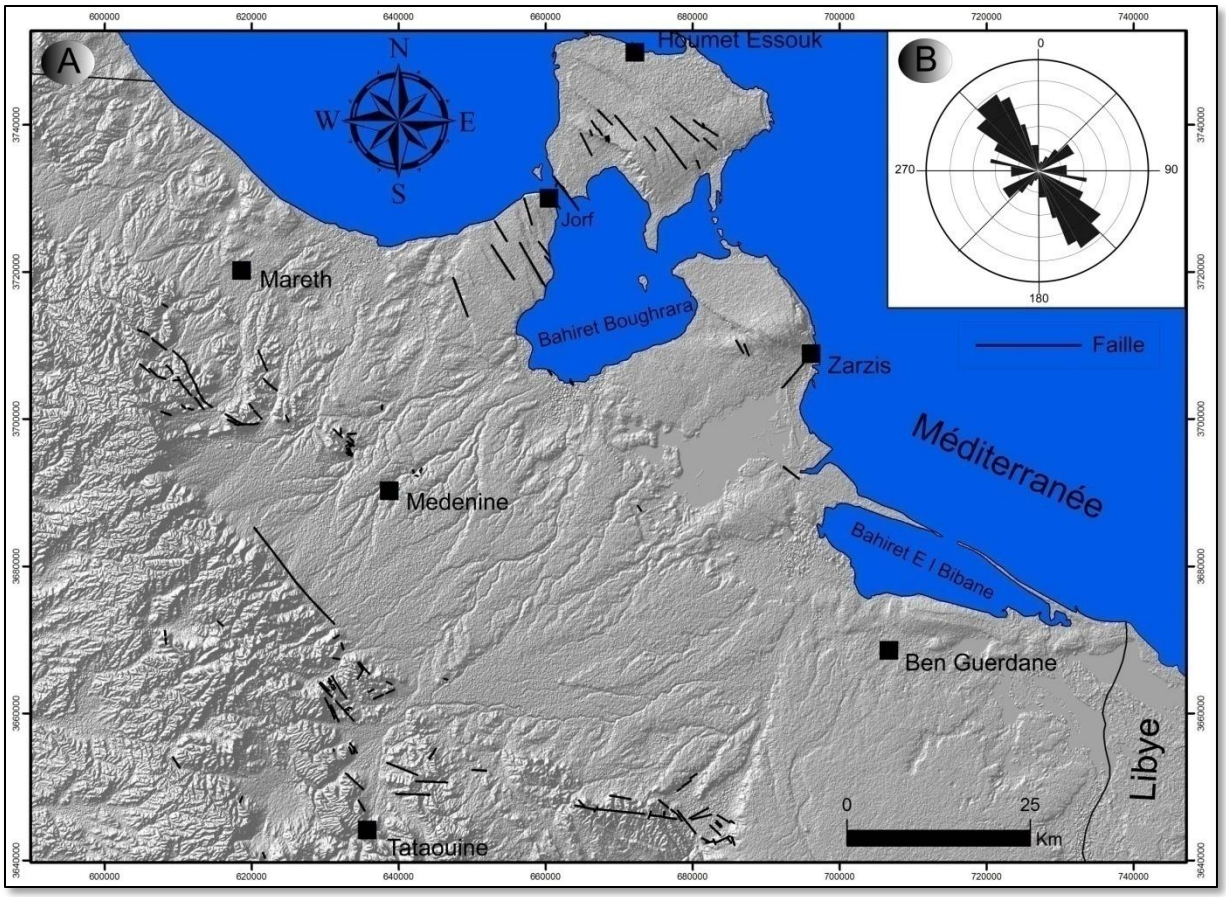

Figure 4. (A) Réseau de failles de la Jeffara orientale extraites à partir des cartes géologiques au 1/100 000 (Fond estompage : 315°) ; (B) Diagramme en rose illustrant la direction des failles. *Noter la direction NW-SE constitue la direction majeure des failles.*

2.3. Aperçu géodynamique

Par sa positon géographique, l'Atlas tunisien constitue l'avant-pays plissé dont l'analyse de la déformation est fortement contrainte par les évaporites triasiques (Rabia, 1998 ; Bouaziz et al., 1999). Plus au Sud la plateforme saharienne constitue un bon enregistreur de l'évolution géodynamique de la Neotéthys à la Méditerranée (Aubouin et Debelmas, 1980 ; Dercourt et al.,1993). Suite à la phase hercynienne et au Permo-carbonifère, on est en présence d'une extension permienne généralisée de la Pangée (Arthaud et Matte, 1977) de direction NE-SW, couplée avec le coulissage dextre Eurasie/Afrique responsable de l'ouverture de la Neotéthys (Bouaziz et al., 1999). Ce mouvement extensif a induit une compartimentation de la Jeffara en horsts, grabens et blocs basculés, délimités par des failles de directions majeures E-W séparant une plateforme carbonatée au Sud d'un bassin subsident au Nord (Ben Ferjani et al., 1990) , ESE-WNW et N-S (Rabia, 1998) et a été suivi par une subsidence importante du permien marin dans le bassin de Tebaga (Touati et Rodgers, 1998). Au cours du Permien Supérieur a régné un régime extensif NE-SW et un coulissage dextre responsable de l'ouverture de la Néotéthys (Bouaziz et al., 1999). Cette phase a engendré la subsidence des carbonates du permien marin dans le bassin de Tebaga avec des épaisseurs pouvant atteindre les 3000 m (Touati et Rodgers,1998). Ce régime extensif dure jusqu'au Trias Moyen

permettant l'ouverture du bassin de la Jeffara, mais dont la direction moyenne a été modifié (N160°E) par la dérive tardi-hercynienne de l'Afrique vers l'ouest (Ricou, 1992 ; Bouaziz et al., 1999). Au Trias Supérieur (Carnien Inférieur), un basculement du bloc permo-triasique est le résultat d'un décrochement tardi-hercynien (l'axe de σ1 orienté NNW-SSE) (Bouaziz et al., 1999).

Suite à une surélévation et une érosion importante de la sédimentation du Permien Supérieur et du Trias Inférieur et Moyen, une inversion du bassin de Tebaga a alors eu lieu (Touati et Rodgers 1998). Au Carnien Supérieur – Norien, des montées volcaniques (suivant la direction NNE-SSW du rifting) dans le domaine du Sud tunisien ont été notées par plusieurs auteurs (Ben Ferjani et al., 1990 ; Decourt et al., 1993 ; Bouaziz, 1995 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998 ; Bouaziz et al., 1999) et sont témoins, avec la brèche intraformationnelle d'une déchirure océanique marquée par des stades de rifting de la Téthys – Atlantique (Decourt et al., 1993 ; Bouaziz et El Ouhaichi, 1999). Des indices d'une activité synsédimentaire témoin de cette déchirure (les faciès bréchiques à slumps et les olistholites d'âge Norien – Rhétien) ont été décrits par Bouaziz (1995) et Bouaziz et al., (1999) .

Au cours du Jurassique Inférieur et Moyen, une période extensive de pré-rifting engendre une sédimentation lagunaire et/ou de mer peu profonde (formations Mestaoua, Krachoua, Smida et membre Tlalett de la formation Foum Tatouine (Touati et Rodgers, 1998). Elle est suivie par la phase de syn-rift, du Jurassique Supérieur – Crétacé Inférieur, caractérisée par une extension NE-SW, qui est accompagnée de la formation d'un réseau de failles normales NW-SE et NE-SW dans la Jeffara maritime et donnant lieu à l'ouverture NW-SE de la fosse de Jerba (Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998) et aux premières manifestations diapiriques au SE de la Jeffara suivant les directions des discontinuités préexistantes (Ben Ferjani et al., 1990 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998 ; Bouaziz 1999).Cette même phase est associée à une distension téthysienne N-S entraînant la dislocation N-S de la Pangée et l'établissement d'un couloir océanique E-W, accompagnée de failles principalement E-W en association avec des failles NW-SE (région de Tebaga de Medenine) et caractérisée par l'individualisation de horsts et de grabens (Touati et Rodgers, 1998).

Au cours de l'Aptien, l'inversion du bassin a induit à un soulèvement local dans la zone d'Ezzaouia (Zarzis) (Touati et Rodgers, 1998). La sédimentation profonde du Jurassique et du Crétacé Inférieur, connue aussi bien au Nord qu'au Sud de la Tunisie, décrite par de multiples auteurs (Turki, 1985 ; M'rabet et al., 1989 ; Chikhaoui et al., 1991 ; Bouaziz, 1995 ; Bouaziz et al., 1999), témoigne de l'ampleur des transgressions causées par les ouvertures océaniques (rifting).

Au Crétacé Supérieur (Santonien), le Sud du golf de Gabes est soumis à des failles en décrochement dextre orientées E-W (Touati et Rodgers, 1998), entraînant la formation de plis NE-SW et orientant l'activité diapirique (sous forme de murs de sel, diapirs) suivant une direction NW-SE. Au cours du Paléogène (Eocène – Oligocène), un réajustement a eu lieu au dessus des paléo-hauts crétacés le long des failles majeures pré-existantes (Touati et Rodergs,

1998), entrainant une remobilisation du sel des structures négatives en rameaux en structure positives (Ben Ferjani et al., 1990).

Un régime extensif de direction NE-SW règne au cours du Mio-Pliocène permettant la réactivation des failles du Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur et du Crétacé Supérieur. Les failles normales crées, visibles aussi bien en surface qu'en subsurface (Ben Ferjani et al., 1990 ;Touati et Rodgers, 1998), seront responsables, durant le Tertiaire, suite à un mouvement de réajustement, du basculement régional vers le NE.

La période post-villafranchienne est caractérisée par un régime compressif de direction NNW-SSE (Touati and Rodgers, 1998) et compressif - décrochant de direction NW-SE à NNW-SSE (Rabia, 1998) permettant d'accentuer les plis crétacés de direction NE-SW et la naissance des anomalies morphostructurales actuellement visible (Fig. 5).

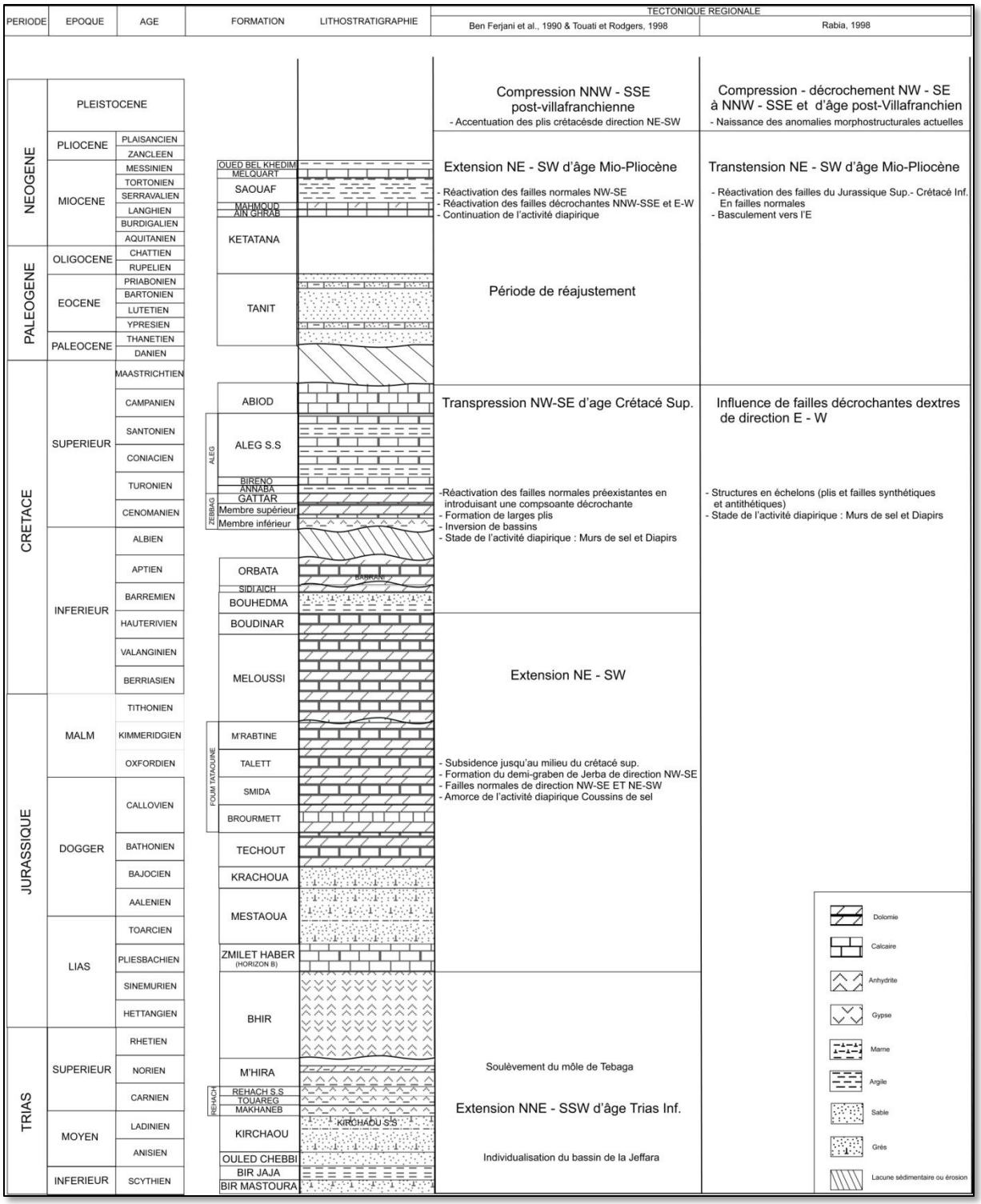

Figure 5. Synthèse bibliographique du contexte géodynamique de la Jeffara orientale depuis le Trias Inférieur

(Compilation des travaux de Ben Ferjani et al., 1990 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998)

2.4. Stratigraphie et paléogéographie

Plusieurs nomenclatures, aussi bien des séries traversées uniquement par les forages pétroliers que des formations affleurantes dans la Jeffara tunisienne, figurent dans la littérature. Dans le but de simplifier le log stratigraphique de synthèse, une compilation des travaux universitaires à savoir S.Bouziz et J. Mello (1987), H. Ben Ismail (1991), S. Bouaziz (1995), M. Ouaja (2003) et D. Srarfi (2006) et des travaux des pétroliers dont, Ben Ferjani et al., (1990), Chandoul et al. (1993), M'rabet et al. (1995), Aissaoui (2005), et les rapports et logs finaux de puits, a été effectuée (Fig. 19 et Fig. 36B pour la localisation des puits).

A. Précambrien :

Il n'est présent que dans les forages W13 et W5. A W13, le socle a été atteint à une profondeur de 1253 m, et est constitué par une série métamorphique (micaschistes), formée par des alternances de lits de quartz et de séricite.
A W4, il a été percuté à une profondeur beaucoup plus importante estimée à 2721 m.

B. Paléozoïque :

Dans la Jeffara, le Paléozoïque n'est traversé que dans la partie sud (région Ksar Haddada et ses alentours) par W19 et W25 (Permien) ; W1, W2(Silurien) ; W3, W15, W6, W10, W11, W9 et W16 (Ordovicien) ; W12 et W13 (Cambrien, socle), W5 (socle métamorphique). Alors que dans le secteur effondré situé plus au Nord (vers le forage W17, profondeur totale : 3800 m), le paléozoique n'a pas été atteint.

Dans ce qui suit, les découpages stratigraphiques des puits révisés par Trigui (ETAP, 1989) ont été adoptés.

I. Cambrien :

A Ksar Hddada, le Cambrien est représenté par la formation Sidi Toui d'âge Acadien à Postdamien (Trigui, 1989, Etap). Elle a été traversée par les puits W3, W4, W5, W13, W12 et W15. Son épaisseur maximale connue (1021 m) est atteinte par le forage W5.
La formation Sidi Toui est décrite par une série gréso-quartzique, localement argileuse, caractérisée à la base par des passées de grés noirs (dans le puits W15).

Milieu de dépôt : marin peu profond ou de large plateforme

II. Ordovicien :

Il est représenté de la base au sommet par les formations :

i. **Formation Sanrhar (Tremadocien Inférieur à Moyen) :** elle est constituée par une série argilo-gréseuse, qui est fortement érodée sous la discordance du Carbonifère à W4 et sous la discordance du Permien à W13 (Aissaoui, ETAP,

2005). Cette formation est caractérisée par une grande variation d'épaisseur (entre 15 et 312 m) ; avec un maximum d'épaisseur au Nord (W16 : 275 m) et au Sud (W8 : 312 m). La formation étant absente à W12 et W15

ii. **Formation Kasbah Leguine (Arenigien Moyen à Supérieur) :** elle est, essentiellement, formée par des grés à intercalations argileuses. Elle est traversée par les forages W16, W10, W11, W9, W5 et W3 et déposée sur une lacune du Tremadocien Supérieur – Arénigien Inférieur (Trigui, ETAP, 1989). A W5 et W3, cette formation est très peu épaisse (7 et 50 m) et caractérisée, localement, par la présence de conglomérats polygéniques. Elle serait déposée après la phase d'érosion de l'Ordovicien (Aissaoui, ETAP, 2005).

Milieu de dépôt : marin peu profond

iii. **Formation Bir Ben Tartar (Ordovicien Moyen) :** elle est caractérisée par des alternances de grés fins, localement, micacés et quartzitiques et d'argiles noires silteuses à micas et micro-pyrites. Elle est présente dans les forages W16, W4 et W3 et au Sud du permis dans les puits W6, W7 et W8. Elle est connue par des épaisseurs faibles (32 – 130 m) et est absente à W4. Cela pourrait être du à l'érosion de la fin de l'Ordovicien Moyen (Trémadocien – Arénigien) (Aissaoui, 2002, ETAP).

iv. **Formation Jeffara (Ashgillien) :** elle est séparée de l'Ordovicien Moyen par une lacune du Cardocien. Elle est constituée par une argile noire micacée, silteuse et pyriteuse à intercalations gréseuses et riche en faune marine (Brachiopodes et Ostracodes). Elle est connue dans les forages W16, LG1, LG3, W4et W3 et W8, W7 et W6 (présents au Sud Est de Ksar Haddada). Par contre, elle est absente dans les forages (W13, W12, W14 et W15 : mole de Bou Nemcha) et vers les zones soulevées de Sidi Toui (W4) et Erg Leguine (W11). On signale la présence d'une lacune du Caradocien mettant en contact l'Ashgillien et l'Ordovicien Moyen. Etant déposée sur les structures érodées, la formation Jeffara est connue par une variation d'épaisseur (28 – 108 m).

Milieu de dépôt : periglacial

III. Silurien :

i. **Formation Tannezuft (Silurien Inférieur) :** elle couvre la majeure partie du Sud de la Jeffara, excepté les zones élevées du môle de Bou Nemcha, de Sidi Toui (W4) et de Erg Leguine (W11). Son épaisseur varie entre 15 et 423 m. Elle est maximale des les zones basses à W3 (386 m), W1 (381 m) et W4 (423 m) et est composée d'argiles noires silteuses alternant localement avec des marnes noires et charbonneuses. Au Sud Est du permis, ces argiles sont à intercalations de grés,

localement, dolomitiques. Cette formation est connue par ses caractéristiques de roche mère

Milieu de dépôt : marin peu profond

ii. **Formation Acacus (Silurien Supérieur) :** elle n'est traversée que par les forages W1 (178 m), W2 (275 m) et W3 (219 m), elle serait soit érodée ou non déposée. Elle est représentée par des alternances d'argiles et de grés. Dans les puits W1 et W2, les grés deviennent plus abondants et dolomitiques. Elle est caractérisée par des épaisseurs importantes, malgré la forte érosion qu'a connue le Silurien à la suite de la structuration, engendrée par les derniers mouvements de la phase calédonienne (phase ardennaise) (Aissaoui, ETAP, 2005). Cette formation a été souvent l'objectif premier de l'exploration dans la région sud de la Jeffara.

Milieu de dépôt : marin peu profond

IV. Carbonifère :

Dans le permis Ksar Haddada, les dépôts carbonifères ne se sont pas déposés partout. Leur absence est marquée vers le môle de Bou Nemcha et au Sud Est du permis, ainsi qu'à W2 et W3.

Par ailleurs, les sédiments se sont déposés sur un paléorelief crée au cours de la phase ardennaise, cela est à l'origine des variations d'épaisseurs et de faciès. (Aissaoui, 2005, ETAP).

i. **Formation Mrar (Visean Supérieur) :** elle est représentée par des calcaires graveleux et oolithiques avec quelques passées d'argiles silteuses. Elle n'est rencontrée que par le puits W16, avec une épaisseur de 36 m.

Milieu de dépôt : marin peu profond à lagunaire

ii. **Formation Assedjeffar (Serpukovien) :** elle a été uniquement traversée par les forages W15, W10 et W1. La série est représentée par des dolomies, encadrées par des calcaires argileux oolithiques, avec la présence d'intercalations de marnes silteuses et pyriteuses. Vers le Sud Est, elle devient gréseuse (W10 et W1). Son épaisseur est variable : elle est de 39 m à W10, 100 m à W1, 165 m à W15 et 308 m à W16.

iii. **Formation Dembaba (Carbonifère Supérieur)** : elle est rencontrée dans les forages W16, W15, W10, W11, W9, W1 et W4. Les épaisseurs deviennent moins importantes dans les puits W4, W11, W9 et W1 (58 m – 241 m) et la série est en partie gréso-dolomitique. Ce faciès contient de minces niveaux à réservoirs imprégnés d'huile à W10, W11 et d'indices de gaz à W4 (Aissaoui, 2005, ETAP).
La série est formée par des calcaires à intercalations d'argiles et de marnes et est localement gypseuse. Dans les forages W15 et W16, situés au Nord du permis, les épaisseurs respectives (447 m et 445 m) sont importantes.

Milieu de dépôt : marin peu profond à lagunaire

V. Permien :

Il est absent vers le môle de Bou Nemcha et au Sud du permis Ksar Haddada. Dans le reste du territoire, il est représenté par une série carbonatée avec un enrichissement évaporitique et gréseux au sommet, et une tendance gréseuse vers la base.

i. Formation Tiguentourine / Equivalent Melab (Gzelien à Sakmarien Moyen) :

elle a été recoupée par les forages suivants, à :

- W16 : elle est essentiellement dolomitique avec des intercalations d'argiles au sommet et des passées de calcaires et d'argiles silteuses à la base. Son épaisseur est de 490 m ;
- W15 : elle est épaisse de 90 m et représentée par des calcaires bioclastiques avec des intercalations d'argiles et de marnes ;
- W10 : elle est représentée par des dolomies et des nodules d'anhydrites et son épaisseur est de 85 m.

ii. Formation Medenine / Equivalent Tebaga : (Murgabien Moyen – Djulfien Inférieur) :

elle présente une variation de lithologie d'une zone à une autre et elle est décrite comme suit :

- Au Nord du permis (W19, W15 et W16) : elle est formée par de dolomies et des calcaires, avec une épaisseur respective de 3048 m, 1143 m et 255 m ;
  Remarquons qu'à W19, les carbonates sont riches en débris de Spongiaires, d'Algues et de Foraminifères benthiques ;
- Au Sud (W10, W11 et W4) : elle devient dolomitique et argileuse et elle est épaisse de 193 m à W10 et 112 m à W11 ;
- Dans le puits W9 : la série est essentiellement gréseuse et des indices d'huile y sont observés ;
- Au Nord Ouest de W19, le faciès est argileux.

iii. Formation Cheguimi :

elle est représentée par des grés et des argiles gréseuses, qui ont été traversés par les forages W13, W9, W10, W11, W4, W12 et W15 et son épaisseur est variable (38 – 347 m). En affleurement, vers le môle de Tebaga de Medenine, le Permien Supérieur est décrit comme suit :

- **Les argiles d'Oum el Afia** : sont de couleur rouge et à intercalations de bancs calcaires et de grés. La série est de 30 m d'épaisseur et riches localement en Fusulines.
- **Les grés de Baten Beni Zid** : sont épais de 70 m. Il s'agit de grés fins ferrugineux, à passées d'argiles et interlits de dolomies jaunâtres et de calcaires bioclastiques, riches en algues, Gastéropodes, Lamellibranches, Fusulines, Oncholites et Crinoïdes.
- **Le complexe biohermal inférieur :** est formé par un ensemble de lentilles de calcaires massifs, épais de 80 m. On y trouve des débris de Polypiers, de Crinoïdes et d'Eponges.

- ❖ **Les argiles intermédiaires** : sont formées par des argiles vertes à intercalations de bancs de calcaires fossilifères et caractérisées par une importante épaisseur (250 m). D'un point de vue faunistique, on signale la présence d'Algues, Bryozoaires, Bivalves et de Fusulines.
- ❖ **Le complexe biohermal supérieur** : est formé par des lentilles de calcaires et dolomies récifales, épaisses de 100 m, sur lesquelles s'ajoutent des niveaux argileux ou gréseux. L'association faunistique présente est la suivante : des Stromatopores, des Crinoïdes, des Gastéropodes, des Eponges et des Algues.
- ❖ **Les grés de Cheguimi** : correspondent à des grés rouges tendres et ferrugineux.

Milieu de dépôt :

- Au SE de l'affleurement de Tebaga de Medenine : environnement peu profond de plateforme interne
- Au Nord (Tebaga de Medenine) : marin profond
- Entre les deux domaines : plateforme externe avec présence de milieu récifal

C. Mésozoïque :

En affleurement, les séries mésozoiques, reposent en discordance sur les terrains paléozoïques, représentés essentiellement par le Permien Supérieur marin (Ben Ismail, 1991).

I. Le Trias :

La série triasique la plus complète affleure dans la région de J. Rehach-Kirchaou, formant un grand plateau au SE de la plaine de Jeffara. La plupart des forages implantés dans la région ont atteint les séries triasiques. Ces dernières sont caractérisées par les plus fortes épaisseurs du sud tunisien et du bassin saharien (Ben Ismail, 1991).

Vers le SE du golf de Gabes, Ras Zira et Sidi Chaouach, elles acquièrent une position anormale avec une morphologie de dômes et de murs de sel (Ben Ferjani et al., 1990 ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998). En forage, le Trias a été traversé par les puits suivants : W35, W34, W17, W9, W10, W11, W4, W16, W15, W14, W13, W1, W2 et W3 (Trias Inférieur), W23 (Trias Moyen) et W26 et W22 (Trias Supérieur).
Au Nord de la Jeffara, le Trias est de faible épaisseur et connu sous un faciès de grés quartziques et de sables. Tandis qu'au Sud, il est composé par des intercalations de dolomies, d'argiles et de calcaires.

i. Formation Bir Mastoura (Scythien Inférieur) : elle a été définie dans le puits W16, sous un faciès gréseux avec des intercalations d'argiles et de dolomies silteuses. Son épaisseur est de 411 m. Elle a été aussi traversée par les forages W1 (73 m), W3 (98 m) et W2 (31 m), où son épaisseur diminue du Nord vers le Sud.

Milieu de dépôt : Marin peu profond à plaine côtière fluviatile

ii. **Formation Bir Jaja (Scythien Supérieur) :** elle est présente dans toute la région avec une épaisseur atteignant les 629 m à W16. Elle est formée par :

- Un membre inférieur, riche en faune benthique « Méandrospira pusilla », décrit par des argiles à intercalations de dolomies et calcaires ;
- Un membre supérieur, caractérisé par des alternances d'argiles et de grés.

Milieu de dépôt : Plaine côtière à lagon côtier

iii. **Formation Ouled Chebbi (Anisien) :** elle affleure le long de la falaise de Beni Khedeche. En forage, elle a été connue par tous les puits de la région avec un faciès gréseux à intercalations d'argiles et de dolomies. Son épaisseur est de 275 m à W17, 300 m W19 et 574 m à W16.

Milieu de dépôt : Chenaux fluviatiles et plaine d'inondation avec une influence déltaique vers le sommet.

iv. **Formation Ras Hamia / Equivalent Kirchaou (Anisien Supérieur à Ladinien) :** elle comprend deux parties :

- **Zone à Myophories**, formée de micrites en lentille ou en lits avec des grains de quartz à la base (Chandoul et al., 1993, ETAP). Elle est épaisse 180 m à W17 et W4, 120 m à W16 et 85 m à W1.

- **Formation Kirchaou sensu-stricto** (Fig. 6), décrite par des grés fins azoïques et d'argiles rouges. Elle affleure le long de la falaise de Rehach et dans la plaine du Smar- Kirchaou (Bouaziz, 1986 et 1995). Elle se présente, soit en faisceaux à stratifications obliques, soit en bancs consolidés. Sa plus grande puissance est à W1 (1020 m) et W17 (1900) m.

Milieu de dépôt : la zone à Myophories témoigne d'une plateforme interne intertidale et les grés de Kirchaou d'une plaine d'inondation avec chenaux fluviatiles.

Figure 6. Grés de la formation Kirchaou
(Localité : Galb Errkham, 2009)

v. **Groupe Rehach (Ladinien Supérieur – Carnien) (Chandoul et al., 1993) :** il est présent dans la partie Est de la Jeffara (W17, W13, W10 et W9), mais au Centre et au Sud du permis Ksar Haddada, les forages W14, W4, W1, W2 et W3 n'ont recoupé que les carbonates de la formation Rehach. Ce groupe englobe de la base au sommet :

- **Unité Mekhaneb (Carnien Inférieur)** (Fig. 7) : elle est reconnue dans toute la Jeffara à partir de J. Rehach jusqu'à la région de Ben Guerdane (W17 : 34 m). Elle est constituée par des calcaires et des dolomies à bivalves, Gastéropodes, Céphalopodes et de quelques intercalations d'argiles et de marnes.

  Milieu de dépôt : intertidal à algues.

Figure 7. Dolomies de la formation Mekhaneb
(Chaabet el Mekhaneb, 2009)

- **Unité de Touareg (Carnien) :** il s'agit d'une épaisse série de grés azoïques, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Elle est caractérisée par des stratifications obliques et succède les dolomies de Mekhaneb par l'intermédiaire d'une surface ferrugineuse à brèches et conglomérats.

  Milieu de dépôt : fluviatile avec influence marine de part et d'autre de J. Rehach.

- **Formation Rehach sensu stricto/Equiv Azizia (Carnien)** (Fig. 8) : en forage, elle est représentée par des dolomies parfois gréseuses à intercalations d'argiles avec présence de niveaux gypseux à W1 et d'anhydrites à W3. A W17 et W2, elle est formée par des calcaires argileux à intercalations d'argiles et d'anhydrites à faune marine (Echinodermes, Gastéropodes…).
  Son absence est signalée sous la discordance pliocène dans les forages W10, W15, W19, W16 et W4

Remarque : la formation Rehach constitue l'équivalent au membre moyen et principal de la formation'Azizia.

Milieu de dépôt : Algal flat et sebkha côtière avec influence marine à la base, dépôts subtidaux peu profonds à intertidaux.

Figure 8. Dolomies de Rehach
(Localité : Chaabet Mekhaneb, 2008)

vi. **Formation Mhira (Carnien Supérieur – Norien)** (Fig. 9)**:** son épaisseur peut atteindre 678 m.

En forage, elle est caractérisée par des variations de faciès :

- A W17 : elle est représentée par des argiles rouges à anhydrites et dolomies ;
- Dans les puits W1, W13 et W3 : elle est formée par des alternances d'argiles et d'évaporites ;
- Elle devient anhydritique à intercalations de dolomies et d'argiles à W13.

En affleurement, elle est décrite comme suit :

- A la base, elle est formée par des argiles gypseuses et des dolomies bioclastiques, ainsi que quelques niveaux de gypse massif ;
- La partie sommitale montre des passées d'argiles rouges en alternance avec des grés argileux et de minces niveaux de gypses fibreux, gypses massifs venant couronner la formation (Bouaziz et al., 1987).

Milieu de dépôt : Sebkhas sursalées et confinées

Figure 9.Argile rouge de la formation Mhira
(Localité : Béni Mhira, 2009)

vii. **Formation Messaoudi (Rhétien) :** en affleurement, elle est présente dans le Jebel Rehach et forme la suite de collines d'orientation NW-SE, qui se prolongent depuis Oued el Jebes jusqu'à Guelb Lemsane. Le contact entre ces dernières et les grés de Sidi Stout est une discordance angulaire d'une obliquité de 15 à 20° (Busson, 1967). Elle est constituée de dolomies, de calcaires parfois oolitiques et d'argiles rouges.

Milieu de dépôt : Sebkhas supratidales

viii. **Formation Bhir (Rhétien – Lias Inférieur) / Equivalent Formation Ajaj :** il s'agit d'un ensemble salifère, constitué principalement de gypses et d'anhydrites, avec quelques passées argileuses et dolomitiques. Elle surmonte en discordance les faciès triasiques. La base de cette formation n'est décrite que dans les forages, elle est décrite par un complexe salifère avec quelques passées argileuses. Sa partie moyenne est constituée par des bancs de dolomies oolitiques, laminées alternant avec du gypse. Ces bancs carbonatés sont souvent appelés **dolomies de Zerzour** (Chandoul et al., 1993). Elle est traversée par les forages W13, W17 (881 m) et W14, son épaisseur varie entre 310 et 353 m.

II. Jurassique :

Les séries jurassiques sont, généralement, bien exposées dans la région de l'extrême Sud tunisien, particulièrement, dans la région de Tataouine. Elles affleurent tout au long d'une longue bande qui s'étend de Jebel Tebaga de Medenine jusqu'en Tripolitaine (Ben Ismail, 1991), décrivant ainsi de grandes variations d'épaisseurs et de faciès.
Du côté Est de la Jeffara, elles sont généralement couvertes par des sédiments quaternaires et elles ont été traversées par la majorité des puits de la région. Dans certains puits, le Jurassique n'a pas été atteint (W36 (Crétacé Inférieur) et W33 (Cénomanien – Albien)).

i. **Horizon B (Pliensbachien) :** formé par une barre carbonatée à oolithes et à débris de Lamellibranches, de 15 à 20 m d'épaisseur et rencontré par le forage W13. Il constitue un bon marqueur sismique. Ces calcaires affleurent suivant un alignement de buttes, qui s'étendent au Sud jusqu'au Henchir el Asfer. Vers le Nord, ils apparaissent au pied de la falaise de Beni Khedech.

   Milieu de dépôt : un niveau continu de transgression marine.

ii. **Formation Mestaoua (Lias Supérieur – Aalénien)** (Fig. 10)**:** elle est composée d'anhydrites et de gypses, avec des intercalations d'argiles et de dolomies. Son épaisseur varie de 200 à 400 m (W22 : 181 m ; W18 : 215 m). Vers le Sud, dans la plaine d'el Ouara, ces gypses subissent des modifications importantes de faciès et d'épaisseur. Vers le Nord, la série s'amincit progressivement tout en s'enrichissant en dolomies. Ainsi du Jebel Krepta à Jebel Ali ben Salah, s'effectue un passage latéral à des dolomies d'allure chaotique et mal stratifiées, dites « Dolomies informes » par Busson (1967). Ces dolomies surmontent des passées d'argiles rouges à lentilles de gypses.

   Milieu de dépôt : lagunaire avec des influences marines épisodiques.

Figure 10. Formation Mestaoua
(Localité : El Khazzani, 2008)

iii. **Formation Krachoua (Bajocien) :** « C'est avec ces couches que commence le Jurassique marin proprement dit, ce sont des barres de calcaires et de dolomies formant de longues corniches facilement repérables dans le paysage» (Bouaziz, 1986). Elle est constituée de dolomies et de calcaires dolomitiques, avec des intercalations d'argiles et de gypses. L'épaisseur moyenne est de l'ordre de 200 m (W22 : 184 m, W23: 189 m).. Elle affleure le long de la piste de la plaine de Mestaoua vers le village de Krachoua (Ezzahra). En allant vers le Sud, la formation Krachoua se trouve, ainsi amincie et décrit une diminution de calcaires au profit des argiles et des grès.

Milieu de dépôt : Ces faciès correspondent à une série marine néritique ; alors que les gypses représentent un environnement lagunaire.

Selon Bouaziz (1995), les calcaires de Krachoua sont subdivisés en deux unités cartographiques, représentant des séquences métriques transgressives d'environ 100 mètres d'épaisseur :

- **Le membre Grimissa** : il s'agit de calcaires crayeux à algues et calcaires dolomitiques stromatolithiques parfois cristallins, interstratifiés par des assises d'argiles et de gypses.
- **Le membre Jelidet** : il est formé de calcaires en bancs massifs et en plaquettes à intercalations argileuses et marneuses.

iv. **Formation Techout (Bajocien Supérieur – Bathonien Inférieur)** : c'est une série essentiellement argilo-gréseuse à intercalations de bancs dolomitiques. Sa partie inférieure débute par des argiles marines et des carbonates fossilifères,

surmontés vers le sommet par des alternances d'argiles, de calcaires bioclastiques, de dolomies et localement de gypses nodulaires. Sa partie supérieure étant la plus épaisse, est constituée d'argiles et de sables à grains fins, caractérisés par la présence de stratifications obliques et de bois fossiles souvent abondants (Ben Ismail, 1991). Son épaisseur moyenne est de l'ordre de 140 m et elle atteint son maximum vers l'Est. Cette série affleure dans la plaine d'el Bahira située entre Tataouine et Ghoumrassen et la plaine d'el Atouf située entre Remtha et Dhéhibat.

Les argiles et grès de Techout sont subdivisés en deux unités cartographiques d'environ 130 m d'épaisseur (Bouaziz et Mello, 1987) :

- **Membre Zahra** : il est formé d'une série argilo-gypseuse. La base est marquée par des intercalations de bancs de dolomies et de niveaux gypseux alors que le sommet et caractérisé par des calcaires fossilifères ;
- **Membre Meâned** (Fig. 11) : il s'agit d'argiles sableuses verdâtres à la base et des sables et grès parfois argileux à stratifications obliques et bois silicifié au sommet, avec des intercalations de dolomies, parfois lumachelliques.

Figure 11. Argiles et Grés du membre Maaned
(Localité : Galb Asfer, 2009).

v. Formation Foum Tataouine (Bathonien - Oxfordien) (Mejri et al., 2006) :

- A l'Est de la Jeffara, elle est décrite comme suit :

- **Membre Brourmett (Callovien Inférieur)** : formé de calcaires oolithiques et de dolomies, avec des intercalations de gypses et de marnes. Il constitue l'équivalent latéral du membre Beni Oussid.

- **Membre Smida (Callovien Supérieur)** : formé d'alternances de calcaires, marnes, argiles et parfois de grés. Il est assez développé à Jerba et présente des épaisseurs variables. Son épaisseur moyenne est de quelques centaines de mètres. Il représente l'équivalent latéral du membre Khechem el Miit (Mejri et al., 2006).
- **Membre Tlalett (Oxfordien)** : dans la partie nord de la zone d'étude, il est constitué de dolomies avec des intercalations de calcaires dolomitiques, d'argiles et parfois de grés. Dans la région de Jerba et de son voisinage, les faciès rencontrés sont dolomitiques avec quelques bancs d'anhydrites. Dans la partie sud, il est composé de calcaires et de calcaires dolomitiques, avec quelques intercalations de grés. Il est bien développé dans la région et présente une épaisseur d'environ 300 m vers l'Est et diminue vers l'Ouest. Il constitue l'équivalent latéral de la barre de Ghomrassen.

- **Membre M'rabtine (Oxfordien Supérieur – Kimmeridgien) :** formé de dolomies, d'argiles, d'anhydrites et parfois de calcaires et de calcaires dolomitiques, avec des bancs gréseux (Chaib, 2006). Il présente des épaisseurs moyennes variables et des sections incomplètes dans certains puits.

  Remarque : Dans le recueil des coupes types de Tunisie : le membre M'rabtine est considéré comme une formation à part entière et elle est équivalente au membre Ksar Haddada et la partie inférieur de la formation Asfer

  Milieu de dépôt : En général, la formation Foum Tataouine correspond à des dépôts de plateforme proximale à distale.

- A l'Ouest de la Jeffara (Tataouine et ses environs) : il s'agit d'une formation à dominante marno-calcaire avec de rares passées argileuses et gréseuses. Aussi bien Bouaziz et Mello (1987) que Ben Ismail (1991), ont subdivisé la formation Foum Tataouine en 5 unités lithologiques. Peybernès et al.,1985 ; Bouaziz et Mello, 1987 et Ben Ismail, 1991 ont signalé la présence de deux membres distinctes au sein de formation Beni Oussid :

- **Le membre Beni-Oussid I (Callovien Inférieur)** : essentiellement argileux et carbonaté, avec une prédominance de dolomies et de dolomies gréseuses à la base. Au sommet, il est décrit par des calcaires bioclastiques à Echinides.
- **Le membre Beni-Oussid II (Callovien Inférieur)** (Fig. 12) : il est à dominante argilo-sableuse, présentant des intercalations de niveaux marneux fossilifères et de couches d'argiles et de sables.

Figure 12. Argiles sableuses du membre Beni Oussid II
(Localité : Village de Techout, 2009)

- **Le membre Khechem el Miit** (**Callovien**): il est argilo-carbonaté et gréseux et riche en fossiles. Il débute par un niveau de calcaires fossilifères à Lamellibranches, Gastéropodes, Céphalopodes…, surmonté par des marnes fossilifères riches en Brachiopodes et Echinodermes. Un deuxième niveau de calcaires grumeleux fossilifères vient coiffer l'ensemble. Ce dernier est surmonté par des marnes fossilifères à Brachiopodes et Echinides et à passées sableuses vers le sommet (Bouaziz et Mello, 1987). Grâce à sa composition de calcaires et d'argiles riches en matières organiques, il est considéré comme une roche mère dans la région. Son épaisseur est généralement faible (de 40 m à 50 m), mais peut atteindre 200 m à Ben Guerdane (W23 : 117 m) (Mejri et al., 2006).
- **Le membre Ghomrassen** (**Oxfordien Inférieur – Moyen**) (Fig. 13): correspond à une puissante barre carbonatée formant une corniche. Ce niveau oolithique est fortement bioturbé, avec une présence de quelques nodules et il peut être suivi depuis la latitude de Beni Kheddeche jusqu'à Dhéhibat (frontière tuniso-libyenne).
- **Le membre Haddada** (**Oxfordien Moyen – Supérieur**) (Fig. 13): il constitue une succession d'argiles carbonatées et de calcaires lumachelliques avec des intercallations de dolomies gréseuses vertes, glauconieuses et bioturbées. Ce membre n'affleure qu'au pied de Jebel Merbah el Asfer et à Bir Miteur-Ksar Haddada (au Nord de Ghomrassen). Ailleurs, il est largement érodé et couvert par des terrains quaternaires.

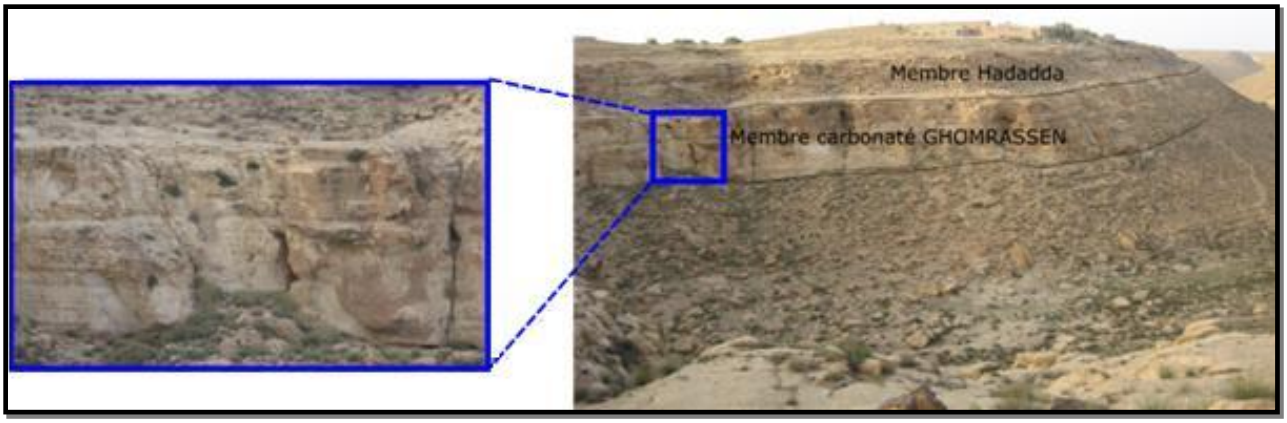

Figure 13. Vue panoramique des membres supérieurs de la formation Foum Tataouine (Localité : Ksar Hadadda, 2008)

III. Crétacé :

Une discordance régionale a été mise en évidence au Nord de Medenine. La plupart des puits forés montrent que les séries du Crétacé Inférieur reposent en discordance sur le Jurassique ou le Trias.
En Offshore, certains puits se sont arrêtés au Néocomien. A Ras Marmour, la série cénomanienne (formation Zebbag) est discordante et transgressive sur le membre M'rabtine (formation Nara). Le Crétacé est également discordant sur le Jurassique dans les puits situés dans le voisinage de Jerba, où le Crétacé Inférieur repose directement sur les formations du Jurassique Supérieur (la formation Meloussi (Néocomien) est discordante sur le groupe Nara). Vers le Sud, du côté de la région d'Ezzaouia, cette discordance majeure fait reposer la formation Meloussi sur la formation Foum Tataouine. Il peut être aussi discordant particulièrement dans la zone de Gargabia où l'Aptien repose directement sur l'Oxfordien.
A W17 (partie NE du permis Ksar Haddada), seules les formations Gattar et Aleg y ont été rencontrées. Toutes la série couvrant le Jurassique Inférieur jusqu'au Crétacé Supérieur est absente, cela est du à la phase autrichienne ayant été à l'origine du soulèvement du Crétacé Inférieur et de l'érosion de la séries (Aissaoui, 2005, ETAP).

- Le crétacé au Sud Ouest de Tataouine est représenté par les formations décrites ci-dessous (coupe Merbah Asfer) (Ouaja, 2003 et Srarfi, 2006) :

i. Groupe Asfer (Crétacé Inférieur) : il marque le passage Jurassique – Crétacé.

- **Formation Bir Miteur (Oxfordien pp ? – Kimmeridgien basal)** (Fig. 14) **:** elle est formée par une série de sables blancs fins, riches en troncs de conifères et en stipes de fougères, d'argiles sableuses et de dolomies cristallines, organisées en bancs décimétriques ou métriques.

Figure 14.Sables blancs de la formation Bir Miteur
(Localité : Bir Mitteur, 2009)

- **Formation Boulouha (Hauterivien Supérieur – Barrémien Inférieur) :** il s'agit d'une succession de quatre ensembles formés chacun par une épaisse couche de sables fins blancs et d'argiles sableuses vertes, coiffée par une barre dolomitique.

  La localité type se situe vers les collines de J. Merbah el Asfer

- **Formation Douiret (Barrémien Supérieur – Bédoulien)** (Fig. 15) **:** c'est l'équivalent de Orbata moyen et supérieur (Ouaja, 2003). Elle est constituée de sables fins clairs et d'argiles vertes sableuses, à nombreuses intercalations dolomitiques, coiffés par une épaisse couche d'argiles vertes (Zarbout et Ghanmi, 1993). Elle est bien exposée dans la région de Douiret et elle peut être comparée aux unités Barrani et Foum el Argoub (M'rabet et al., 1993).

Figure 15. Argiles de la formation Douiret
(Localité : Douiret, 2009)

ii. **Formation Aîn el Guattar :** elle est formée par deux unités gréseuses (Zarbout et Ghanmi, 1993) :

- **Membre Chenini (Gargasien – Albien Inférieur) :** il débute par une dalle lenticulaire de grés quartiziques, suivie de sables grossiers à dragées de quartz et à stratifications obliques. Ces derniers sont surmontés par une couche de sables fins et d'argiles rouges et vertes (Fig. 16). Il est l'équivalent de Foum el Argoub.

Figure 16. Grés de la formation Chenini
(Localité : Chenini Kdima, 2009)

- **Membre Oum ed Dhiab (Albien Supérieur SS) :** il s'agit d'une série de sables fins de couleur blanchâtre, marquée à la base par un niveau de grés grossiers, riche en débris de Vertébrés. Il est sous-jacent à la formation Zebbag.

- Vers la Jeffara, le Crétacé est formé par les formations suivantes :

i. **Formation Meloussi (Thitonien – Hauterivien) :** Elle repose en discordance sur le Jurassique et comprend de nombreux intervalles de grés fins quartziques, des alternances d'argiles et de dolomies avec des passages d'anhydrites. Ces niveaux sont caractérisés par une variation de faciès : les grés prédominent dans la région de Zarzis (Ezzaouia) et vers le Nord Est, ils s'enrichissent en fractions argileuses. L'épaisseur augmente en allant vers la région d'Ezzaouia. Plus au Sud, la formation Meloussi correspond à une plateforme deltaïque (M'rabet, 1981), avec des alternances de sables fluvio-marins et de niveaux marins carbonatés.

ii. **Formation Boudinar (Hauterivien) :** elle est principalement sableuse et montre une alternance de grés, d'argiles et de marnes dans la partie septentrionale de la zone d'étude, et à prédominance de sable avec de rares intercalations d'argiles et de dolomies dans la partie méridionale. Dans certaines zones, la différenciation avec la formation Meloussi paraît difficile, vu leur grande ressemblance lithologique.

Milieu de dépôt : plaine alluviale (M'rabet, 1981).

iii. **Formation Bouhedma (Hauterivien p.p. – Barrémien p.p.) :** elle est formée par une alternance de grés, de calcaires, de dolomies et d'anhydrites. Elle est parfois à dominante sableuse. Elle est bien développée dans la région : épaisse vers le Nord et diminue d'épaisseur vers le Sud Est jusqu'à Ras Marmour où elle est absente. Son épaisseur moyenne est de l'ordre de 250 m à W37 et de 84 m à W32.

Milieu de dépôt : proche du continent, avec intercalation de niveaux carbonatés et évaporitiques de plateforme interne (M'rabet, 1981).

iv. **Formation Sidi Aich (Barrémien Supérieur) :** elle est constituée de grés fins bien classés, quartziques, et argileux, en alternance avec des argiles et des calcaires. Elle est largement répandue vers le Nord de la zone d'étude, et toutefois absente dans la partie Ouest et Sud Est. Son épaisseur varie de 100 à 250 m **Milieu de dépôt:** marin peu profond, une influence continentale est suggérée (M'rabet, 1981).

v. **Formation Orbata (Barrémien Terminal - Aptien) :** elle est constituée de 3 membres (Burollet, 1956). De la base au sommet, on distingue :

- **Membre Barrani**, entièrement formé de dolomies bioclastiques massives. Il forme un bon repère en sismique, en forage et sur terrain puisque c'est la première barre marine reposant sur une série détritique.
- **Membre Foum el Argoub** : il est gréseux et constitué par des alternances de calcaires bioclastiques et de marnes et gypses.
- **Membre supérieur**, il est constitué de calcaires bioclastiques, d'alternances de marnes et de calcaires bioclastiques parfois gréseux et de calcaires bioclastiques avec des marnes intercallées. Elle est présente dans la partie Est de Ben Guerdane, à l'exception de la région de Ras Marmour.
-

  Milieu de dépôt: plateforme interne peu profonde, devenant plus profonde vers le Nord.

vi. Formation Zebbag : (Albien Supérieur – Cénomanien et Turonien Basal) :

- Dans la partie Est de la Jeffara, entre la flexure de la Jeffara et le golf de Gabès, elle est bien développée avec des épaisseurs fortes et variables, qui peuvent atteindre les 700 m. Elle repose en discordance sur la formation Orbata et est constituée par des alternances de dolomies, d'argiles et d'anhydrites. Vers le Nord Est, elle passe à des faciès à prédominante calcaire.Telle qu'elle a été reconnue dans les puits des champs d'Ezzaouia et el Bibane, elle se présente sous un faciès dolomitique à la base et au sommet et un faciès évaporitique au milieu. Elle est décrite comme suit :

- **Membre Zebbag inférieur** : composé d'une alternance de dolomies, de calcaires dolomitiques, d'anhydrites et d'argiles ;
- **Membre Zebbag moyen** : constitué de dolomies, de calcaires dolomitiques et d'anhydrites ;
- **Membre Zebbag supérieur** : correspondant à une barre dolomitique avec de rares passées d'anhydrites, connue sous le nom « Gattar ». Son épaisseur ne dépasse guère la centaine de mètres.

  Milieu de dépôt : vaste plateforme marine peu profonde, avec des faciès internes au Sud et plus agités vers le Nord Est.

- Plus au Sud (vers la région de Tatatouine), la formation, Zebbag est divisée en 4 unités Srarfi (2006): (Fig. 17, 18)

- **Membre Radhouane (Vraconien – Cénomanien Inférieur) :** il s'agit d'une barre dolomitique massive, attribuée à l'Aptien Supérieur par Busson (1967). Cette barre forme une cuesta très nette qui s'étend depuis Guermassa jusqu'au Jebel Tebaga de Médenine. Elle est souvent appelée la « Barre vraconienne »

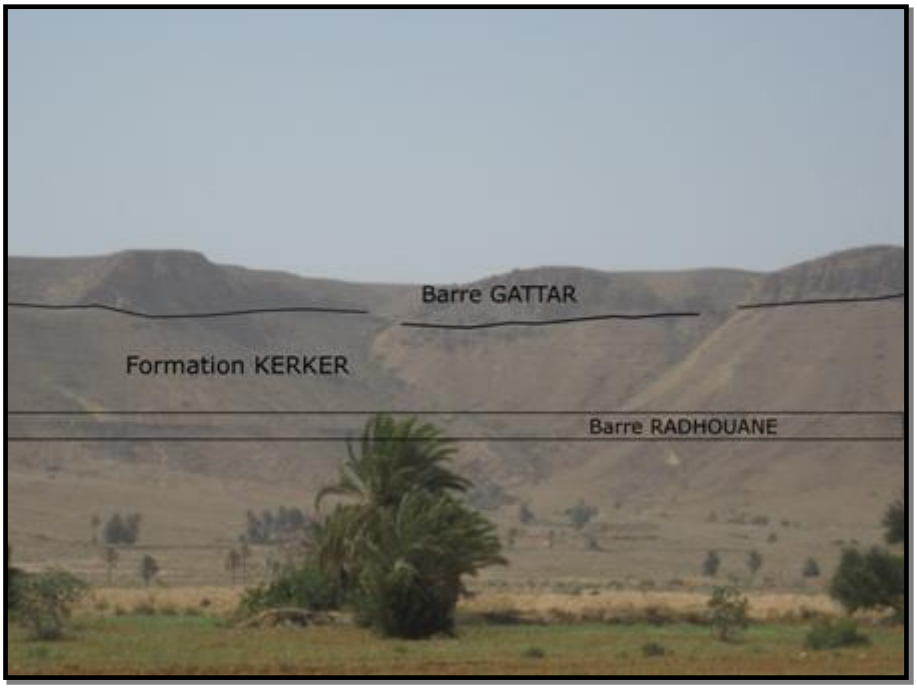

Figure 17. Vue panoramique des membres de la formation Zebbag
(Localité : Route de Chenini, 2008)

- **Membre Kerker (Cénomanien Supérieur)** : il s'agit d'alternances d'argiles, de gypses, de calcaires et de dolomies. Cette série s'intercale entre l'unité carbonatée d'âge Albien à la base et la barre dolomitique turonienne au sommet.
- **Formation Gattar (Cénomanien Supérieur – Turonien Inférieur)** : elle est formée par une barre carbonatée souvent dolomitisée à silex, dite « dolomies de Gattar ». Elle constitue une succession de falaises des Monts de Matmata jusqu'à Jebel Naffussah en Tripolitaine. A W17, elle repose en discordance sur la formation Mhira. Elle est constituée par des dolomies à rares niveaux argileux. Son épaisseur moyenne est de 54 m.

Figure 18. Membres Kerker et Gattar (Formation Zebbag, Crétacé Supérieur)

vii. Formation Aleg (Turonien – Campanien Inférieur) : les termes composant la formation Aleg sont décrits comme suit : (Burollet, 1956 ; M'rabet et al., 1993)

- **Membre Annaba (Turonien Inférieur)** : il est présent sous un faciès à prédominante argileuse, avec de rares intercalations calcaires. Au Nord de Medenine, son extension vers l'Ouest de Boughrara et Gourine est assurée par les séries évaporitiques de la formation Beida ;

- **Membre Bireno (Turonien Moyen)** : décrit par un faciès à prédominante calcaire de texture mudstone à Wackstone. Ce membre est absent dans la zone d'étude, à l'exception de Ras Marmour (vers Zarzis) ;

- **Formation Aleg sensu stricto (Turonien Supérieur à Campanien Basal) :** elle est formée par des alternances d'argiles et de calcaires. Sa présence est marquée vers l'Est de la zone d'étude (Est de la flexure de la Jeffara), tandis qu'à l'Ouest elle est pratiquement absente.
  Milieu de dépôt : plateforme confinée avec des évaporites.

viii. **Formation Abiod (Campanien Inférieur – Maastrichtien Inférieur) :** elle est composée de calcaires crayeux massifs, micritiques de texture mudstone à packstone avec de fines intercalations de marnes et d'argiles. Elle peut aussi contenir des calcaires bioclastiques. Elle est pratiquement absente dans toute la zone d'étude.
Milieu de dépôt : sédimentation marine ouverte, avec des variations de la tranche d'eau.
Remarque : La formation Berda : épaisse série de calcaires et de marnes, riche en fossiles néritiques (Huitres, Echinides, Orbitoides…), constitue l'équivalent latéral de la formation Abiod (M'rabet et al., 1993)**.**

D. Cénozoïque :

Le passage du Crétacé – Tertiaire est marqué par une discordance majeure, connue sous le nom de la discordance fini-crétacée. La série cénozoique se trouve souvent discordante sur les différentes séries mésozoiques.

I. Paléogène :

i. **Formation Tanit/ Bouloufa (Thanétien – Priabonien) :** elle est constituée d'une alternance d'argiles silteuses avec des intercalations d'argiles et d'anhydrites. Latéralement, dans la région de Boughrara et Gargabia, l'Eocène passe à un faciès gréseux avec des calcaires et des dolosparites gréseuses. La formation Tanit repose en discordance sur la formation Aleg et parfois sur la formation Zebbag. Elle affleure au Sud des chaînes des Chotts et elle est composé d' une entité continentale de calcrètes et de dolocrètes. Elle présente aussi des faciès argilo-détritiques et des gypses de faciès lagunaires. Elle est appelée **formation Bouloufa.**

II. Néogène :

i. **Formation Fortuna (Oligocène – Burdigalien) :** elle est essentiellement gréseuse avec des alternances d'argiles, de grés et de calcaires. Son équivalent latéral est la formation Ketatna, de faciès carbonaté et marneux avec des intercalations de grés, d'argiles et de dolomies à sa base (Bismuth, 1984). A W17, elle repose en discordance sur la formation Aleg et elle est formée par des sables conglomératiques avec une épaisseur de 64 m.
Remarque : Son équivalent lattéral est la formation Salambo (Ben Ferjani et al., 1990).

ii. **Formation Ain Ghrab (Langhien Inférieur) :** elle est largement représentée dans le secteur et est constituée de calcaires bioclastiques gréseux à conglomérats et parfois avec des intercalations argileuses (Burollet, 1956). Elle est épaisse de 85 m à W17 et est constituée par des intercalations de calcaires, de calcaires gréseux et d'argiles gréseuses.

iii. **Formation Mahmoud (Langhien Supérieur) :** elle est composée d'argiles, avec de fines intercalations de calcaires. Dans la partie centrale de la zone d'étude, elle est constituée de calcaires dolomitiques et de sables bioclastiques.

iv. **Formation Beglia (Serravalien – Tortonien) :** elle est formée par des grés et de rares intercalations de calcaires et d'argiles**.**

v. **Formation Saouaf (Serravalien - Tortonien) :** elle est composée d'argiles, avec de minces intercalations de calcaires et de sables.

vi. **Formation Melquart (Tortonien – Messinien) :** elle est formée d'alternances de calcaires, de grés et d'argiles (Bismuth, 1984).

vii. **Formation Oued Bel Khedim (Messinien) / Equivalent Segui** : elle est constituée d'alternances d'argiles, de gypses et rarement de lits sableux et argileux (Burollet, 1956).

viii. **Formation Segui (Miocène Supérieur – Pliocène)** : elle est formée par des grés non consolidés.
Milieu de dépôt : fluvio-lacustre (Touati, 1985).

Remarque : Selon Ben Ferjani et al., (1990) le groupe Oum Dhouil (Langhien Supérieur – Messinien) est constitué des formations Mahmoud, Beglia, Saouaf, Melquart, Oued Bel Khedim et Segui.

III. Quaternaire :

Dans ce qui suit, je me baserai sur la description de Y. Jedoui (2000) des terrains quaternaires. Dans la région d'étude, ils recouvrent en grande partie les plaines et les dépressions, ainsi que les contrebas des reliefs. Ces terrains sont souvent constitués de croûtes calcaires, de limons sableux ou à nodules calcaires, d'alluvions d'Oued, de conglomérats, d'éboulis de pentes et de cailloux.

i. Le Pleistocène :

❖ **Pléistocène Inférieur :** il s'agit de glacis ou de terrasses, qui entaillent le substratum mio-plio-villafranchien. Ils sont répartis en 5 niveaux et décrits de haut en bas comme suit :

- Deux niveaux à revêtements gypseux ;
- Deux autres niveaux formés de cailloutis et d'épandage fluviatile et sont probablement contemporains des dépôts tyrrhéniens ;
- Le niveau le plus bas correspond à un remplissage argileux d'âge Holocène.

❖ **Pleistocène Moyen à Holocène (Limons rouges) :** ce sont des sables fins silto-argileux contenant des coquilles d'Hélécidés (Jedoui et Perthuisot, 1997ab). L'essentiel de ces limons semble être déposé par voie éolienne ou par un transport par les eaux courantes.

ii. Holocène à Actuel : les sédiments holocènes présents tout au long du littoral de la Jeffara présentent différents faciès :

- Des sables calcaires bioclastiques décrivant des dépôts de plage ouverte, qui sont présents sur la côte ouest de Jerba, les régions d'el Grine, d'el Bibane…. ;
- Des dépôts détritiques remplissant les dépressions cotières (Sebkhat Oum Zessar, Sekhat Ain Maider…..) ;
- Des dépôts lagunaires essentiellement vaseux (Sebkhat Bou Jmel) ou évaporitiques (Sebkhat el Melah).

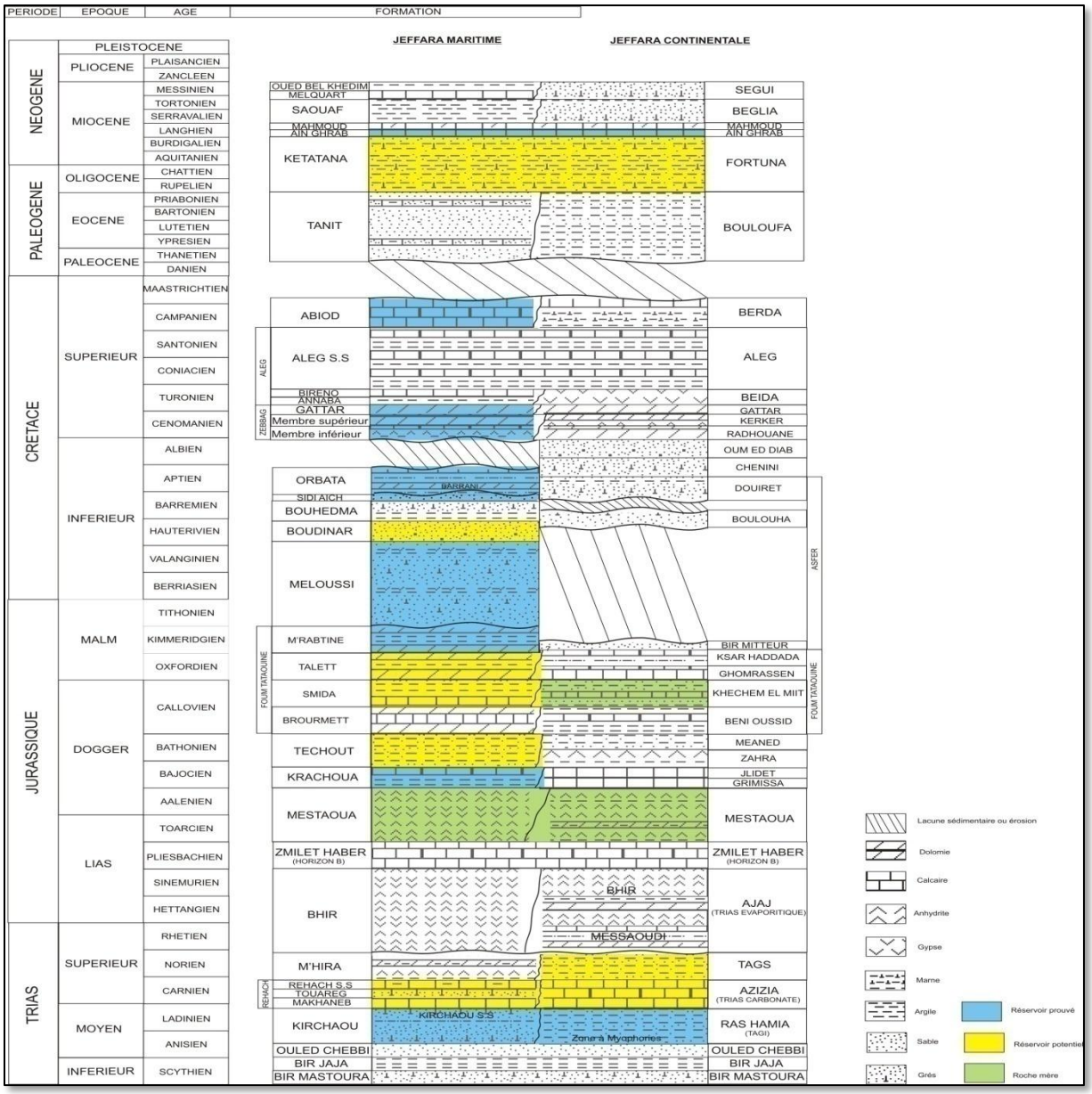

Figure 19.Log stratigraphique synthétique de la Jeffara continentale et maritime
(Compilation des Rapports géologiques finaux des puits et des travaux de Ben Ferjani et al., 1990 ; Chandoul et al., 1993 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Charte, ETAP, 2001 ; Jedoui, 2000 ; Ouaja, 2003 ; Mejri et al., 2006 ; Srarfi, 2006)

3. Intérêts économiques de la Jeffara

La Jeffara est considérée comme l'une des provinces tunisiennes les plus prolifiques en hydrocarbures. Sa partie Nord Est est caractérisée par de nombreux champs producteurs d'huile et/ou de gaz dont El Bibane, Ezzaouia (Zarzis) et Robbana (Jerba), qui produisent à partir de réservoirs jurassiques et crétacés.

Contrairement à la partie méridionale, dont le permis de Ksar Haddada, qui est caractérisée par des réservoirs plus anciens, principalement d'âge cambrien, ordovicien, silurien supérieur, carbonifère et triasiques, qui n'ont démontré que des indices d'huile et/ou de gaz.

En ce qui concerne les substances utiles, de la région de Jerba – Zarzis, on exploite les saumures de sebkhat el Maleh, les calcaires oolithiques tyrrhéniens et les calcaires du Villafranchien dans la fabrication de pierre sciée (carrière de sidi Chemmakh) et de pierre de construction (Perthuisot, 1985ab ; Jedoui et Perthuisot, 1997ab) ; les sables et grés de « Tlêt » sont exploités par quelques carrières et les argiles du Pontien sont exploitées en mines dans la région de Gallèla (Jerba) et par une briqueterie au Nord d'Essouihel (Zarzis).

Les argiles permiennes vertes et rouges de J. Tebaga, J. Saikra et d'Oum el Afia, présentant des puissances décamétriques à hectométriques et les argiles triasiques de J. Tejra sont utilisées pour la fabrication de briques et de faïence. Les épaisseurs importantes des formations évaporitiques de Bhir et Mestaoua, sont exploitées par l'industrie du plâtre.

La présence d'indices minéralisés à Pb-Zn et Ba, à Jebels Tebaga et d'Oum el Afia situés à 30 km à l'WNW de Medenine a induit à la mise en place d'exploitations (1912, 1927), qui ont été, rapidement, laissées à l'abandon (Zouari et al, 1996). Les teneurs variables et élevées en SiO_2 et Al_2O_3, trouvées dans les argiles de la formation Asfer (Béni khédech, Ksar Hdada, Bir Miteur…) et les calcaires de Zmilet Haber (Zmilet Haber (Tataouine)), ainsi que les concentrations importantes en CaO et MgO et Fe_2O_3 (Bouaziz, 1995) présentes dans les dalles carbonatées des formations Ghomrassen (Ghomrassen, Ksar Haddada) et Gattar ont un intérêt économique potentiel (Bouaziz et El Ouhaichi, 1999).

Conclusions

Sur le plan lithostratigraphique, la Jeffara présente une panoplie de formations, caractérisées, en grande partie, par des changements latéraux de faciès entre la Jeffara continentale et la Jeffara maritime. Le travail présenté dans ce chapitre a été élaboré en se basant sur une multitude de travaux universitaires et de pétroliers pour en déduire un log stratigraphique synthétique, illustrant les formations et leurs équivalents latéraux.

Sur le plan structural et géodynamique, l'historique des déformations de la Jeffara, qui paraît complexe et polyphasé, reste un sujet à controverses. Par ailleurs, la couverture mio-plio-quaternaire meuble couvrant la Jeffara orientale ne facilite pas l'étude structurale par les moyens conventionnels de terrain et favorise une étude pluridisciplinaire, basée sur les données de télédétection, de sismique réflexion 2D, de puits pétroliers et validée par les données terrain en vue de comprendre au mieux le contexte morphostructural et géodynamique de la Jeffara.

Chapitre 3

Données et outils

1. Collecte de données disponibles

1.1. Données de surface (Base de données carto, MNT, Terrain)

1.1.1. Données télé-analytiques

1.1.1.1. Imagerie optique - LANDSAT 7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper)

La première génération de satellites LANDSAT, à savoir LANDSAT 1, a été lancée en 1972. Les versions se sont, ensuite, enchainées, grâce au progrès technologique notable des capteurs qui y sont embarqués. On est passé de la caméra **RBV** (Return Beam Vidicon) et du radiomètre multispectral **MSS** (Multi-spectral Scanner) pour les LANDSAT 1, 2 et 3 au radiomètre **TM** (Thematic Mapper) pour les générations 4, 5 et au capteur **ETM +** (Enhanced Thematic Mapper Plus), embarqué sur le Landsat 7. Ce dernier est un capteur multi-spectral à huit bandes spectrales, différencié de ces prédécesseurs par l'amélioration de la résolution spatiale de ces bandes (30 m) et la présence d'une bande panchromatique à 15 m (Tab. 1).

Radiomètre	Bandes	Fourchette spectrale	Résolution
ETM+ thermal	**TM 1**	0,45 - 0,52 µm (Bleu)	30 m
	TM 2	0.52 – 0.60 µm (Vert)	30 m
	TM 3	0,63 - 0,69 µm (Rouge)	30 m
	TM 4	0,76 - 0,90 µm (Proche infrarouge)	30 m
	TM 5	1,55 - 1,73 µm (Infrarouge moyen)	30 m
	TM 7	2,08 - 2,35 µm (Infrarouge moyen)	30 m
	TM 6	10,4 - 12,5 µm (Infrarouge thermique)	60 m
	TM 8	0,52 - 0,9 µm (Panchromatique)	15 m
Dimension de la scène : 185 km, Altitude : 705 Km, Cycle orbital : 16 jours			

Tableau 1. Caractéristiques d'une scène LANDSAT 7 ETM.
(NASA, 2009 et GLCF, 2010)

Le grand potentiel de l'image LANDSAT est dû à sa richesse spectrale. Cette dernière est valorisée en faisant des rapports entre les réflectances de deux bandes différentes, ou en effectuant des compositions colorées. Par ailleurs, les scènes Landsat ont un large domaine d'application selon :

- La bande spectrale utilisée (TM1 par exemple pour la couleur des océans, la concentration en chlorophylle et la charge en sédiment ; les micro-ondes pour les études géologiques ; le Visible et le proche infrarouge pour la caractérisation de la végétation)…;
- Le ratio calculé (par exemple 1/2 ou 2/1 pour la discrimination des roches riches en oxyde de fer ; 7/5 : différenciation des argiles…) ;
- Les compositions colorées (la composition 321 (RVB) par exemple est dite image en couleur naturelle. Elle est utilisée comme première image dans l'analyse et la localisation spatiale ; la composition 453 (RVB) facilite la distinction entre différents types de végétation ; la composition colorée 742 (RVB) est très utilisée en géologie (pour la différenciation entre les différents types de roches)

Dans la présente étude, une scène LANDSAT 7 ETM+ *datant du 13/12/1999* du WRS2 (World ReferenceSystem) de LANDSAT, caractérisée par le couple Path/Row 190/037 et enregistrée en format .GEOTIFF (**T**agged **I**mage **F**ile **F**ormat) est utilisée. Les différentes bandes sont en coordonnées géographiques et sous le système géographique WGS 84 (**W**orld **G**eographic **S**ystem). Le niveau de traitement de l'image acquise est L2G (ayant obéit à des corrections radiométriques (niveau de traitement L1G) et à une orthorectification). Il s'agit de la meilleure qualité disponible en matière de traitement pour les sources gratuites.

1.1.1.2. Modèle numérique de terrain : MNT SRTM

« Le MNT (Modèle Numérique de Terrain) est une représentation numérique du terrain en terme d'altitude » (Charleux Demargne, 2001). Il permet de « modéliser » la surface topographique pour une zone géographique donnée.

La campagne Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), couvrant 80% des terres émergées (http://srtm.csi.cgiar.org/), est le fruit de la collaboration entre la NASA ((National Aeronautics and Space Administration) et la NGA (National Geospatial-Intelligence Agency (ex-NIMA)). Ces données altimétriques ont été recueillies, au cours d'une mission de 11 jours en février 2000, effectuée par la navette spatiale Endeavour (STS-99), à une altitude de 233 km (Rabus et al., 2003 ; Bourgine et Baghdadi, 2005 ; Jordan et al., 2005 ; Mantenelli et al., 2009 ; Nasa, 2009 ; Shortridge et Messina, 2011). Cette campagne se sert de la technique de l'interférométrie radar IFSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) (Nasa, 2009). Le développement, qu'a connu internet à haut débit a rendu accessible plusieurs données gratuites dont les données SRTM, mises à disposition du grand public en 2003 par la NASA, sous la version actuelle 4.
Cette base de données à couverture mondiale (SRTM 3), dont la résolution est de 3 secondes d'arc (approximativement de 90 m à l'équateur) succède aux MNT GTOPO 30 à 1 km de résolution approximative à l'équateur. Une couverture plus précise, à savoir 1 seconde d'arc (approximativement 30 m à l'équateur) existe sur les états unis d'Amérique et leurs environs (NASA, 2009).

Les données altidunales utilisées à savoir SRTM3 sont fournies avec une précision verticale variant de 10 à 30 m dans une grille de 90*90 m par cellule et une erreur RMSE de +/- 5 à 20 m (Miliaresis et Paraschou, 2005). Elles ont été téléchargées sous format .hgt , en coordonnées géographiques, avec un espacement matriciel de 3'' (0.0008333°) et géoréférencées sous le système géodésique WGS84 (*World Geodetic System*, 1984). Elles ont été, ensuite, projetées en UTM zone 32 N et réechantillonnées avec un espacement matricielle de 50 m dans le but d'améliorer la qualité du MNT à l'affichage.

1.1.2. Cartes topographiques

1.1.2.1. Echelle 1/50 000

Dénomination	Auteurs	Année
Houmet Essouk (n°148), Midoum (n°149), Jorf (n°159), Sidi Chamakh (n°160), Zarzis (n°171)	Service topographique	1966
Bougrara (n°170)		1971

Tableau 2. Liste des cartes topographiques au 1/50 000 disponibles

1.1.2.2. Echelle 1/100 000

Dénomination	Auteurs	Année
Mareth (n°83), Matmata (n°91), Medenine (n°92), Zarzis (n°93), Ajim (n°94), Ghomrassen (n°99), Kirchaou (n°100), Ben Guerdane (n°101), Foum Tataouine (n°108), Sidi Toui (n°109)	Service géographique de l'armée française	1905-1930

Tableau 3. Liste des cartes topographiques au 1/100 000 disponibles

1.1.3. Cartes géologiques

1.1.3.1. Echelle 1/50 000

Dénomination	Auteurs	Année
Houmet Essouk (n°148), Midoum (n°149), Jorf (n°159), Sidi Chamakh (n°160) et Zarzis (n°171)	J.P. Perthuisot	1985

Tableau 4. Liste des cartes géologiques au 1/50 000 disponibles

1.1.3.2. Echelle 1/100 000

Dénomination	Auteurs	Année
Mareth (n°83),	H.Ben Ouezdou et al.	1984
Ajim (n°84),	Y.Jedoui et J.P. Perthuisot	1994
Matmata (n°91),	H. Zouari et al.	1984
Medenine (n°92),	S. Bouaziz	1988
Zarzis (n°93)	Y. Jedoui et J.P. Perthuisot	1996
Ghomrassen (n°99),	S. Bouaziz et al.	1985
Kirchaou (n°100),	S. Bouaziz	1988
BenGuerdane (n°101)	Y. Jedoui et S. Bouaziz	1996
FoumTataouine (n°108)	S. Bouaziz et J. Mello	1984
Sidi Toui (n°109)	S. Bouaziz	1994

Tableau 5. Liste des cartes géologiques au 1/100 000 disponibles

1.2. Données de subsurface

1.2.1. Puits pétroliers

Pour la localisation géographique des puits, merci de se référer à la Fig.36 B

1.2.1.1.Puits de la Jeffara orientale

Désignation	Permis Opérateur	Catégorie	Année	Objectifs	Prof. totale (m)	Formation d'arrêt	Etat
W23	Kirchaou S.E.R.E.P.T ETAP	Exploration	1988	Zebbag (Cénomanien) Trias Moyen et Inf (Foum Argoub) Orbata (Aptien)	3827	Trias Moyen	Bouché abandonné
W 16	Kirchaou Elf Aquitaine	Exploration	1983	Cambro-Ordovicien, Permien Cup et Permien Inf et Carbonifère Sup et Carbonifère inf	4247	Ordovicien	Bouché abandonné
W17	Zarzis S.I.T.E.P	Exploration	1966	Trias gréseux et série paléozoïque	3800	Ouled Chebbi (Trias inf)	Bouché abandonné
W24	Kirchaou E.A.T	Exploration	1985	Reconnaissance des séries mésozoïque: Cénomanien, Albo-aptien et Purbecko-wealdien	3735	Jurassique Sup probable	Bouché abandonné
W15	Kirchaou- Ksar Morra S.E.R.E.P.T	Reconnaissance	1957	Etude de la série permo-triasique et les terrains primaires	2989	Ordovicien	Bouché abandonné
W28	Gabes Jerba Ben Guerdane Marathon	Exploration	1984	Crétacé Inférieur	4478.8	Jurassique Moyen	Bouché abandonné
W31	Golf de Gabes S.E.R.E.P.T	Exploration	1968	Eocène et Zebbag	2769.5	Trias	Bouché abandonné
W30	Golf de Gabes S.E.R.E.P.T	Exploration	1968	Eocène, Crétacé Sup.et Jurassique	3424.5	Trias	Bouché abandonné

Tableau 6. Inventaire des puits pétroliers couvrant la Jeffara orientale

(Rapports géologiques finaux des puits W23, W16, W17, W24, W15, W28, W31, W30, ETAP)

1.2.1.2. Puits du permis Ksar Haddada

Puits	Permis Opérateur	Catégorie	Année	Prof. totale (m)	Objectifs	Formation d'arrêt	Etat actuel
W3	Ksar Hdada Continental oil compagny of Tunisia	Exploration	1978	2468	Acacus	Ordovicien	Sec Abandonné
W1	Ksar Hdada Union Texas Tunisia	Exploration	1984	2307	Etude géologique	Silurien Inf. (Tannezuft)	Sec Abandonné
W2	Ksar Hdada Union Texas Maghreb	Exploration	1995	2000	Acacus Trias Inf.	Silurien Sup. (Tannezuft)	Sec Abandonné

Tableau 7. Inventaire des puits couvrant le Sud du Permis Ksar Haddada (SE Jeffara)

(Rapports géologiques finaux des puits W3, W1 et W2, ETAP)

1.2.2. Lignes de sismique réflexion 2D

1.2.2.1.Couverture de la Jeffara orientale

Campagne	Lignes	Opérateur Contracteur	Source	Date	Qualité
MT	P12, P15, P2, P3, P10, P5, P1	MOBIL Command Ray Geophysic	Dynamite	1974	Médiocre (Lignes sacannées)
MTB	P13, P11, P7	MOBIL Command Ray Geophysic	Dynamite	1974	moyenne
82-KR	P8	Elf Aquitaine CGG	Vibroseis	1982	moyenne
81-KR	P4, P16, P6, P14	Elf Aquitaine CGG	Vibroseis	1981	moyenne
M84	P17, P18, P19, P20, P21,	Marathon GECOPRAKLA/CFPS	Airgun	1984	Bonne
M82	P1025, P2036	Marathon SEISCOM/GECOPRAKLA	Airgun	1982	Bonne

Tableau 8. Caractéristiques techniques des campagnes de sismique réflexion 2D disponibles sur la Jeffara orientale

(Rapports techniques des campagnes MT, MTB, 82KR, M84, M82, ETAP)

1.2.2.2.Couverture du permis Ksar Haddada

Les profils sismiques interprétés couvrant le permis Ksar Haddada appartiennent à deux campagnes sismiques effectuées par les différentes sociétés pétrolières ayant opéré dans ce permis (B93 et UT82).

La campagne B-93 est caractérisée par des lignes sismiques orientées Nord - Sud et Est – Ouest, avec un maillage serré de 900 m dans la direction NS et un maillage distant de 4 km dans la direction E-W.

Quant à la campagne UT – 82, elle n'est présente que dans la partie nord de la zone interprétée. Elle est constituée de lignes sismiques tirées suivants deux directions NW – SE et NE – SW, caractérisées par un maillage distant, qui atteint en moyenne 3 km.

La couverture sismique atteint 18 Km * 18 km.

Opérateur	Contracteur	Campagne	Source	Date	Qualité
BRABANT	WESTERN	B 93	-	1994	Moyenne à bonne
UNION TEXAS	CGG	UT 82	VIBROSEIS	1982	Moyenne

Tableau 9. Caracteristiques techniques des campagnes B93 et UT82 de sismique réflexion 2D disponibles sur le permis de Ksar Haddada

(Rapports techniques des campagnes B93 et UT82, ETAP)

2. Outils

Les données susmentionnées ont été manipulées par une multitude de logiciels, dont :

- ARCGIS : un SIG conçu par ESRI, permettant de gérer, de créer, d'éditer et de traiter toute sorte d'informations géographiques ;

- ENVI : un logiciel de traitement d'images sattelitales, qui permet de lire, explorer, analyser les données des images satellitales ;
- GEOFRAME 4.3 (CHARISMA, CPS 3) : un logiciel conçu par Schlumberger pour l'interprétation et la modélisation sismique.

Conclusions

Bien que diverses et riches, le caractère multi-échelle et multi-résolution spectrale et/ou spatiale, des données disponibles rend leur manipulation délicate. Leur intégration au sein d'une même base de données géographiques (Géodatabase) s'avère nécessaire, pour effectuer une étude morphostructurale de la Jeffara. Cette dernière se différencie de l'étude morphostructurale classique (missions sur le terrain pour l'étude des stries des failles, des stylolithes, des rejets de failles, pendages des couches…) par l'étude d'objets géomorphologiques associés tels que le réseau hydrographique et le relief, qui sont souvent enregistreurs de la déformation récente (Deffontaines, 1990 ; Deffontaines et Chorowicz, 1991).

Deuxième partie

Apports des données de subsurface à l'étude de la géométrie structurale de la Jeffara par l'analyse de profils de Sismique Réflexion 2D

Chapitre 1 : Présentation de la technique sismique réflexion

Chapitre 2 : Traitement et Interprétation géophysique de la Jeffara

Chapitre 3 : Géologie structurale du bassin de Ksar Haddada (Sud Est de la Jeffara - Tunisie) : Contribution des profils de sismique Réflexion 2D et de la géomatique

Conclusions

Chapitre 1

Présentation de la technique de Sismique Réflexion 2D

Introduction

Bien que couteuse et délicate, la sismique réflexion 2D reste une technique bien répandue dans le domaine de l'environnement, de la sismologie, de l'exploration de l'eau et du pétrole … L'image fournie, après de multiples phases de traitement sismique, constitue une représentation spatiale des discontinuités et des hétérogénéités du sous sol et est d'un intérêt remarquable. Son exploitation par les géophysiens et/ou les géologues permet de déterminer, pour une zone donnée, le contexte structural et géodynamique en cartographiant les failles présentes en profondeur, afin de caractériser et suivre les pièges stratigraphiques permettant l'emmagasinement des hydrocarbures par exemple.

1. Définition

La prospection sismique consiste à produire des séismes artificiels de très faible amplitude à des instants et des endroits prédéterminés (Bédir, 1988). Chaque ébranlement, est provoqué par une explosion ou par un « camion vibreur », les ondes sonores ainsi fournies permettent de repérer des «réflecteurs» dans une zone étroite, à la verticale du point d'origine de l'émission. Les particules en contact direct avec le dispositif source sont alors soumises à un mouvement vibratoire. Elles entraînent dans leur mouvement les particules avoisinantes. L'onde sismique émise en surface se propage, ainsi de proche en proche, dans le sous-sol. Elle est réfléchie et/ou réfractée par les discontinuités des propriétés physiques du sous sol (contrastes de densités et/ou de vitesses) (Abdelkhalek, 2013). Ces «réflecteurs» sont des surfaces qui renvoient les ondes à cause d'un changement assez brutal des propriétés physiques (densité, élasticité) du sous-sol. Ces surfaces de discontinuité peuvent correspondre à des limites de couches sédimentaires, ou des zones hétérogènes au sein d'une même couche.

La sismique exige la présence d'émetteur (source), de capteurs (sismomètres, appelés géophone dans le cas de la sismique onshore), disposés à la surface du sol, qui détectent les ondes remontant en surface et d'un laboratoire d'enregistrement au niveau du quel l'enregistrement sismique est échantillonné suivant le temps d'écoute (T) et la distance émetteur – récepteur, numérisé puis enregistré sur un support magnétique (Fig. 20). Après chaque mesure, on déplace le site d'ébranlement et les capteurs. Les séries de données enregistrées au cours du temps par les récepteurs sont appelées traces sismiques. L'ensemble des traces enregistrées pour un même point de tir est appelé sismogramme (Egreteau, 2005).

En juxtaposant les données obtenues sur une même ligne droite, on obtient un profil sismique, considéré comme une échographie 2D ou 3D du sous-sol, interprétée par les géophysiciens.

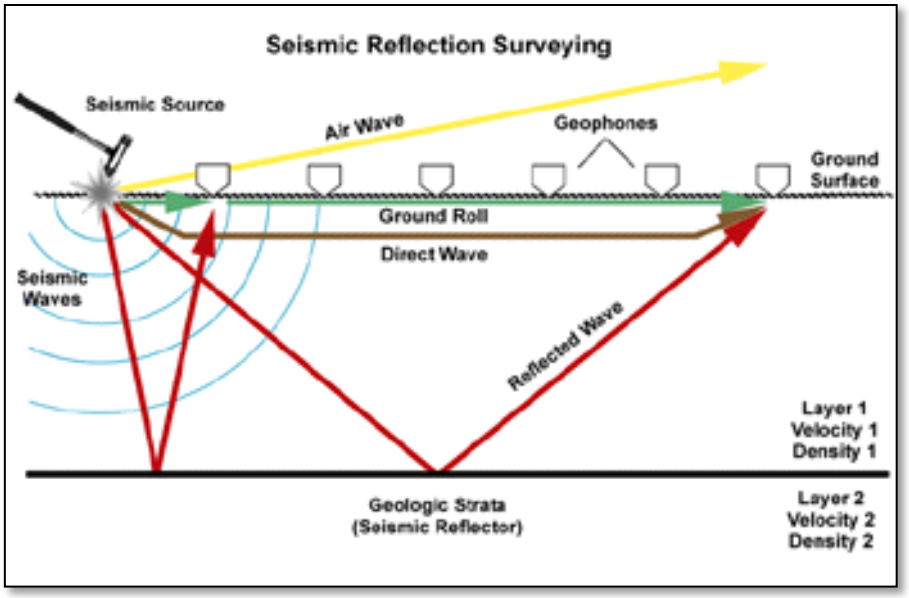

Figure 20. Dispositif opérationnel de la sismique réflexion
(François C., 2001)

2. Traitement des données sismiques

L'objectif du traitement sismique est d'obtenir une échographie 2D ou 3D du sous sol, sous la ligne d'acquisition. Ce processus se déroule généralement en 3 étapes : (1) la phase de pré-traitement. Ensuite, compte tenu du contenu fréquentiel du signal enregistré (Jannane et al., 1989) , il y a (2) la phase de construction du modèle de vitesse initiale, qui servira de support pour la migration (Abdelkhalek, 2013). Elle consiste à obtenir à partir des données enregistrées une information sur la vitesse de propagation des ondes dans le milieu considéré (Egreteau, 2005) et (3) la phase de migration permettant d'obtenir l'image finale haute fréquence fidèle au mieux à la structure et aux propriétés du sol sol (Fig. 21).

2.1. Phase de pré-traitement

Le processus de pré-traitement consiste à éliminer, du signal enregistré, les informations non exploitables pouvant détériorer le résultat final (Abdelkhalek, 2013), d'en garder que les ondes réfléchies et d'augmenter le ratio Signal/Bruit. Parmi les informations indésirables, figurent les ondes multiples, les arrivées directes et les trains d'ondes de surface, tous les bruits urbains, les bruits liés à l'acquisition, les décalages induits par la topographie. . .

2.1.1. Corrections d'amplitude

Les enregistrements sont compensés des effets d'atténuation d'amplitude et de variabilité des récepteurs, en tenant compte du fait que le signal sismique subit une décroissance en fonction

de la distance de propagation à l'émission et au passage de chaque interface. Par ailleurs, pour compenser les effets d'atténuation d'amplitude et de variabilité des récepteurs, une loi de gain en temps sur chacune des traces sera appliquée, en déterminant le coefficient de multiplication des amplitudes des tirs, qui soit en fonction uniquement du numéro de la trace dans le tir (Egreteau, 2005).

2.1.2. Corrections dynamiques (NMO)

La correction dynamique compense l'effet d'obliquité des trajets. Elle ramène les temps d'arrivée des réflexions à ceux de traces à déport nul (source et récepteur confondus). Les temps sont alors ceux que l'on aurait observés avec un capteur de déport nul, confondu avec la source. La correction dépend du déport h qui sépare source et récepteur et du temps t d'arrivée de l'onde réfléhie (Egreteau, 2005).

2.1.3. Corrections de pendage (Dip Move Out, DMO)

Les corrections de pendage sont ainsi définies : « Si les pendages sont plus importants, il est nécessaire de transformer les collections point-milieu en collection point - miroir de façon à ce que chaque collection point-milieu contienne les arrivées réfléchies provenant du même point miroir » (Mari et al., 1997). Aprés les corrections dynamiques, les arrivées réfléchies apparaissent sur les traces d'un même point-milieu à des temps ' t'. Cela permet la transformation des sections à déport constant en sections à déport nul (Egreteau, 2005).

2.2. Phase de construction du modèle de vitesse initiale

Le modèle de vitesse initiale servira de support pour l'opération de migration. La technique basée sur l'analyse des vitesses de sommation définissant la correction de la courbure indicatrice (NMO : Normal Moveout) sera suffisante pour avoir une idée préliminaire sur la structure de la subsurface (Yilmaz, 2001) et cela dans le cas d'un milieu défini par des couches sédimentaires horizontales.
Dans un milieu plus complexe, le modèle de vitesse initial est construit par la tomographie par temps de trajet par pointage manuel des informations (Bishop et al., 1985), par l'analyse de vitesse et par la migration (MVA) (Abdelkhalek, 2013).

2.3. Phase de migration

C'est le problème inverse de la modélisation sismique. Elle consiste à replacer des évènements observés en surface en temps en leur véritable position pour reproduire une image du sous sol (Abdelkhalek, 2013). Il s'agit donc de déplacer de manière imaginaire en profondeur les sources et les réflecteurs jusqu'à focalisation des sismogrammes sur les réflecteurs (Egreteau, 2005).

En sismique 2D, chaque point diffractant donne naissance à une hyperbole de diffraction. Sachant que chaque réflecteur est considéré comme une infinité de points diffractants, le processus de migration permet de refocaliser chacune de ces hyperboles en son apex.

L’image migrée du sous-sol, peut s’exprimer en fonction du temps (migration en temps) ou de la profondeur (migration en profondeur).

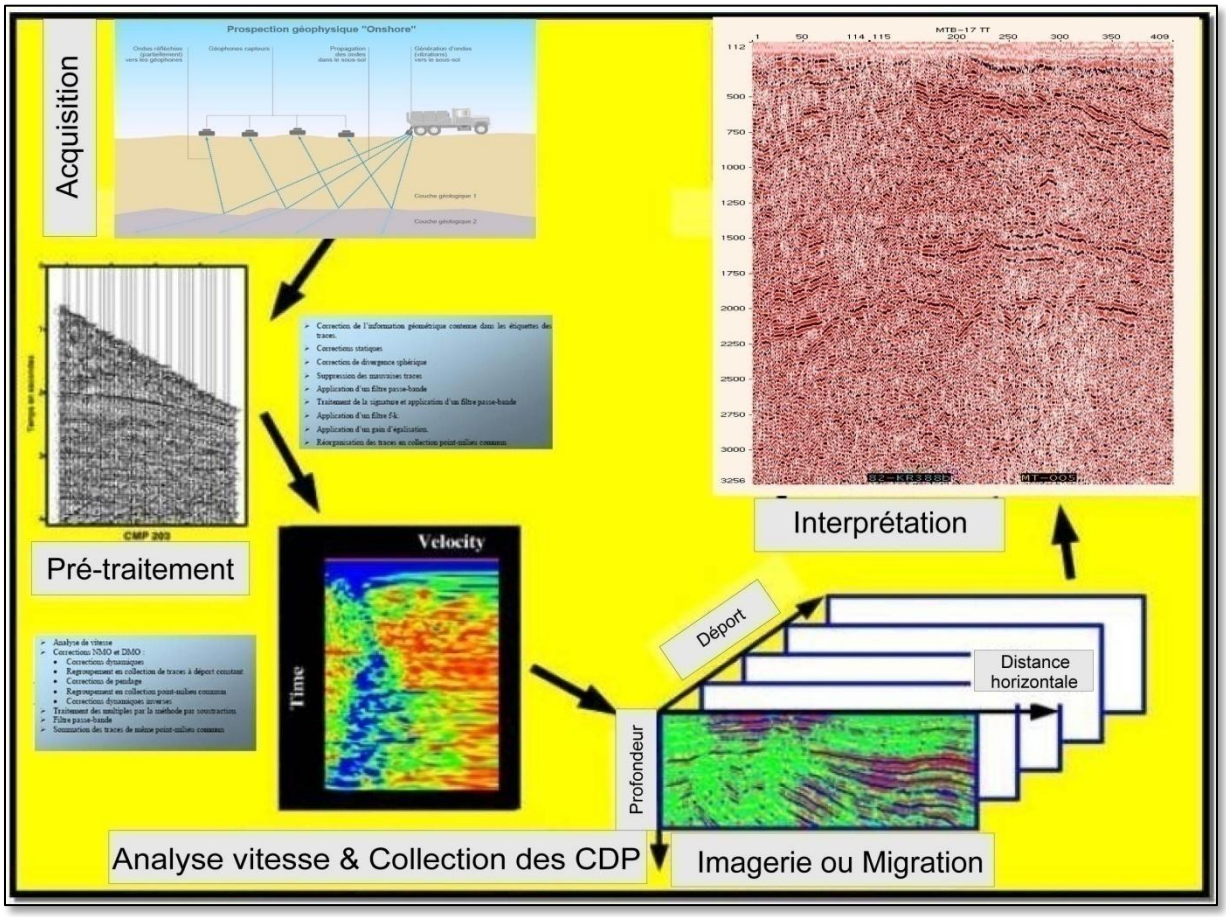

Figure 21. Diagramme illustrant les différentes phases de traitement sismique (modifiée, François, 2001 et Egreteau, 2005)

2.4. Propagation des ondes sismiques

L’effet des ébranlements émis en surface se propage dans le sous sol sous la forme d’ondes de surface et d’ondes de volume. Les premières se propagent dans l’interface sol-air (ondes de Love, de Rayleigh…) avec une amplitude relativement importante dans les couches superficielles, qui décroît de façon exponentielle avec la profondeur. Quant aux ondes de volume, elles se propagent dans le sous sol. Parmi lesquelles, on distingue les ondes de compression (mouvement parallèle à la direction de propagation, ondes P) et les ondes de cisaillement (mouvement perpendiculaire à la direction de propagation, ondes S) (Fig. 22).

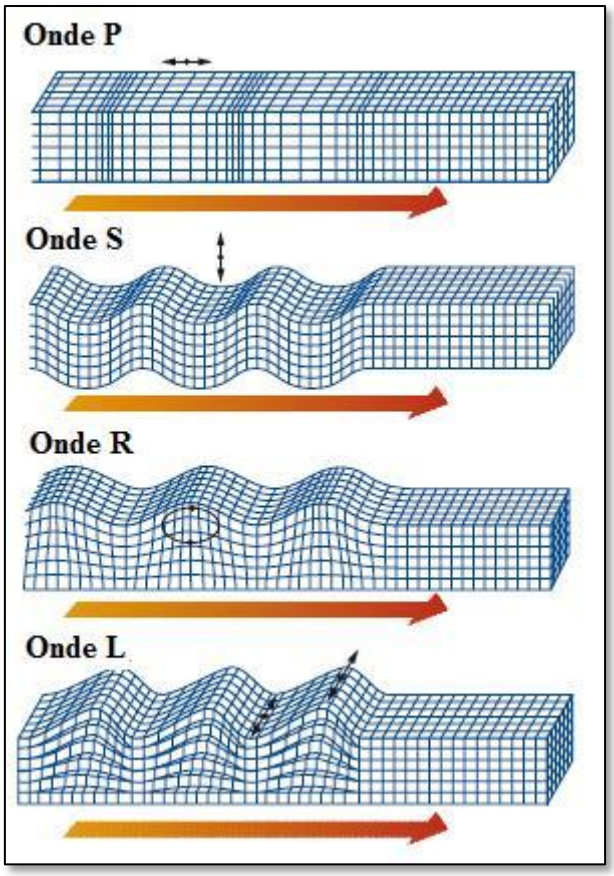

Figure 22. Comportement des ondes de surfaces et des ondes de volume suite à un ébranlement émis en surface
(modifiée, Treccani enciclopedia)

2.5. Sismique des puits

Il s'agit de transformer les données sismiques de puits en informations utiles pour l'interprétation et le calage de la sismique de surface. Il faut pour cela améliorer la résolution de la sismique et l'imagerie sismique quantitative, de nature structurale (par exemple, le pendage et l'azimut des interfaces géologiques en utilisant les données sismiques vectorielles) ou litho-stratigraphique (en particulier, les traitements en amplitudes préservées) autour des puits. Les résultats ainsi obtenus sont particulièrement importants pour comprendre la géologie et son impact sur la propagation des ondes, ainsi que pour étalonner le traitement de la sismique de surface et interpréter les résultats obtenus.

2.5.1. Sismosondage

C'est une opération réalisée pour déterminer le temps vertical de propagation d'une onde émise en surface par une source sismique, et enregistrée par un géophone de puits ancre. La source utilisée doit être répétitive, de préférence caractérisée par un signal bref à départ net et à spectre large. Le capteur est soit un hydrophone pour une opération en offshore, soit un géophone pour une opération onshore (Ergeteau, 2005).

2.5.2. Profil sismique vertical (PSV)

Le PSV est une opération, pour laquelle un signal sismique émis à la surface du sol, est enregistré par un géophone, situé successivement à différentes profondeurs dans le puits. La source étant toujours sur la même verticale que le géophone, quelque soit sa profondeur (François, 2001) (Fig. 23) :

- Pour les puits forés verticalement, la source à une position fixe ;
- Pour les puits forés déviés, la source à une position variable horizontalement ;
- Si la source est située près du puits, le PSV permet d'estimer la réflectivité des différents miroirs, la déformation de l'impulsion au cours de la propagation, l'importance relative des réflexions multiples. Le PSV à faible déport est un outil excellent pour optimiser le traitement de la Sismique Réflexion. Il permet par exemple d'améliorer l'enlèvement des multiples ou d'optimiser la déconvolution des signaux (Egreterau, 2005) ;
- Si la source est située à une certaine distance du puits (quelques centaines de mètres), le PSV s'appelle alors PSO (Profil Sismique avec Offset) ; il permet d'obtenir des informations sur les structures situées au voisinage du puits.

Une fois l'opération de calage effectuée, les horizons sont suivis et corrélés sur l'ensemble de la maille sismique des profils (Bedir, 1995).

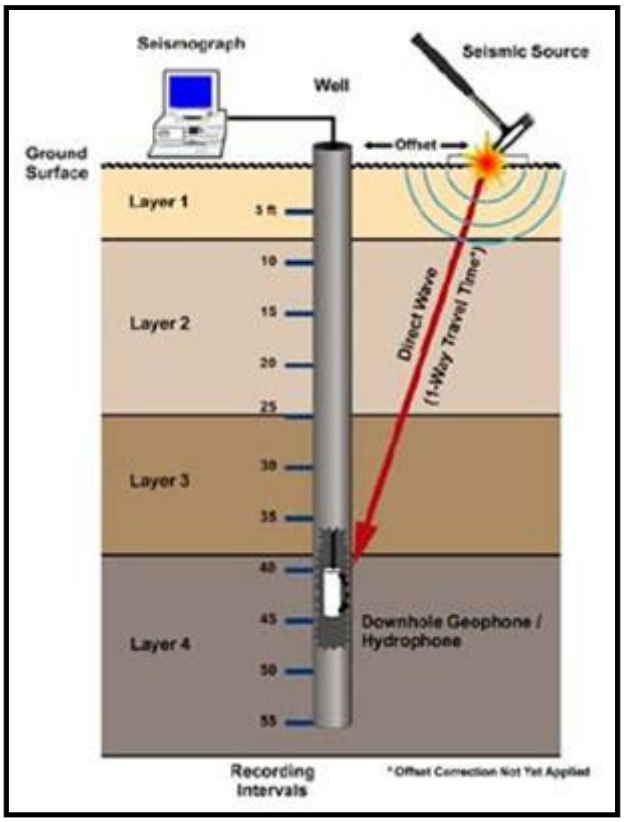

Figure 23. Dispositif schématique VSP (Vertical Seismic Profile)
(François, 2001)

Conclusions

Il apparaît au fil de la bibliographie que la qualité de l'interprétation sismique est fortement dépendante : (1) de la qualité de la ligne migrée, obtenue suite aux différentes phases de traitement des données sismiques et (2) de l'opération de calage, basée sur les PSV des puits pétroliers disponibles. Cette dernière se montre nécessaire pour identifier les réflecteurs présents sur les sections de sismique réflexion 2D disponibles, permettant une inteprétation structurale de la Jeffara.

Chapitre 2

Interprétation géophysique de lignes directionnelles de sismique réflexion 2D disponibles sur la Jeffara orientale

Introduction

Dans le but de suivre l'évolution latérale et verticale des séries sédimentaires et de détecter le rôle de la tectonique cassante dans la structuration du bassin de la Jeffara tunisienne, une étude géophysique par sismique réflexion 2D a été réalisée. Dans cette dernière, différentes lignes directionnelles couvrant la région étudiée sont interprétées. Avant de procéder à l'opération d'interprétation, qui permet d'identifier les réflecteurs sismiques et de déceler les failles présentes sur la section sismique, le calage des sections sismiques disponibles s'avère nécessaire.

1. Logiciels utilisés

GEOFRAME 4.3 - Schlumberger : Module CHARISMA : Module d'Interprétation

2. Calage

L'interprétation d'un profil sismique est rendue délicate par la méconnaissance de la nature exacte des surfaces qui réfléchissent les ondes et de leur profondeur. Les données recueillies sont les temps d'aller-retour des ondes « Temps Double (Two Way Time, TWT) », qui dépendent de la célérité de ces ondes dans les différentes roches qu'elles traversent. Pour affiner l'interprétation des profils obtenus, on a recours à la technique de calage qui consiste à établir une corrélation entre le temps double recueilli et la profondeur du réflecteur, à partir d'un puits. Cette technique permet d'édifier un lien étroit entre les données géologiques d'un forage, par exemple, et les données sismiques de surface (Sebei et al.; 2007) et d'extrapoler les résultats pour les zones situées entre les forages. Le calage est, ainsi, effectué par la superposition de la colonne lithologique, des diagraphies acoustiques sur la section sismique de surface à la position d'un puits, ce qui permet d'identifier les horizons traversés par un profil sismique.

Pour le calage des lignes directionnelles disponibles sur la Jeffara orientale, les valeurs des points de tirs (chekshots) issus des VSP (profondeurs et valeurs correspondantes en TWT) des puits disponibles, dont 3 puits offshore (W31, W30 et W28) et 4 puits onshore (W23, W24, W17 et W15) ont été saisies sur CHARISMA. Dans le but d'uniformiser les surfaces de référence entre les puits onshore, prenant le Ground Level (GL) ou le Kelly Bushing (KB)

comme origine des temps et des profondeurs et les puits offshore caractérisés par le Sub Sea (SS) comme surface de référence, le niveau marin (SS) a été pris comme origine des temps et des profondeurs pour la totalité des puits. Par conséquent, les paramètres introduits au cours de l'opération de calage sont : TVD (m) / SS et TWT (ms) / SS.

Les tableaux qui suivent illustrent la relation Temps – Profondeur pour chaque horizon pointé dans les puits utilisés (Tab. 10, 11, 12, 13, 14, 15 et 16).

Remarquons que pour les puits offshore, les découpages de l'opérateur Ecumed des puits W28, W30 et W31ont été adoptés.

W31			
Réflecteurs	**TVD/KB**	**TVD/SS**	**TWT/SS**
Oued bel Khedim	151	128	136
Melquart	176	153	160
Mahmoud	397	374	382
Ketatna	710	687	688
Fortuna	1172	1149	984
Tanit	1275	1252	1050
Zebbag discorandance	1563	1540	1196
Smida	1657	1634	1248
Krachoua	1805	1782	1324
Mestaoua	1950	1927	1400
Horizon B	2278	2255	1532
Bhir	2303	2280	1540
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau mer ; TVD (m): Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; SRD : Surface Reference Datum ; KB (m) : 23 m			

Tableau 10. Relation Temps – Profondeur dans le puits W31

(Rapport VSP du puits W31, ETAP)

W30			
Réflecteurs	**TVD/KB**	**TVD/SS**	**TWT/SS**
Oued bel Khedim	260	237	228
Melquart	285	262	252
Beglia	572	548	527
Mahmoud	690	666	640
Ketatna	973	949	940
Tanit	1716	1692	1326
Upper Aleg	1960	1936	1472
Bireno	2200	2176	1654
Annaba	2226	2202	1664
Zebbag discordance	2277	2253	1690
Orbata discordance	2577	2253	1812
Tlalett discordance	2610	2586	1824
Smida	2707	2683	1864
Krachoua	2870	2846	1936
Mestaoua	3017	2993	1996
Horizon B	3364	3340	2130
Bhir	3390	3366	2140
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau mer ; TVD (m): Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; SRD : Surface Reference Datum ; KB (m) : 24 m			

Tableau 11. Relation Temps – Profondeur dans le puits W30

(Rapport VSP du puits W31, ETAP)

W28			
Réflecteurs	**TVD/KB**	**TVD/SS**	**TWT/SS**
Oued bel Khedim	310	281	292
Melquart	387	358	360
Beglia	556	527	516
Mahmoud	740	711	686
Ain Ghrab	1176	1147	1068
Ketatna	1220	1191	1098
Salambo	1508	1479	1276
Fortuna	1716	1687	1430
Tanit	1767	1738	1466
Abiod	2120	2091	1697
Upper Aleg	2346	2317	1818
Bireno	2924	2895	2232
Annaba	3040	3011	2278
Zebbag discordance	3130	3101	2325
Orbata discordance	3842	3813	2859
Sidi Aich discordance	3983	3954	2630
Bouhedma	3990	3961	3635
Meloussi	3995	3966	2633
M'rabtine discordance	4070	4041	2670
Tlalett	4298	4269	2760
Smida	4414	4385	2808
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau mer ; TVD (m): Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; SRD : Surface Reference Datum ; KB (m) : 29 m			

Tableau 12. Relation Temps – Profondeur dans le puits W28

(Rapport VSP du puits W28, ETAP)

NB : Le découpage adopté pour les puits onshore (W23, W15, W24 et W17) est celui des rapports géologiques finaux des opérateurs :

W24				
Réflecteurs	**TVD/GL**	**TVD/SS**	**TWT/GL**	**TWT/SS**
Segui	37	19	36	18
Oum Dhouil	214	206	212	194
Bouloufa	317	299	316	298
Aleg	401	383	398	398
Zebbag (Gattar)	1767	1750	1212	1194
Foum Argoub	2502	2484	1498	1479
Barrani	2540	2522	1514	1496
Sidi Aich	2631	2613	1546	1528
Purbecko-wealdien	2817	2799	1630	1612
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau mer ; TVD (m): Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; SRD : Surface Reference Datum ; SRD : Surface Reference Datum : GL ; GL : 18 m				

Tableau 13. Relation Temps – Profondeur du puits W24

(Rapport VSP du puits W24, ETAP)

W15				
Réflecteurs	**TVD/KB**	**TVD/SS**	**TWT/KB**	**TWT/SS**
Permien Supérieur	276	199	172	124
Permien Moyen	1120	1043	698	650
Permien Inférieur	1974	1897	1230	1182
Carbonifère Supérieur	2180	2103	1358	1311
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau mer ; TVD (m): Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; SRD : Surface Reference Datum : KB ; KB = 77 m				

Tableau 14. Relation Temps – Profondeur du puits W15

(Rapport VSP du puits W15, ETAP)

W17				
Réflecteurs	**TVD/KB**	**TVD/SS**	**TWT/KB**	**TWT/SS**
Oum Dhouil	195	177	121	108
Ain Ghrab	500	482	310	297
Fortuna	585	567	362	350
Aleg	652	634	404	392
Zebbag (Gattar)	865	847	536	523
Ajaj	920	902	570	558
Azizia	1795	1777	1112	1100
Ras Hamia	2435	2417	1376	1364
Ouled Chebbi	3527	3509	1993	1981
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau mer ; TVD (m): Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double SRD : Surface Reference Datum : KB ; KB : 18 m				

Tableau 15. Relation Temps – Profondeur dans le puits W17

(Rapport VSP du puits W17, ETAP)

W23 Puits dévié à partir de 1000 m de profondeur				
Réflecteurs	**MD/GL**	**TVD/SS**	**TWT/GL**	**TWT/SS**
Oum Dhouil	227	202	164	146
Bouloufa	272	247	197	179
Aleg	527	502	382	363
Bireno	1602	1577	1160	1142
Beida	1730	1705	1220	1201
Zebbag (Gattar)	2076	2051	1340	1322
Foum Argoub	2797	2772	1638	1620
Barrani	2843	2818	1660	1642
Sidi Aich	2857	2832	1680	1662
Wealdien	2947	2922	1698	1680
M'rabtine	3034	3009	1740	1722
Ghomrassen	3350	3325	1876	1858
Khechem el Miit	3437	3412	1914	1896
Beni Oussid I, II	3578	3553	1956	1938
Techout	3740	3715	2045	2026
Krachoua	3866	3841	2113	2096
Mhira/Ras Hamia	4103	4078	2243	2225
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau mer ; TVD (m): Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; SRD : Surface Reference Datum : GL ; GL : 25 m				

Tableau 16. Relation Temps – Profondeur dans le puits W23

(Rapport VSP du puits W31, ETAP)

3. Interprétation des profils de Sismique Réflexion 2D disponibles

Des lignes de Sismique Réflexion 2D disponibles (ETAP), de directions NW – SE et NE – SW, sont nouvellement interprétées et figurent ci-dessous :

3.1. Profils P1 de direction NE –SW

L'interprétation du profil P1 de direction NE-SW décèle des réflecteurs, localement suivis, avec un pendage apparent vers le NE. La partie SW du profil, est décrite par la présence d'une zone transparente, caractérisée par des réflecteurs fréquemment entrecoupés par une multitude de failles. Vers le NE, les réflecteurs se trouvent entrecoupés par des failles à forte composante verticale. Cette ligne souligne la présence de denses réseaux de failles décrochantes à composante verticale, dont la fréquence est plus élevée vers le SW et l'ampleur de la composante normale est plus importante vers le NE (Fig. 24).

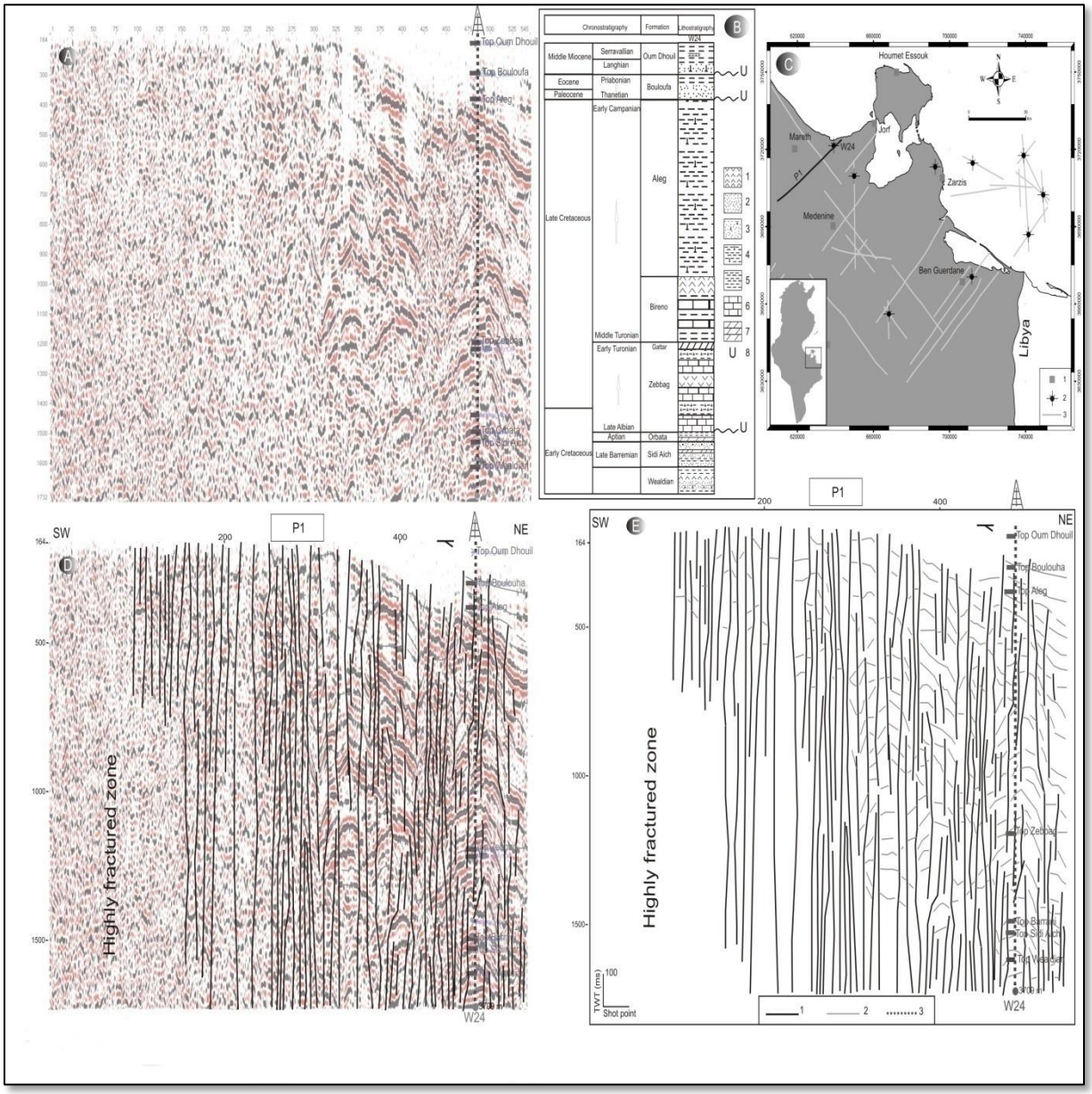

Figure 24. (A) Profil sismique P1 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W24 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (C) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur, 3. Colonne lithostratigraphique). *Noter les structures tectoniques verticales et les pendages des couches sédimentaires vers le NE, qui soulignent la composante décrochante transtensive.*

3.2. Profils P2 de direction NE-SW et P3 de direction N-S

Le profil P2 de direction NE – SW (NE à gauche), révèle une zone caractérisée par une grande continuité des réflecteurs sismiques, pentés vers le NE et par conséquent moyennement fracturée. Cette ligne caractérise, entre les CDP (commun depth point) 450 et

600, la présence d'une zone transparente et fortement pentée avec une dissymétrie des réflecteurs sismiques de part et d'autre. Cette géométrie est caractéristique d'un couloir de failles décrochantes transtensive. La ligne P3 de direction N-S est oblique par rapport aux structures, elle met toutefois en évidence des réflecteurs paléozoïques relativement continus entrecoupés par des failles verticales interprétées comme décrochantes (Fig. 25).

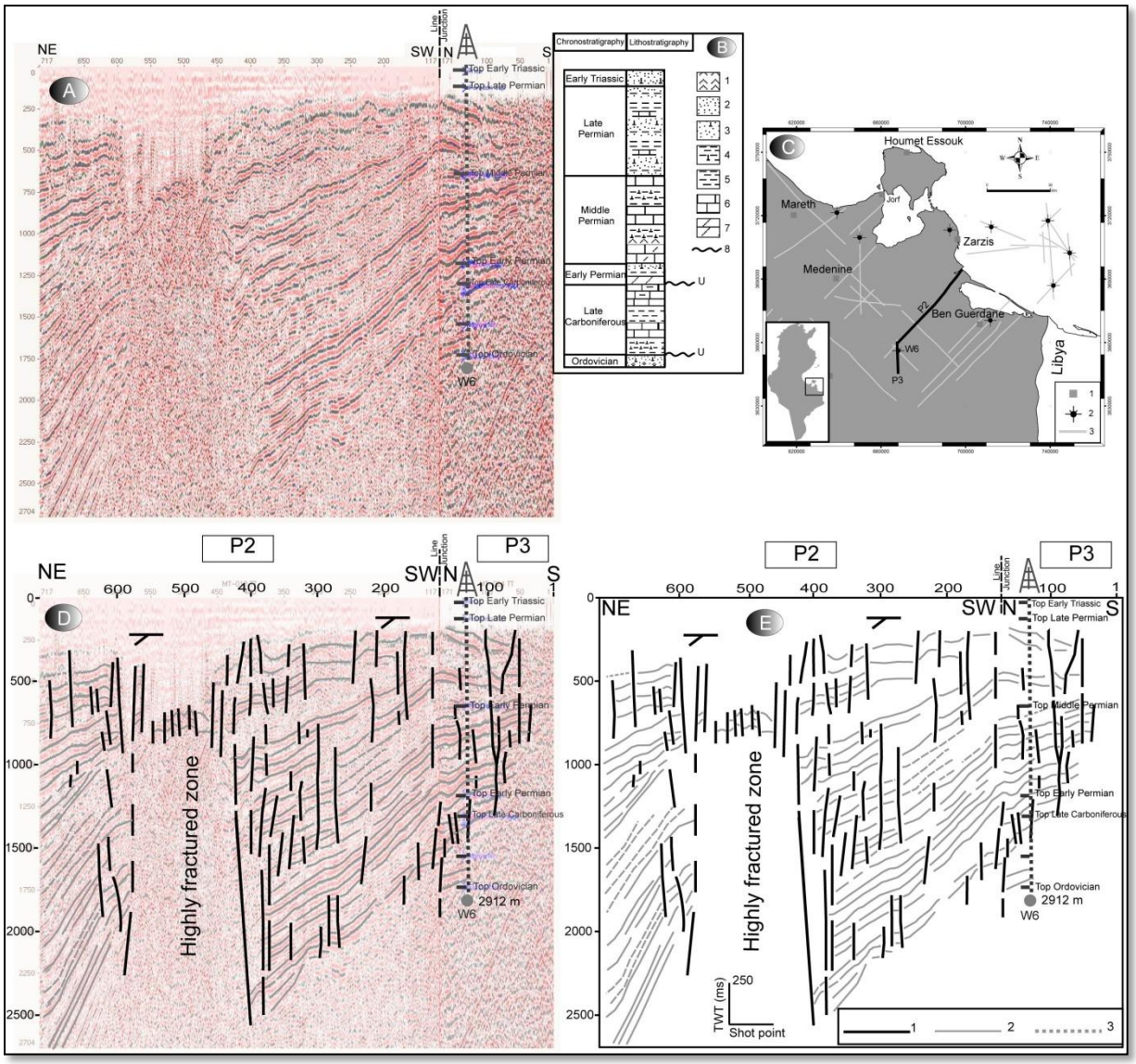

Figure 25. (A) Profils sismiques P2 et P3 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W15 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (C) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur, 3. Colonne lithostratigraphique). *Noter le pendage des couches sédimentaires ves le NE et la dissymétrie des réflecteurs qui montrent la présence d'un couloir majeur de failles décrochantes transtensives.*

3.3. Profil P4 de direction NE-SW

La ligne P4 de direction NE-SW (NE étant à gauche) est située, plus au Sud et les formations suivies présentent un pendage général apparent vers le NE (vers Bahiret el Bibane). La section sismique souligne quatre zones à réflecteurs continus, séparées par des « couloirs » où la fracturation verticale est importante et des réflecteurs, verticalement, tronqués et discontinus. Les zones de cisaillements sont situées successivement du NE au SW entre les CDP 1000 et 920, 850 et 660, 500 et 350 et 202 et 1.

Ce profil souligne la présence d'une multitude de couloirs de décrochements de direction NW-SE avec une composante verticale notable (vers le NE du CDP 500), entrecoupant les formations, qui pentent vers le NE (Fig. 26).

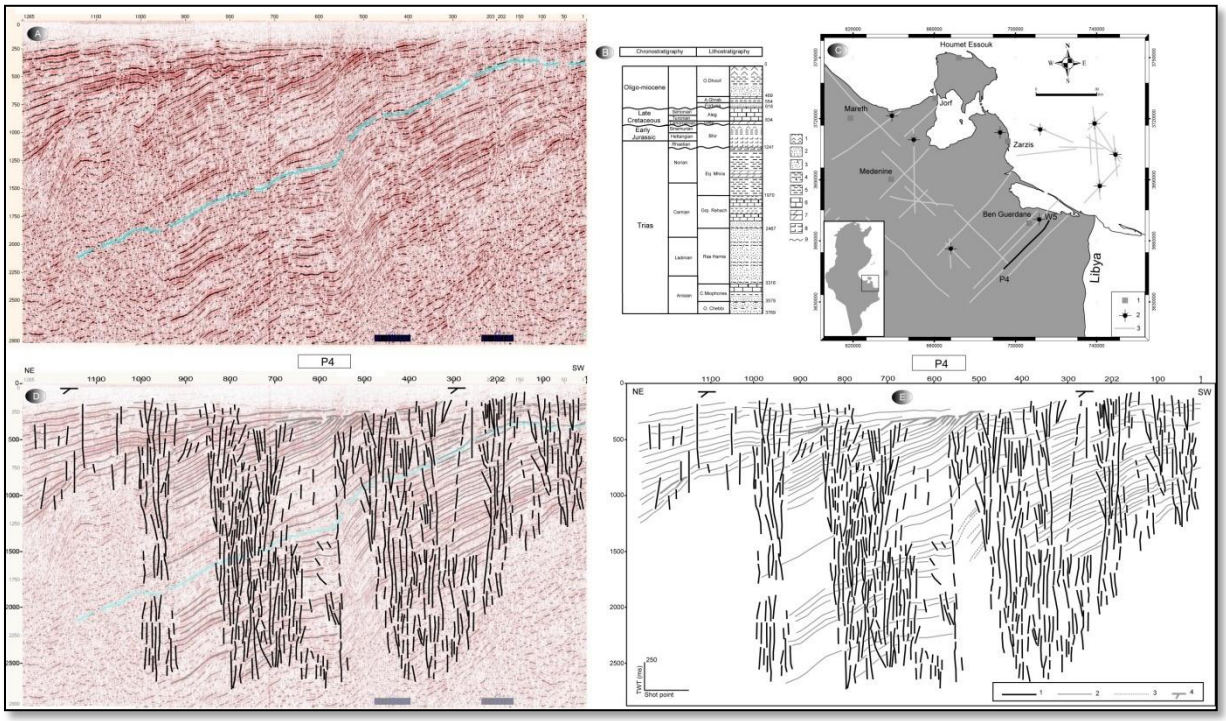

Figure 26. (A) Profil sismique P4 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W17 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (C) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur). *Noter les structures tectoniques verticales, s'organisant en couloirs de décrochements, et les pendages des couches sédimentaires vers le NE, qui montrent la présence d'une composante décrochante transtensive.*

3.4. Profil P5 de direction NE – SW

L'interprétation du profil P5 de direction NE-SW met en évidence des réflecteurs discontinus, avec un pendage apparent vers le NE. Les réflecteurs se trouvent, complètement, hachés par des denses réseaux de failles décrochantes d'où la transparence apparente sur la

majeure partie de la section sismique. Vers le NE, les horizons sont entrecoupés par des failles à forte composante verticale (Fig. 27).

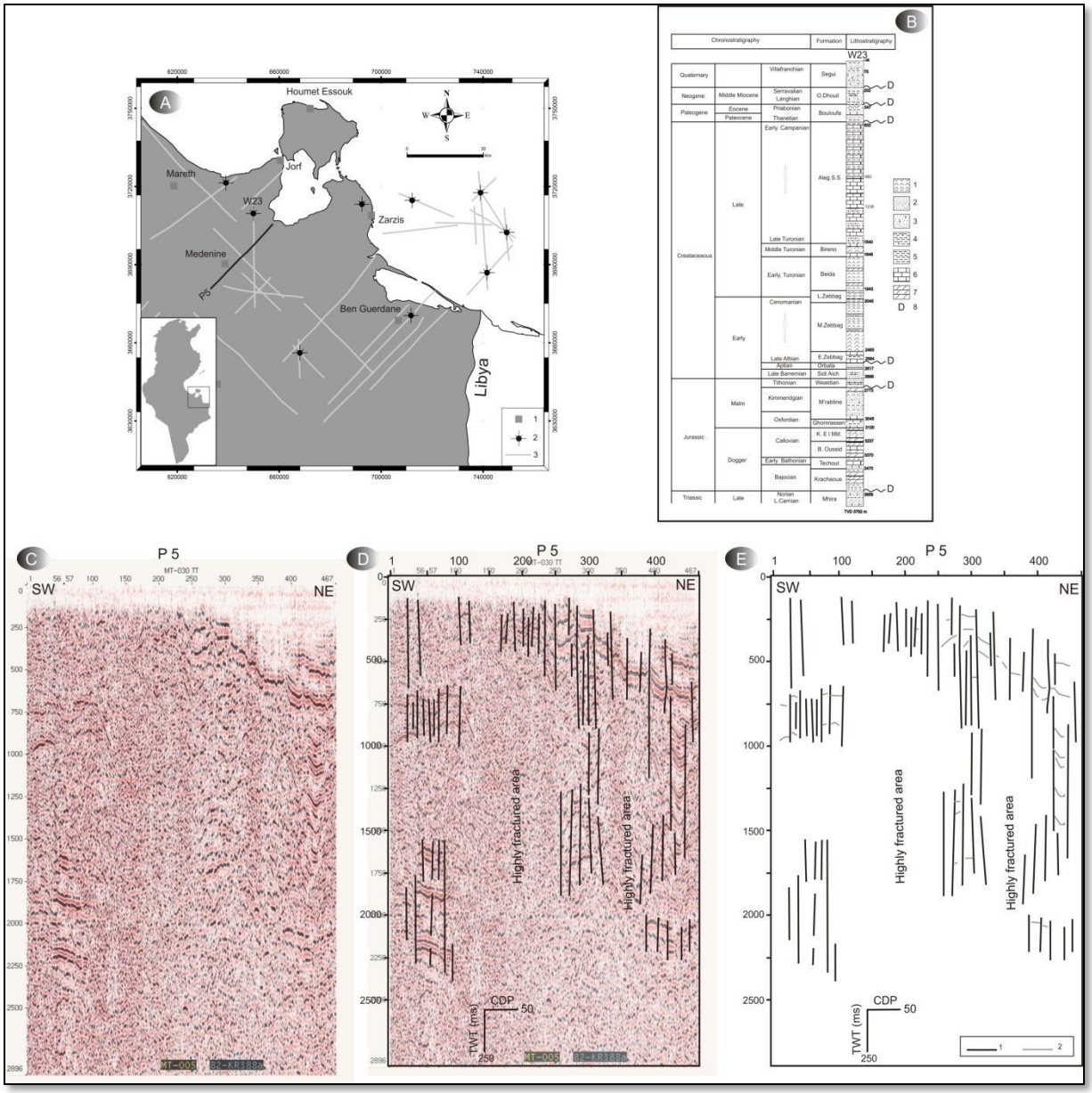

Figure 27. (C) Profil sismique P5 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W23 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (A) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur). *Noter la transparence des faciès sismiques et le pendage des couches sédimentaires vers le NE, qui soulignent la présence d'une composante décrochante transtensive.*

3.5. Profil P6 de direction NE-SW

Le profil P6 de direction NE – SW (NE à gauche), révèle des zones, caractérisées par une grande continuité de nombreux réflecteurs sismiques avec un pendage apparent vers Bahiret el Bibane (NE). Ces zones sont entrecoupées par des réseaux de fractures verticales. Cette

géométrie suggère une interprétation en failles décrochantes, supposées dextre, à composante normale, concentrées dans des couloirs de décrochement, qui deviennent plus importants vers le NE (Fig. 28).

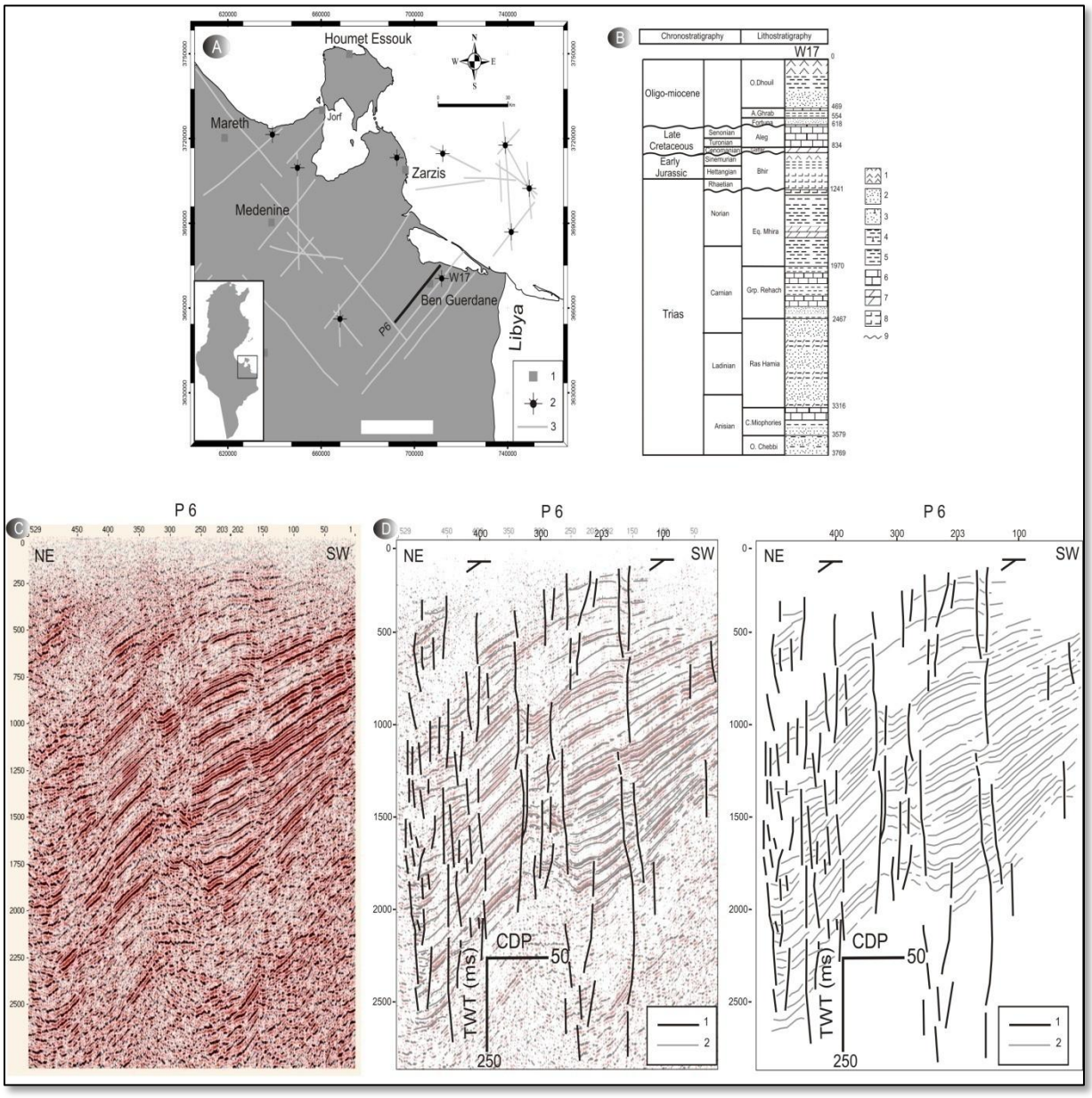

Figure 28. (C) Profil sismique P6 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W17 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (A) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur). Noter *les structures tectoniques verticales, la continuité des réflecteurs et leur pendage apparent vers le NE, qui confirment la présence d'une composante décrochante trantensive.*

3.6. Profil P7 de direction NE – SW

L'interprétation de la ligne P7 de direction NE – SW met en évidence des couches sédimentaires avec un pendage apparent vers le NE (vers Bahiret Boughrara). Elle révèle la présence d'une zone supérieure, caractérisée par une continuité notable des réflecteurs, ainsi qu'une zone plus profonde qui apparait transparente. Cette dernière soulignerait la présence d'un diapir épenché vers Bahiret Boughrara. Notons la présence d'une multitude de failles verticales organisées en couloirs de décrochement. Leur géométrie plaide en faveur de leur caractère décrochant supposé dextre avec une composante normale (Fig. 29).

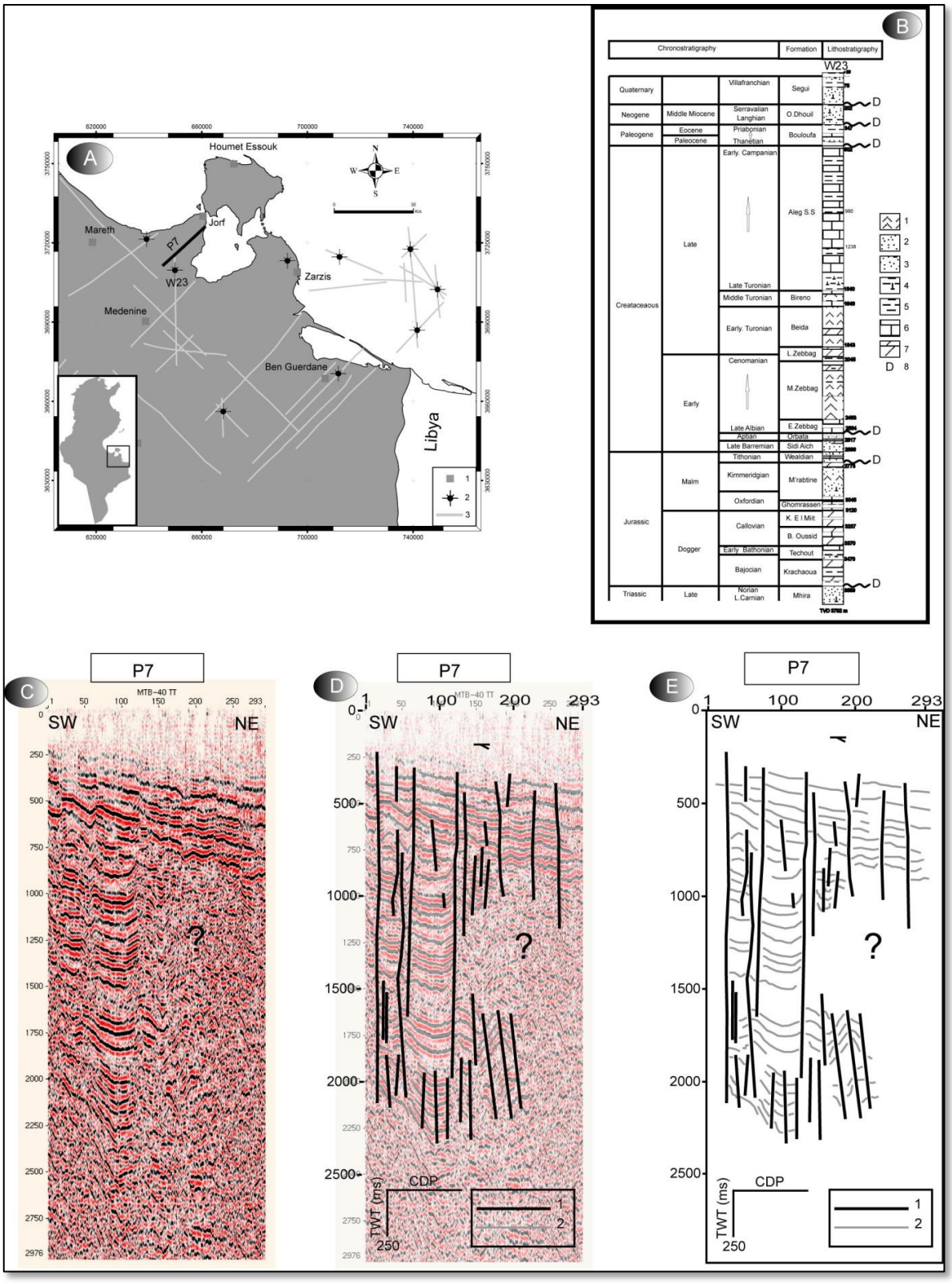

Figure 29. (A) Plan de position de la ligne sismique (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) ; (B) Unités stratigraphiques du puits W23 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (C) Profil sismique P7 ; (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur). Noter l*a composante normale des failles, ainsi que la présence probable de diapir.*

3.7. Profil P8 de direction NW-SE

L'interprétation de la ligne sismique P8 de direction NW – SE, située au NE de la ville de Tataouine met en évidence une continuité remarquable des réflecteurs surtout en surface, malgré la présence d'un dense réseau de failles décrochantes sans composante normale notable. Plus on s'éloigne de l'accident de la Jeffara plus les horizons sont continus et moins fracturés. En profondeur les horizons sont fortement perturbés. Cela pourrait etre lié à la remontée salifère (Fig. 30).

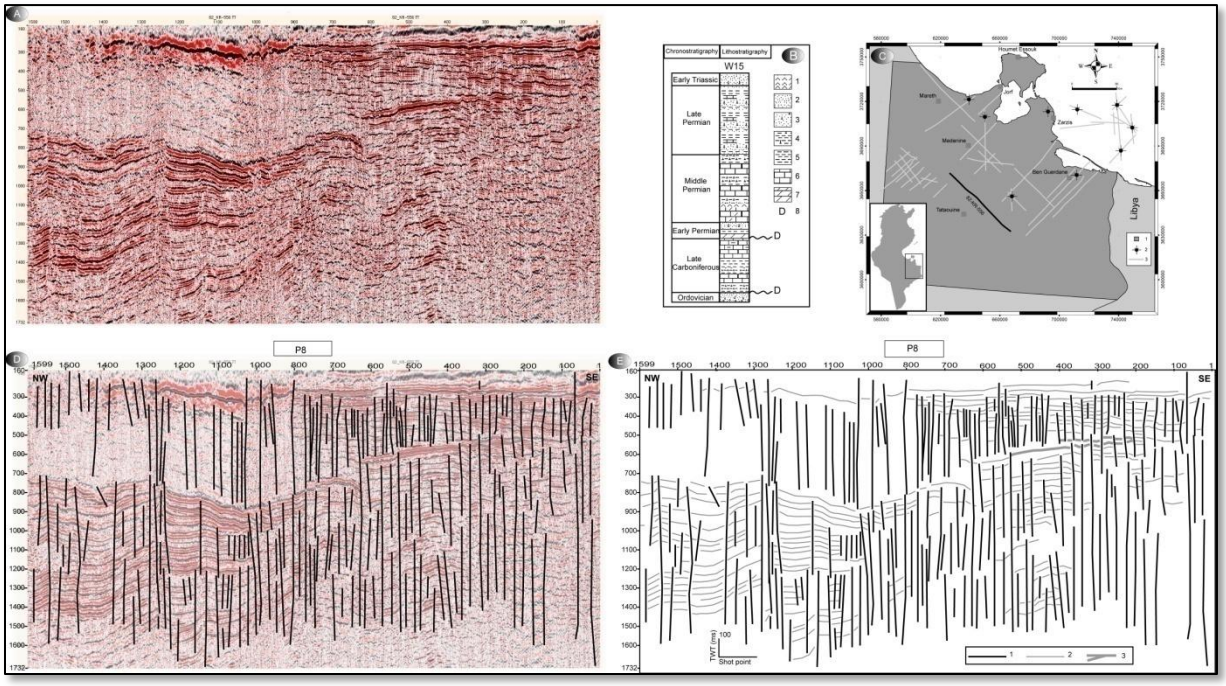

Figure 30. (A) Profil sismique P8 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W15 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (C) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur, 3. Discordance). *Noter la fréquence importante des failles décrochantes.*

3.8. Profil P10 de direction NW – SE

La ligne P10 de direction NW-SE (NW étant à droite) montre des réflecteurs avec un pendage global apparent vers le NW. Deux zones sont alors distinguées : (1) la première concerne la partie SE, caractérisée par des horizons avec un pendage faible et par la présence d'une multitude de failles décrohcantes sans composante normale notable, (2) la seconde zone, située ves le NW, décrit des couches pentées vers la NW et de denses réseaux de failles décrochantes avec une importante composante verticale. A la limite du CDP 380, la présence d'un grand couloir de décrochement avec une probable injection salifère est signalée. La continuité relative des horizons pourrait être expliquée par la localisation de la ligne entre 2 couloirs de décrochements (Fig. 31).

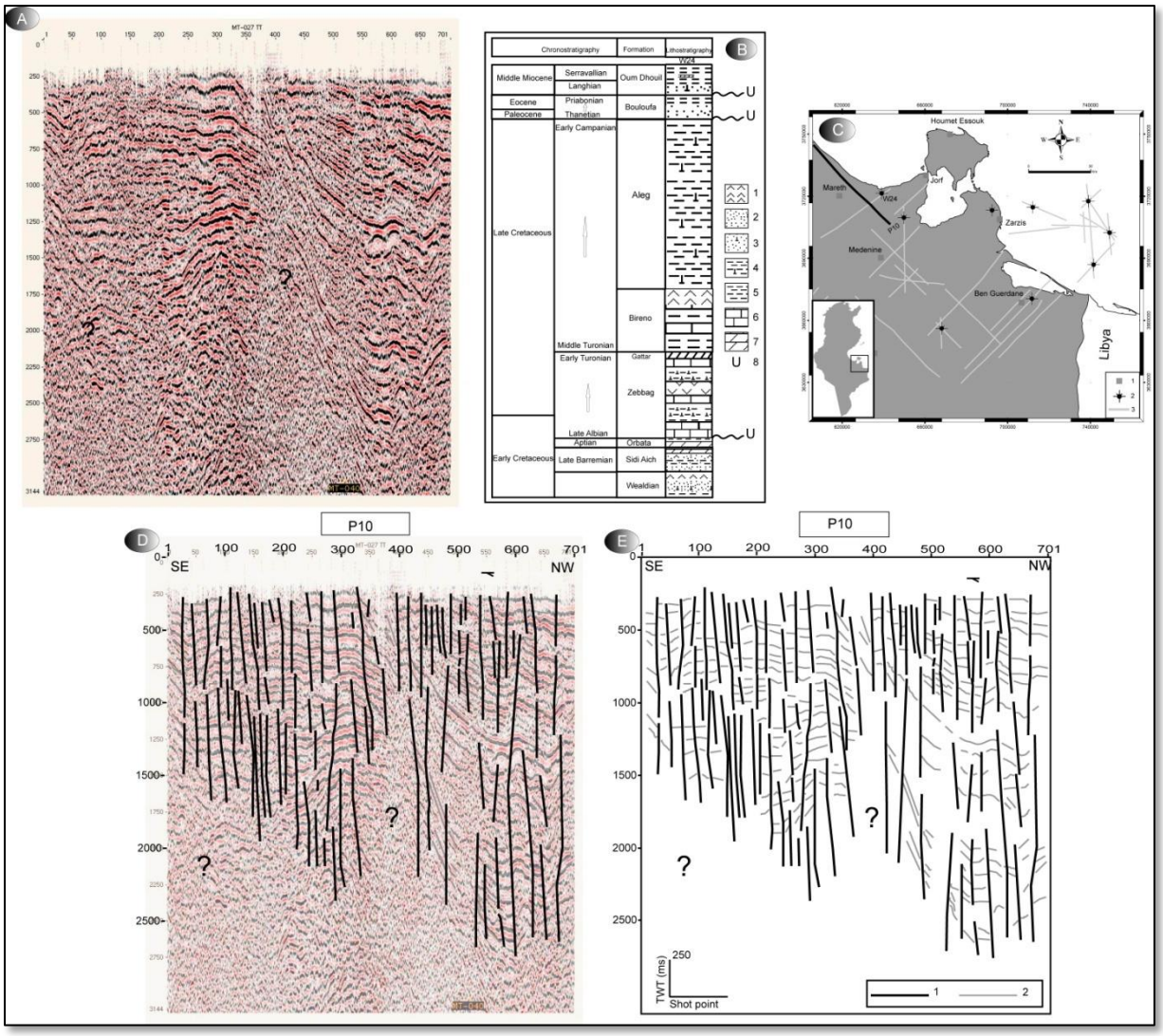

Figure 31. (A) Profil sismique P10 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W24 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (C) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur). *Noter la présence d'une activité halocinétique probable tout au long du grand couloir de décrochement transtensif.*

3.9. Profil P11 de direction NE – SW

La ligne P11 de direction NE-SW décrit des reflecteurs pentés vers le NE, entrecoupés par une multitude de failles décrochantes. Dans la partie SW du profil, un dense réseau de failles décrochantes sans composante normale est décrit, alorsque vers le NE, la présence d'une composante verticale notable est soulignée. Vers le CDP 150, une remontée salifère à travers les failles préexistantes, qui n'arrive pas en surface, est notée, entrainant l'inversion des failles qui sont au dessus (Fig. 32).

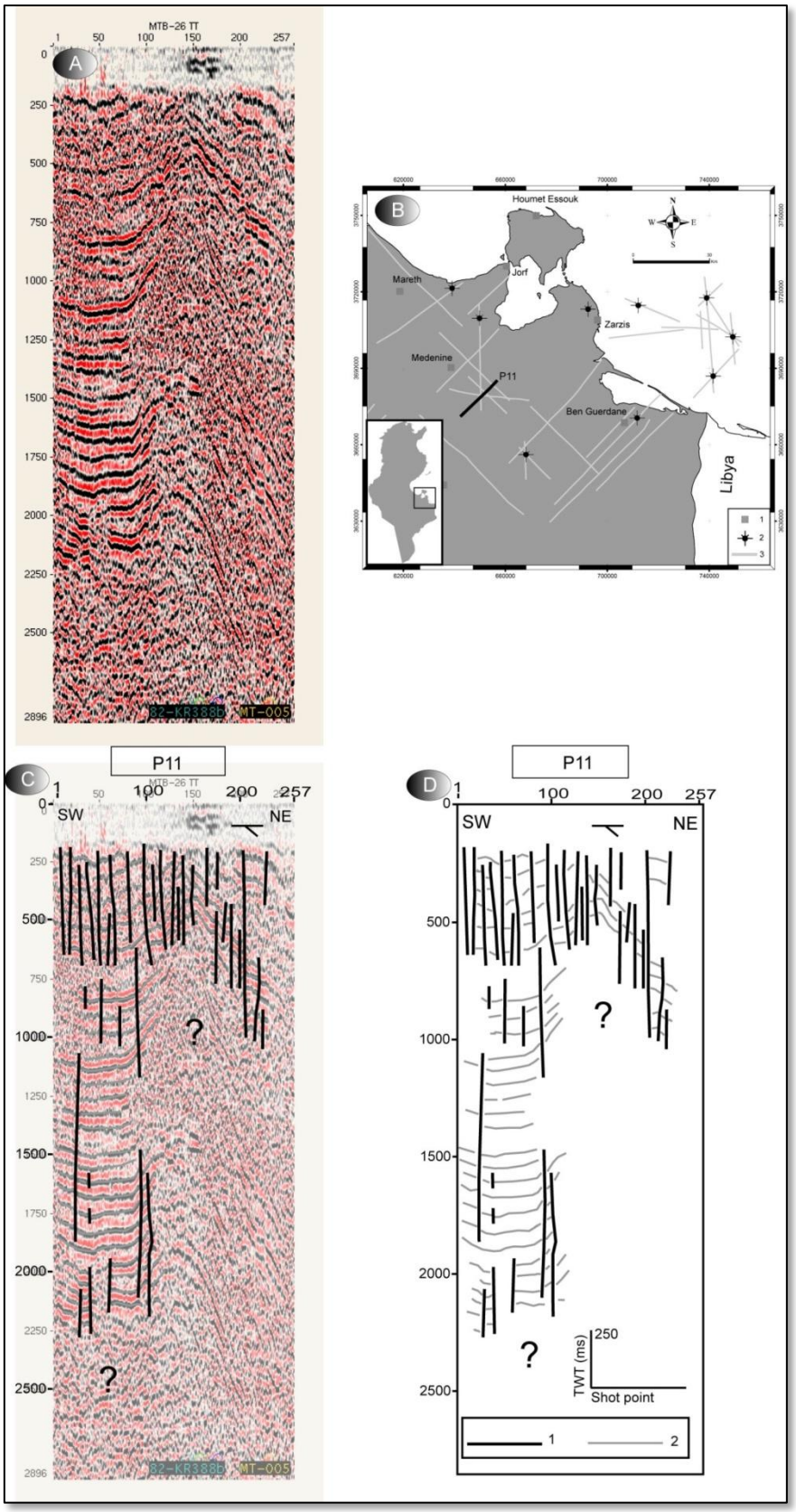

Figure 32. (A) Profil sismique P1 ; (B) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (C) et (D) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur).
Noter la présence d'une composante verticale et d'une probable activité halocinétique.

3.10. Profil P12 de direction NW – SE

La ligne P12 de direction NW-SE révèle la présence de zones transparentes, témoins de l'intensité de la fracturation. Les rares reflecteurs suivis, sont entrecoupés par un dense réseau de failles décrochantes sans composante verticale, organisées en couloirs. La direction de la ligne parallèle aux structures de la Jeffara, ainsi que sa probable localisation au sein d'un couloir de décrochement rendent cette ligne complètement transparente (Fig. 33).

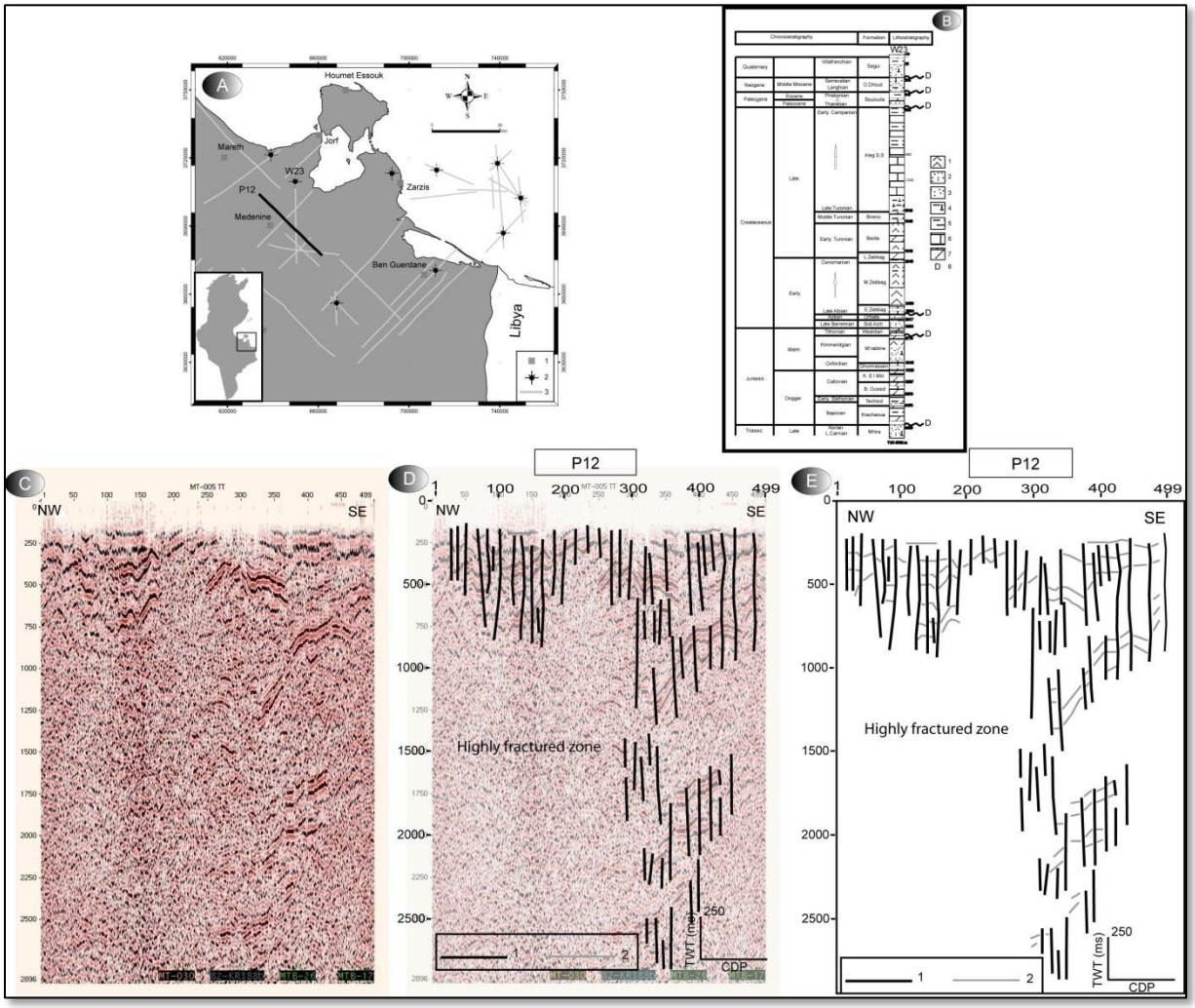

Figure 33. (A) Profil sismique P12 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W23 (1. Gypse, anhydrite, 2. Sables, 3. Grés, 4. Marne, 5. Argile, 6. Calcaire, 7. Dolomie, 8. Discordance) ; (C) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (D) et (E) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur). *Noter la transparence des faciès sismiques, qui est liée à l'importance de la fracturation et/ou à la proximité de la ligne d'un couloir de décrochement*

3.11. Profil P13 de direction WNW – ESE

L'interprétation de la ligne P13 de direction WNW – ESE (WNW étant à droite) permet de dégager la présence de denses réseaux de failles décrochantes sans composante verticale notable. La transparence de la section souligne la forte intensité de la fracturation et/ou de sa localisation au sein d'un couloir de décrochement (Fig. 34).

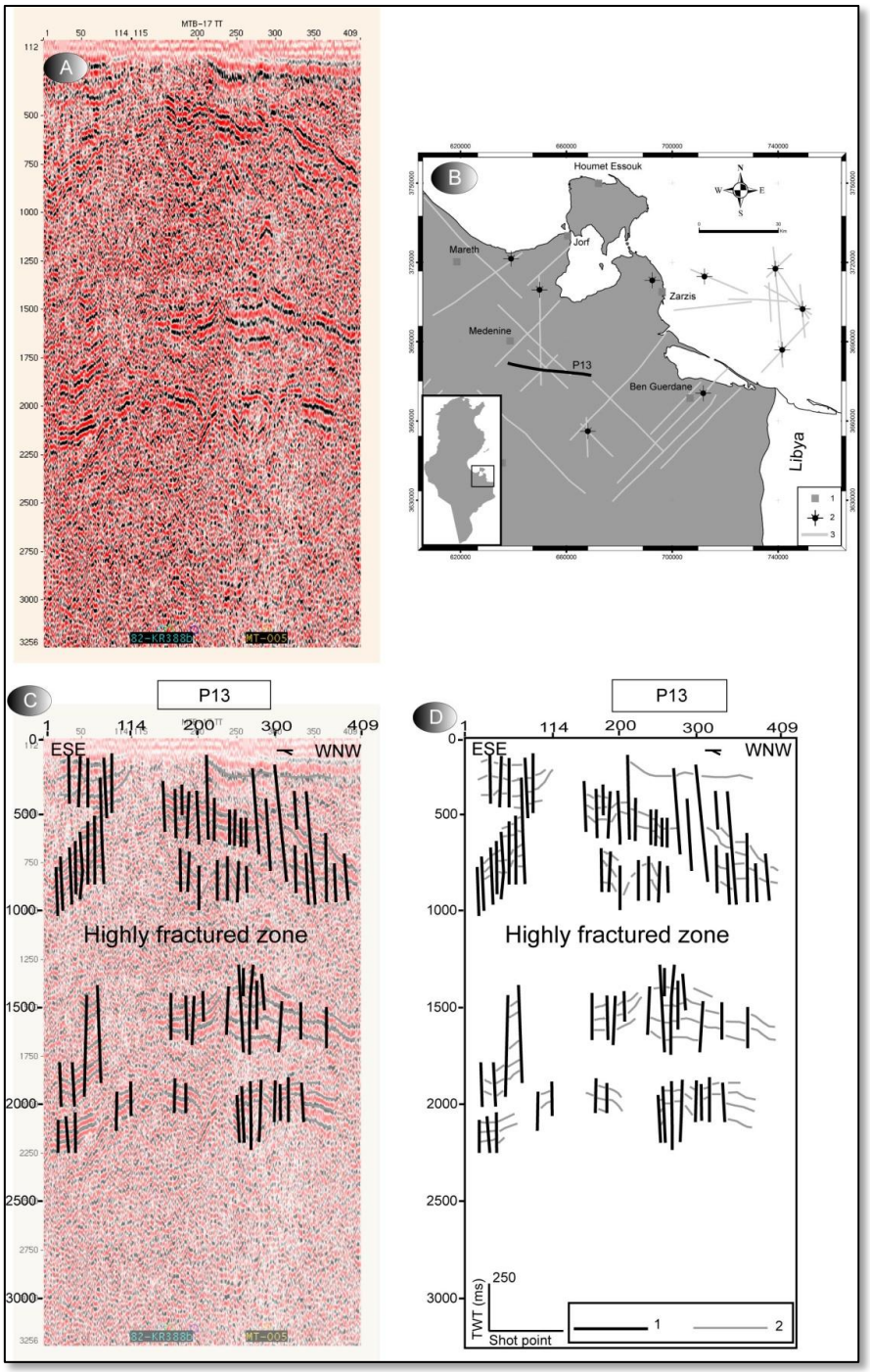

Figure 34. (A) Profil sismique P13 ; (B) Plan de position des lignes sismiques (1. Ville, 2. Puits, 3. Ligne sismique) (C) and (D) Section sismique interprétée (1. Faille, 2. Réflecteur). *Noter la transparence des faciès sismiques, qui est liée à l'importance de la fracturation et/ou de la proximité de la ligne d'un couloir de décrochement*

4. Mise en place d'une carte de synthèse structurale néotectonique de subsurface de la Jeffara orientale

L'interprétation des lignes sismiques disponibles sur la Jeffara orientale a permis de mettre en place une carte stucturale synthétique de subsurface, dans la quelle sont confirmées, l'activité néotectonique des failles décrochantes préexistantes arrivant en surface, ainsi que la présence d'une activité salifère locale. Par ailleurs, la Jeffara est caractérisée par la présence : (1) de denses réseaux de failles décrochantes transtensives, organisées en couloirs de décrochements, arrivant en surface et accompagnés par un pendage apparent global vers le NE (vers la mer Méditerranée) des couches sédimentaires ; (2) de zones de failles verticales sans composante normale notable ; et (3) d'une forte activité salifère locale, à travers les grandes zones de failles, aussi bien onshore qu'offshore (Fig. 35).

Outre dans la région des Chotts, où l'activité néotectonique de la faille de Gafsa – Medenine, qui s'étend jusqu'en Jeffara est soulignée par Ben Hassen (2012) et Ben Hassen et al. (2014), la présente interprétation sismique a permis entre autre de confirmer son activité récente dans le secteur de la Jeffara orientale.

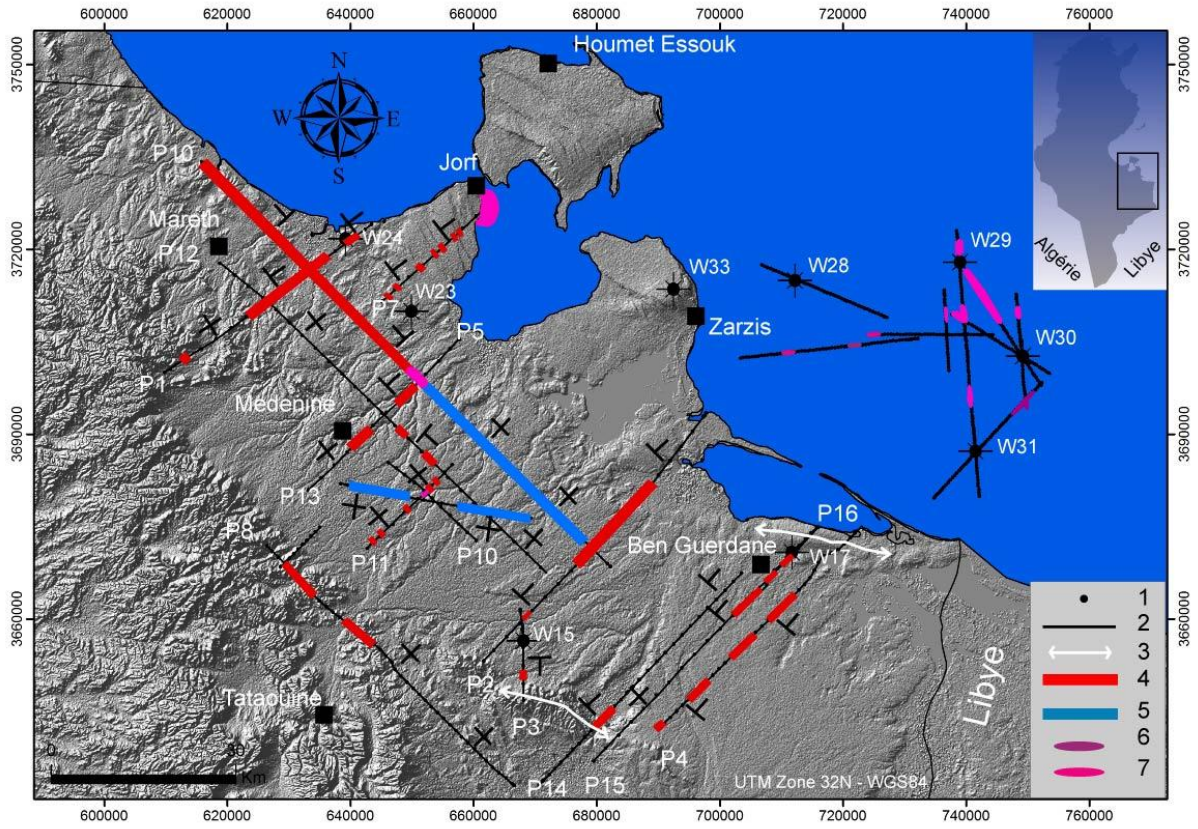

Figure 35. Carte structurale de subsurface déduite à partir de l'interprétation des lignes sismiques directionnelles disponible sur la Jeffara orientale (1. Shot Point , 2. Ligne sismique, 3. Plis, 4. Corridors, 5. Failles distribuées sans composante normale, 6. Diapirs arrivant en surface, 7 Activité salifère profonde). *Noter la fréquence de zones de failles actives, l'activité salifère locale et le pendage apparent global vers le NE des réflecteurs sismiques.*

Conclusions

La Jeffara aussi bien continentale que maritime se trouve affectée et complètement « hâchée » par une mulitude de couloirs de décrochement trantensifs de direction NW-SE, dont l'activité néotectonique est confirmée. Dans le but de caractériser la signature des failles en surface, une étude morphostructurale basée sur le calcul des paramètres morphométriques à partir des données altidunales du MNT SRTM et du réseau hydrographique est engagée.

Chapitre 3

Géologie structurale du bassin de Ksar Haddada (Sud Est de la Jeffara - Tunisie) : Contribution des profils de sismique Réflexion 2D et de la géomatique

Remarque : Article en cours de préparation

Rim Ghedhoui [1, 3], Benoît Deffontaines [1, 2], Mohamed Chedly Rabia [3]

[1] Laboratoire de Géomatique Appliquée, Université Paris-Est Marne-La-Vallée, 5 Bd Descartes 77450 Marne-la-Vallée Cedex 2, France.

[2]Laboratoire International Associé ADEPT Taiwan-France, CNRS-NSC, rimaigs@yahoo.fr, benoit.deffontaines@univ-mlv.fr.

[3] Université de la Mannouba, BP 95 2010 Mannouba, Tunisie ; 02/UR/10-01 « Géomatique et Géosystèmes ». rabiamch@gmail.com.

1. Introduction

La présence de plusieurs indices d'hydrocarbure (W15, W9, W10, W11, W13, W4, W5, W17, W16, Dma, Dmb, W12, W14, W1, W2), sans pour autant disposer de puits productifs et son emplacement limitrophe des champs productifs de l'extrême Sud tunisien (El Borma, El Makhrouga, Larich) et au NE (vers la ville de Zarzis et Bahiret el Bibane) (Ezzaoui, El Bibane) (Fig. 36. A) justifie de mener cette étude d'évaluation structurale et pétrolière de la région de Ksar Haddada, en se basant sur une nouvelle interprétation de lignes sismiques pétrolières disponibles, venant compléter une étude lithostratigraphique, structurale et paléogéographique.

Du fait de sa position au Nord du bassin de Ghadames (Fig.36. A), la région de Ksar Haddada a subit une évolution structurale à peu prés similaire à la plateforme saharienne (Ferjaoui et al., 2001 ; Aissaoui, 2005), qui constitue l'avant-pays stable des chaines atlasiques (Zargouni, 1985 ; Bouaziz, 1995). Elle est restée relativement stable pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, affectée seulement par l'ouverture téthysienne puis sa fermeture (Deffontaines et al. 2008) avec toutefois la présence de quelques discordances notables liées à des « pulsions » tectoniques visibles depuis le Permien (Busson, 1967 ; Ben Ayed and Kessibi, 1981 ; Bouaziz, 1986 ; Bouaziz, 1995 ; Bouaziz et al., 1999). Les données de subsurface aussi bien les lignes sismiques que les puits pétroliers ont montré que cette région a été aussi soumise à plusieurs phases de déformations tectoniques d'âges précambrien et paléozoïque (Aissaoui, 2005).

Cet article se propose de se focaliser et de répondre aux questions suivantes : Quel est le contexte structural et géodynamique de la région de Ksar Haddada ? Quelles relations existe-t-il entre la géodynamique du bassin et les processus d'expulsion et de migration ? Quel est le potentiel pétrolier du permis ?

1.1. Etat de l'art

Plusieurs travaux multidisciplinaires se sont intéressés à l'étude du sud tunisien (voir localisation Figure 36. A) (Busson, 1967 ; Ben Ayed et Kessibi, 1981 ; Burollet and Desforges, 1982 ; Ben Ayed, 1986 ; Bouaziz, 1986 et 1995 ; Bouziz et Mello 1987 ; Ben Ferjani et al., 1990 (ETAP) ; Ben Ismail, 1991 ; Bel Kadhi et al., 1996 (ETAP) ; Rabia, 1998 ; Bouaziz et al., 1999, 2002, 2003 ; Jedoui, 2000 ; Ferjaoui et al., 2000 (ETAP) ; Ferjaoui et al., 2001 (ETAP) ; Ouaja, 2003 ; Aissaoui, 2005 (ETAP) ; Srarfi, 2006 ; Gabtni et al., 2009 et 2012 ; Bodin et al., 2010 ; Raulin et al., 2011).

La proximité qui caractérise la région de Ksar Haddada du bassin de Ghadames (Sud tunisien), connu par plusieurs champs productifs dont el Makhrouga, El Arich, el Borma (Fig. 36. A, B) a rendu son étude structurale, particulièrement intéressante. Sur le plan de la recherche pétrolière, la région a été explorée depuis les années 1950 par de nombreux puits, qui n'ont montré que des indices de gaz et des traces d'huile (W15, W9, W10, W11, W13, W4, W5, W17, W16, W12, W14, W1, W2) et d'autres qui se sont avérés secs (W3).

Le plan de ce travail est donc de combiner, à l'aide de la géomatique (création d'une Geodatabase et traitement par un logiciel SIG. – ArcGIS 9.x), des données de télédétection, de puits pétroliers et de profils de sismique réflexions 2D (ETAP) (interprétés sous CHARISMA et CPS 3), afin de mieux comprendre le contexte géodynamique et pétrolier de la région : (1) en déterminant le potentiel pétrolier du permis et (2) en proposant un modèle géologique expliquant la relation existante entre le contexte structural et les processus d'expulsion et de migration.

1.2. Présentation géographique et choix de la zone d'étude

La région de Ksar Haddada est située à l'extrême Sud Est de la Tunisie et constitue le prolongement Sud Est de la plaine de la Jeffara. Elle est bordée à l'Ouest et au Sud par l'escarpement de la Jeffara vaste monoclinal à grand rayon de courbure plissé et dont le versant nord est affaissé et découpé par la faille décrochante dextre active de Gafsa-Medenine (Ghedhoui et al., 2014 ; Ghedhoui et al., 2014, soumis), qui s'étend du SE de la Tunisie (vers Médenine) jusqu'au NW de la Libye (Est de Tripoli) (Bodin et al., 2010). Cet escarpement, connu en Tunisie par le « monoclinal du Dahar », constitue la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne (Bouaziz et al., 2002, 2003), ou le front de déformation Sud de l'orogène atlasique tunisien. Il s'étend jusqu' en Libye, où il est connu sous le nom de « Jebel Nefusa » d'orientation WSW –ENE (Bodin et al., 2010) (Fig. 36). Les séries mésozoiques y

affleurent avec un pendage faible de 1° à 2° vers l'Ouest (Busson, 1967 ; Gabtni et al., 2009) et vers le SW (Bouaziz et al., 2002 ; Bodin et al., 2010) (Fig. 38).

Sur le plan géodynamique, le permis est situé sur la limite entre le bassin paléozoïque saharien d'Illizi-Ghadames au Sud et le bassin mésozoïque à Actuel du golf de Gabes au Nord (Bouaziz et al., 2002 ; Aissaoui, 2005, ETAP) (Fig. 36. A, B).

D'un point de vue géographique, la zone d'étude est bordée au Nord par la région de Medenine, à l'Est par frontière tuniso-libyenne à l'Ouest par la région de Tataouine (Fig 36. B).

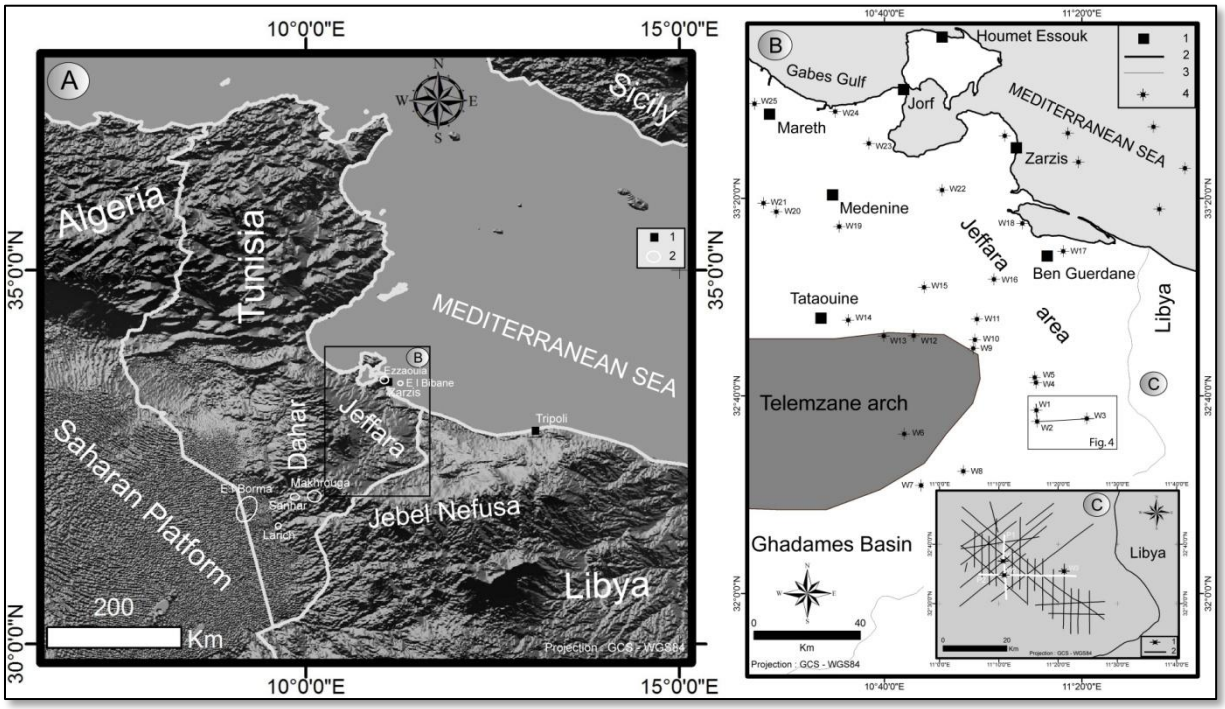

Figure 36. (A) Localisation géographique de Ksar Haddada (Fond Modèle Numérique de Terrain SRTM (1. Ville, 2. Champs pétroliers) ; (B) Détail de la zone en quadrangle Fig.1A (1. Ville, 2. Côte tuniso-libyenne, 3. Frontière tuniso-libyenne, 4. Puits pétrolier ; (C) Localisation des lignes de sismique réflexion 2D disponibles (1. Puits pétrolier, 2. Profil sismique (en blanc ceux interprétés ci dessous)).

1.3. Contexte géologique et géodynamique

1.3.1. Lithostratigraphie

Les séries sédimentaires traversées par les nombreux forages de la région de Ksar Haddada s'étendent du Paléozoïque à l'Actuel (Trigui, 1989, ETAP ; Aissaoui, 2005, ETAP) (Fig. 37 , Fig. 38 et Fig. 36. B pour la localisation des puits).

Le socle cristallin métamorphique précambrien est présent uniquement sur les forages W13 et W5. A W13, le socle a été atteint à une profondeur de 1253 m. Il est constitué par une série métamorphique (micaschistes), formée par des alternances de lits de quartz et de séricite.

Dans le forage W5, des granodiorites ont été trouvées à une profondeur beaucoup plus importante estimée à 2721 m (Bajanik, 1972). Le reste des puits forés dans la région, décrivent des séries sédimentaires, indiquant un approfondissement du socle, qui amorce vers le Nord la transition vers le bassin du golf de Gabès et vers le Sud un passage vers le bassin intracratonique de Ghadamès – Illizi (Aissaoui, 2005, ETAP). Les dépôts paléozoïques du Sud tunisien discordants sur le socle précambrien (Bajanick, 1972) font partie du grand bassin de Ghadamès, dont ils représentent la bordure nord occidentale (Bouaziz et al., 1999). Ils sont caractérisés par plusieurs mégaséquences à fortes composantes siliciclastique (Memi et al., 1986). Dans la Jeffara, le Paléozoïque n'est traversé que dans la partie sud (permis Ksar Haddada et ses alentours) par W18, TB-1, W21, W14, W20 et W25 (formation d'arrêt : Permien) ; W1, W2 (Silurien) ; W3, W15, W6, W9, W10, W11 et W16 (formation d'arrêt : Ordovicien), W12 et W13 (formation d'arrêt : Cambrien), W13 et W5 (socle métamorphique atteint). Alors que dans la zone de subsidence active depuis le Viséen à savoir le « sillon de la Jeffara » (Bouaziz et al., 1999), situé plus au Nord (vers le forage W17, Profondeur totale : 3800 m), le paléozoïque n'a pas été atteint.

Les séries présentes entre le Cambro-ordovicien et le Permien Supérieur sont absentes à l'Ouest du permis Ksar Haddada (Aissaoui, ETAP, 2005) et localement au Centre Ouest, vers l'arche de « Telemzane » (Bouaziz et al., 1999) (Fig. 36. B). Les formations ordoviciennes sont caractérisées par une forte érosion et plusieurs niveaux de discordance. Tels sont les exemples des formations : (1) Sanrhar (Tremadocien Inférieur à Moyen), qui est fortement érodée sous la discordance du Carbonifère à W4 et sous la discordance du Permien à W13 (Rapport géologiques des puits W4 et W13 ; Aissaoui, 2005, ETAP). La formation étant absente à W12 et W15 ; (2) Kasbah Leguine (Arenigien Moyen à Supérieur), qui est déposée sur une lacune du Tremadocien Supérieur – Arénigien Inférieur (Trigui, 1989, ETAP) ; (3) Bir Ben Tartar (Ordovicien Moyen) qui est absente à W4. Cela pourrait être lié à l'érosion de la fin de l'Ordovicien Moyen (Trémadocien – Arénigien) (Aissaoui, 2002, ETAP) et (4) Jeffara (Ashgillien), séparée de l'Ordovicien Moyen par une lacune du Caradocien. Elle est absente dans les forages (W13, W12, W14 et W15 : môle de Bou Nemcha) et dans les zones soulevées de Sidi Toui (W5) et Erg Leguine (W11) (Fig. 36. B). Le Carbonifère, représenté par les formations Assedjeffar et Dembaba (Carbonifère Supérieur), est absent dans le môle de Bou Nemcha et au Sud Est du permis, ainsi qu'à W2 et W3. La présence de minces niveaux à réservoirs imprégnés d'huile à W10, W11 et d'indices de gaz à W4 a été signalée dans la formation gréso-dolomitique de Dembaba (Bel Kadhi et al., 1996, ETAP ; Aissaoui, 2005, ETAP). Le Permien est absent vers l'Ouest et au Sud du permis Ksar Haddada.
La plupart des forages implantés dans la région ont atteint les séries triasiques, qui reposent en discordance sur les séquences permiennes, caractérisées par les plus fortes épaisseurs du Sud tunisien et du bassin saharien. Vers le SE du golf de Gabes, Ras Zira et Sidi Chaouach, elles acquièrent une position anormale avec une morphologie de dômes et de murs de sel (Ben Ferjani et al., 1990 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998).

Au Nord de la Jeffara, le Trias est de faible épaisseur et connu sous un faciès de grés quartziques et de sables. Tandis qu'au Sud, il est composé par des intercalations de dolomies,

d'argiles et de calcaires. Dans le permis Ksar Haddada, la série triasique semble être déposée dans un bassin subsident s'enfonçant vers l'Est et le Nord Est (Aissaoui, 2005, ETAP).

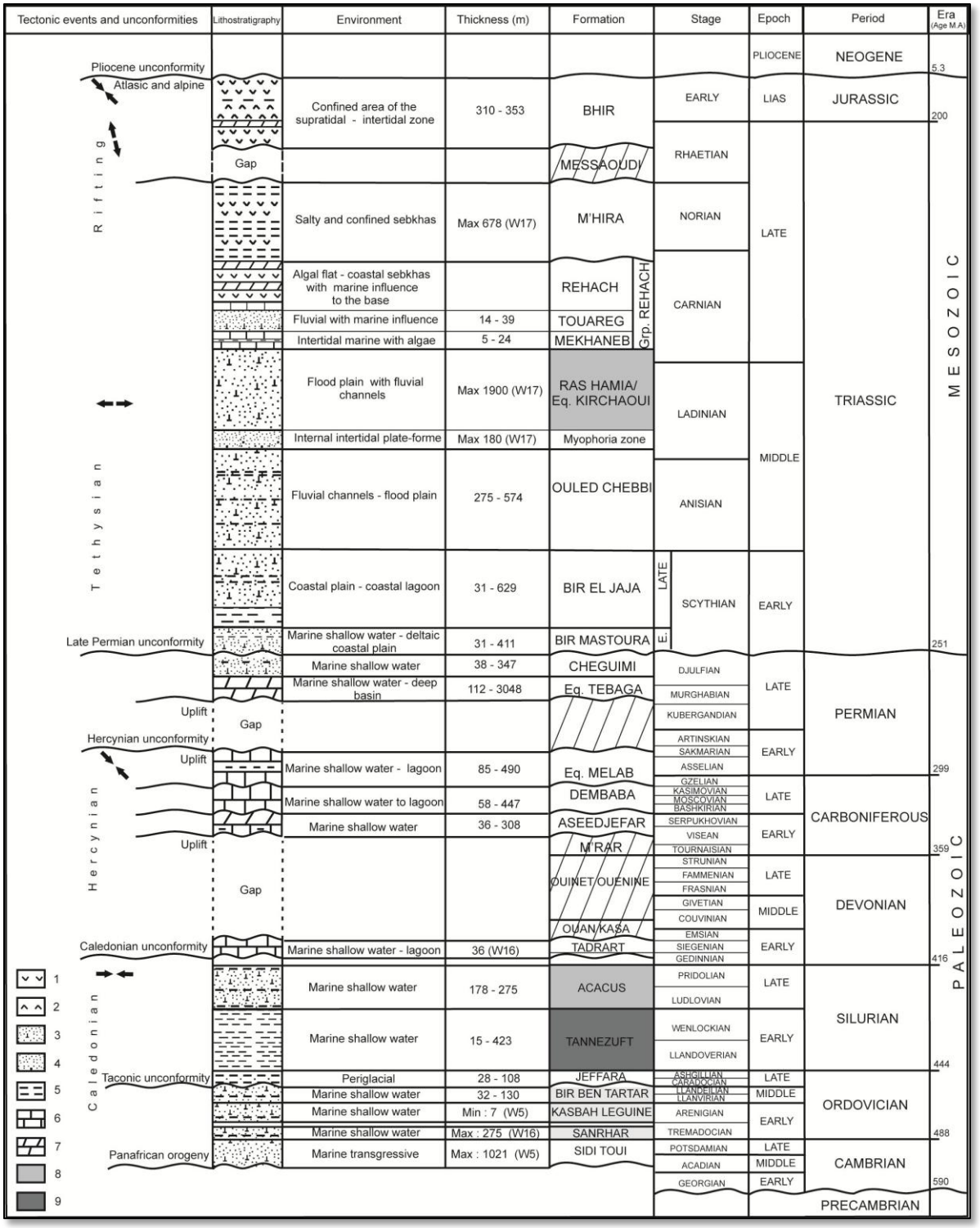

Figure 37. Table synthétique résumant les évenements tectoniques, la lithostratigraphie, l'épaisseur des formations et les milieux de dépôts de la région de Ksar Haddada
(Compilation des rapports géologiques finaux des puits ; des travaux de Trigui, 1989 ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Chandoul et al., 1993 ; Tunisian Stratigraphic Chart, 2001, ETAP ; Aissaoui, 2005, ETAP)

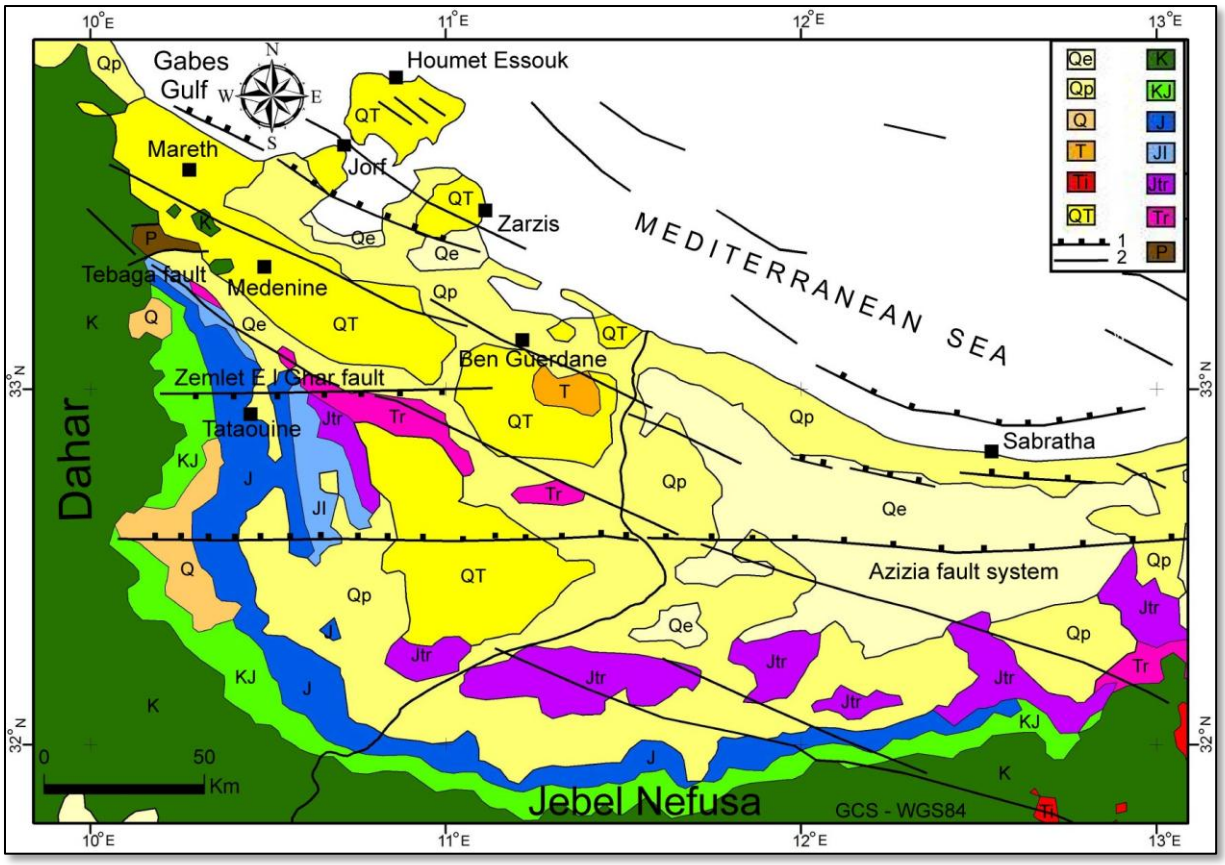

Figure 38. Géologie de la Jeffara tuniso-lybienne (Qp. Pleistocène, Qe. Holocène, Q. Quaternaire (undivided), QT. Cénozoique, T. Tertiaire, Ti. Tertiary Igneous, K. Crétacé, KJ. Crétacé - Jurassique, J. Jurassique, JI. Jurassique Inférieur, Jtr. Jurassique - Trias, Tr. Trias, P. Permien, 1. Normal fault, 2. Fault)
(modifiée, U.S. Geological Survey, Central Energy Resources Team, 2006 ; Raulin et al., 2011)

1.3.2. Contexte structural

La plateforme saharienne a enregistré de nombreux événements tectoniques et géodynamiques de la Neotéthys à la Méditerranée (Aubouin et Debelmas, 1980 ; Dercourt et al., 1993) et cela depuis le paléozoïque (Barrier et al., 1993 ; Bouaziz et al., 1994 ; Bouaziz, 1995). Ainsi, plusieurs bassins sédimentaires se sont développés dans le domaine du Sud tunisien (Memmi et al., 1986), qui s'étendent vers le NW de la Libye et de l'Est de l'Algérie (Fig. 38).

Au Paléozoique Inférieur (Cambrien, Ordovicien, Silurien), le secteur de Ksar Haddada est situé à la bordure Nord du bassin de Ghadames (Aissaoui, 2005, ETAP). Des grés et des argiles s'y sont déposés discordants sur un socle granitique et métamorphique (Ben Ferjani et al., 1990). La bordure Nord de ce bassin est délimitée par un « linéament » tectonique orienté WNW-ESE communément appelé « l'accident de la Jeffara » ou « accident de Medenine ». Il est constitué par un réseau de failles normales de direction NW–SE à NNW–SSE (Bouaziz et

al., 2003) et a commencé à fonctionner au moins depuis le Trias et se développe au NE de la plaine de la Jeffara entrainant l'effondrement et la création du bassin mésozoique-Actuel du golf de Gabes (Touati et Rodgers, 1998 ; Aissaoui, 2005, ETAP). Cet accident majeur a joué lors des subsidences paléozoïque, mésozoïque et néogène (Castany, 1954 ; Busson, 1967) et plusieurs auteurs (Deffontaines et al., 2008, Ben Hassen et al., 2014 . Ghedhoui et al., 2014 ; Ghedhoui et al., 2014, soumis) ont montré son jeu décrochant dextre récent. Suite à la phase hercynienne et au Permo-carbonifère, on est en présence d'une extension permienne généralisée de la Pangée (Arthaud et Matte, 1977) de direction NE-SW, couplée avec le coulissage dextre Eurasie/Afrique responsable de l'ouverture de la Neotéthys (Bouaziz et al., 1999). Ce mouvement extensif a induit une compartimentation de la Jeffara en horst, grabens et blocs basculés délimités par des failles de directions majeures E-W séparant une plateforme carbonatée au Sud, d'un bassin subsident au Nord (Ben Ferjani et al., 1990) , ESE-WNW et N-S (Rabia, 1998). Du Permien Supérieur au Trias Inférieur à Moyen, la dislocation de la Pangée a entraîné dans le Sud tunisien, le dépôt d'une épaisse série du permien marin supérieur dans le bassin de Tebaga (Touati et Rodgers, 1998), connue en subsurface du bassin de la Jeffara (Baird, 1967; Ben Ferjani et al., 1990 ; Bouaziz et al., 2002). Ce régime extensif dure jusqu'au Trias Moyen permettant l'ouverture du bassin de la Jeffara, mais dont la direction moyenne a été modifié (N160°E) par la dérive tardi-hercynienne de l'Afrique vers l'Ouest (Ricou, 1992 ; Bouaziz et al., 1999). Au trias Supérieur (Carnien Inférieur), un basculement du bloc permo-triasique est le résultat d'un décrochement tardi-hercynien ($\sigma 1$ orienté NNW-SSE) (Bouaziz et al., 1999). Au Carnien Supérieur – Norien, des montées volcaniques (suivant la direction NNE-SSW) dans le domaine du sud tunisien ont été notées par plusieurs auteurs (Ben Ferjani et al., 1990 ; Decourt et al., 1993 ; Bouaziz, 1995 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998 ; Bouaziz et El Ouhaichi, 1999) et sont témoins d'une déchirure océanique marquée par des stades de rifting de la Téthys – Atlantique (Decourt et al., 1993 ; Bouaziz et al., 1999). Dans le Sud tunisien, des indices d'une activité synsédimentaire témoin de cette déchirure (les faciès bréchiques à slumps et les olistholites d'âge norien – rhétien) ont été décrits par Bouaziz (1995) et Bouaziz et al. (1999). Au Jurassique et au Crétacé, la subsidence continue en bordure NE du bassin de la Jeffara, entrecoupée par une phase de compression fini aptienne (phase Autrichienne). Au Mio-Pliocène, un régime en compression caractérise la région.

1.3.3. Evolution structurale

Une synthèse des travaux de A. Ben Ferjani et al., 1990 ; H. Ben Ismail, 1991 ; S.Bouaziz, 1995 ; M.C. Rabia, 1998 ; S. Bouaziz et al., 1999, 2002 et 2003 et S. Aissaoui, 2005 (ETAP) est proposée dans ce qui suit, afin d'itérer les différentes phases orogéniques, qu'a pu subir le Sud tunisien.

- **La phase panafricaine** est bien connue en Afrique du Nord et s'étend jusqu'au Nigeria. Elle liée à la tectonique précambrienne qui est à l'origine d'un réseau de décrochements subméridiens verticaux associés à un réseau de failles conjuguées de directions NE-SW et NW-SE (Ben Ferjani et al., 1990). Cette phase est matérialisée

dans la Jeffara par une discordance surmontant le socle métamorphique et granitique (Aissaoui, 2005, ETAP).

- **Le cycle orogénique calédonien** est marqué par plusieurs événements tectoniques :
  - **La phase distensive cambro-ordovicienne**, qui a contrôlé le dépôt de sédiments caractérisés par des variations d'épaisseurs et accompagnés par une érosion de l'Ordovicien Inférieur (Tremodocien Supérieur – Arénigien Inférieur) dans toute la Jeffara. Elle serait à l'origine des épanchements volcaniques au sein de la formation Sanrhar dans le Sud tunisien et à Hassi Messaoud en Algérie (Aissaoui, 2005, ETAP). Cette phase est suivie par une transgression généralisée d'âge Arénigien Supérieur – Ilandeilian.
  - **La phase compressive taconique** : au Caradocien, un changement de contraintes a entrainé un bombement progressif par flexuration de la région Ouest de Ksar Haddada. Cette phase transgressive est suivie par une érosion atteignant localement la série cambrienne. Alors que la partie Est elle est soumise à une subsidence. L'installation d'une calotte glacière centrée sur le Sahara central suite au changement climatique, a été signalée.
  - **La phase distensive silurienne** : la fonte des glaces qui a succédé la phase glacière engendre une transgression généralisée atteignant la bordure Nord du bassin de Ghadames. Elle est caractérisée par le dépôt d'argiles noires à Graptolithes riche en matière organique de la formation Tannezuft caractérise cette phase. Cette dernière se charge progressivement par du matériel détritique provenant du SE.
    Cette phase serait à l'origine d'épanchements volcaniques en Algérie.
  - **La phase de compression ardennaise** : elle entraine un soulèvement généralisé de la région suivi par une période d'érosion. Le Dévonien ne s'est pas déposé ou bien s'est déposé partiellement, puis, a subit une érosion avant le dépôt du Carbonifère.

- **Le cycle orogénique hercynien :**
  La phase hercynienne a connu son apogée vers la fin du Carbonifère (Bodin et al., 2010). Elle a induit l'inversion de la partie Nord du Bassin de Ghadames et a formé un anticlinal E-W nommé l'arche de Jeffara–Nefusa (Boote et al., 1998 ; Bodin et al., 2010), qui était ultérieurement érodée durant le Permien (Hallett, 2002).

  - **La phase acadienne** : au début du Carbonifère, la bordure Nord du môle de Bou Nemcha a subit un basculement vers le Nord. Ce basculement a duré pendant le Carbonifère et le Permien, créant 2 provinces caractérisées par une série de horsts et grabens orientés EW, WNW-ESE : (1) une province nord subsidente (W16, W9 et W15) et (2) une province sud relativement non subsidente (W10, W11, W4/5 et W3)

- **La phase asturienne** : à la fin du Carbonifère et au début du Permien, un soulèvement et une émersion généralisée surviennent. Au Nord du bassin (vers W17), la présence d'une série de failles profondes créant des blocs basculés. Ces mouvement sont caractérisés par le contact Permien/Carbonifère, Permien/Silurien ou Trias/Silurien. A la fin de la phase hercynienne, la tectonique cassante provoque des effondrements importants dans les grabens Leguine (vers W10 et W11) et de Menfes el Rhadegui (vers W3) et le rejeu des failles qui les délimitent.

- **Les déformations mésozoïques** : les derniers mouvements hercyniens entraînent une pénéplanisation du môle de Bou Nemcha. La partie SE du bassin de la Jeffara continue à subsider entre le Permien Supérieur et le Trias Inférieur. Seule la région de Kirchaou aurait subit un soulèvement marqué par l'absence du Scytien Inférieur. A la fin du Trias, le bassin de ksar Haddada continue à subir plusieurs évenements tectoniques liés aux phases extensive (Trias – Jurassique) et compressive (phase autrichienne, pyrenéenne et atlasique).

- **Les déformations cénozoïques** de la plateforme saharienne ne sont pas étudiés, malgré les nombreux travaux qui se sont intéressés au Sud tunisien, cela est dû à l'absence des formations Cénozoïques à l'affleurement (Bouaziz et al., 2002).

2. Methodologie et Résultats

Toutes les cartes présentées dans ce papier sont sous la projection **UTM** (Universal Transverse Mercator) Zone 32 N et le datum **WGS 84** (World Geodetic System 1984).

2.1. Données altimétriques MNE SRTM

Les données MNT SRTM ont été recueillies par interférométrie radar IFSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) , en Février 2000 et à une altitude de 233 km (Rabus et al., 2003 ; Bourgine et Baghdadi, 2005 ; Jordan et al., 2005 ; Mantenelli et al., 2009 ; Nasa, 2009 ; Shortridge et Messina, 2011). Ces données altitudinales sont fournies avec une précision horizontale de 20 m (confiance d'erreur circulaire à 90%) et verticale de 16 m (confiance d'erreur linéaire à 90%) (Berry et al., 2007) dans une grille de 90*90 m par cellule et une erreur RMSE de +/- 5 à 20 m (Miliaresis et Paraschou, 2005). Elles ont été téléchargées sous format .hgt, en coordonnées géographiques, avec un espacement matriciel de 3'' (0.0008333°) et géoréférencées sous le système géodésique WGS84 (World Geodetic System, 1984). Elles ont été, ensuite, ré-echantillonnées par la méthode du plus proche voisin avec un espacement matricielle de 50 m. Pour pouvoir exploiter davantage les données du MNT SRTM, des cartes d'estompages ont été crées et calculées par un 3x3 neighborhood operator (Horn, 1981 ; Grohmann et al., 2007), avec un intervalle de 45° (Fig. 42. AB).

2.2. Profils de sismique réflexion 2D

Les cartes sismiques ci-dessous sont obtenues suite à une interprétation de lignes de Sismique Réflexion 2 D, sous les modules d'interprétation CHARISMA et de modélisation CPS3 (GEOFRAME 4.3, SCHLUMBERGER).

2.2.1. Données disponibles :

Cette étude dispose d'une vingtaine de profils sismiques 2D, ainsi que de 3 puits pétroliers utilisés dans l'opération de calage à savoir W1, W2 et W3 (ETAP) (Tab. 17 et 18).

Les lignes interprétées appartiennent à deux campagnes sismiques (Tab. 17) : (1) la campagne B-93 caractérisée par des lignes sismiques orientées Nord - Sud et Est - Ouest et un maillage serré de 900 m dans la direction NS et un pas, dans la direction perpendiculaire, qui atteint 4 km et (2) la campagne UT – 82, plus ancienne, présente uniquement dans la partie nord de la zone interprétée. Elle est constituée de lignes sismiques tirées suivants deux directions NW – SE et NE – SW, caractérisées par un maillage avec un pas moyen de 3 km (Fig. 36. C). La couverture sismique atteint 18 Km * 18 km.

Opérateur	Contracteur	Campagne	Source	Date	Qualité
BRABANT	WESTERN	B – 93	-	1994	Moyenne à bonne
UNION TEXAS	CGG	UT - 82	VIBROSEIS	1982	Moyenne

Tableau 17. Caractéristiques des campagnes sismiques B93 et UT83
(Rapports techniques des campagnes B93 et UT82)

	Opérateur	Catégorie	Année	Objectifs	TVD/SL	Etat
W3	Continental oil compagny of tunisia	Exploration	1978	Accacus	2468	Sec Abandonné
W1	Union Texas Tunisia	Exploration	1984	Etude géologique	2307	Sec Abandonné
W2	Union Texas Maghreb	Exploration	1995	Accacus Trias inf.	2000	Sec Abandonné

Tableau 18. Puits utilisés dans le calage des données sismiques (TVD (m) : Profondeur totale verticlae, SL : Niveau marin)
(Rapports géoloiques finaux des puits W3, W1, W2)

2.2.2. Calage

Pour affiner l'interprétation des profils obtenus, on a recours à la technique de calage qui consiste à établir une corrélation entre le temps double recueilli et la profondeur du réflecteur, à partir d'un puits (Bédir, 1998). Elle permet d'édifier un lien étroit entre les données géologiques d'un forage, par exemple, et les données sismiques de surface (Sebei, 2008) et d'extrapoler les résultats pour les zones situées entre les forages. Les données recueillies sont les temps d'aller-retour des ondes « Temps Double (Two Way Time :

TWT)», qui dépendent de la célérité de ces ondes dans les différentes roches qu'elles traversent (Bédir, 1998). Le calage est effectué par la superposition de la colonne lithologique, des diagraphies acoustiques sur la section sismique de surface à la position d'un puits, ce qui nous permet d'identifier les horizons traversés dans un profil sismique. Cette opération nécessite la saisie des chekshots issus des VSP (profondeurs et valeurs TWT respectives). Les données de calage utilisées, lors de l'étude sismique de Ksar Haddada, sont principalement extraites à partir des VSP des 3 puits disponibles à savoir W1, W2 et W3 (Tab19, 20, 21). Les toits des formations réservoirs et roche mère, respectivement la formation Accacus (Silurien Inférieur) et la formation Tannezuft (Silurien Supérieur) sont ensuite pointés. Les tableaux suivants illustrent la relation Temps – Profondeur pour chaque horizon pointé dans les trois puits utilisés (Tab. 19, 20 et 21).

W 1				
Réflecteurs	**TVD/KB**	**TVD/SS**	**TWT/SRD**	**Vitesse moyenne**
Toit formation Accacus (Silurien Supérieur)	1748	1623	858	3783
Toit formation Tannezuft (Silurien Inférieur)	1926	1801	934	3855
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau marin ; TVD (m) : Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; Vm (m/s) : Vitesse moyenne ; SRD : Surface Reference Datum : SS , KB = 125 m				

Tableau 19. Relation Temps-Profondeur dans le puits W1

(Rapport VSP du puits W1)

W2				
Réflecteurs	**TVD/KB**	**TVD/SS**	**TWT**	**Vm**
Toit formation Accacus (Silurien Supérieur)	1595	1473	810	3677
Toit formation Tannezuft (Silurien Inférieur)	1870	1748	930	3762
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau marin ; TVD (m) : Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; Vm (m/s) : Vitesse moyenne ; SRD : Surface Reference Datum : SS ; KB : 122 m				

Tableau 20. Relation Temps – Profondeur dans le puits W2

(Rapport VSP du puits W2)

W3				
Réflecteurs	**TVD/KB**	**TVD/SS**	**TWT**	**Vm**
Toit formation Accacus (Silurien Supérieur)	1536	1460	780	3900
Toit formation Tannezuft (Silurien Inférieur)	1755	1679	790	3950
KB : Table de Rotation ; SS : Niveau marin ; TVD (m) : Profondeur verticale ; TWT (ms) : Temps double ; Vm (m/s) : Vitesse moyenne ; SRD : Surface Reference Datum : SS ; KB = 76 m				

Tableau 21. Relation Temps – Profondeur dans le puits W3

(Rapport VSP du puits W3)

2.2.3. Horizons pointés

Lors de l'interprétation, les horizons identifiés sont suivis en procédant par maille, jusqu'à pouvoir pointer l'horizon en question dans tous les profils sismiques disponibles. Les réflecteurs pointés sont les Toits des formations Accacus (réservoir, Silurien Supérieur) et Tannezuf (roche mère, Silurien Inférieur). Ces réflecteurs, d'épaisseur variable et de

continuité moyenne, sont caractérisés par un changement du caractère sismique traduit probablement par un changement dans la lithologie des formations.

Par endroit, l'interprétation et le pointé de ces réflecteurs ont été plus difficiles et moins précis. Ceci est dû à :

- L'éloignement des puits utilisés lors du calage sismique : au fure et à mesure qu'on s'éloigne d'un puits l'interprétation devient à caractère extrapolatif ;
- La qualité de la sismique
- La présence d'horizon supérieur ou inférieur à l'horizon pointé, ayant une réponse semblable au réflecteur pointé ;
- La présence d'un réseau de fracture qui ennui la continuité latérale des horizons.

2.2.4. Cartes sismiques obtenues

2.2.4.1 Carte isochrone

C'est l'ensemble des courbes ayant la même valeur du temps double (ms) pour un horizon donné. Elle donne la profondeur en temps double (TWT) du réflecteur pointé. Une fois obtenues aux toits des formations Accacus et Tannezuft, les cartes isochrones permettent d'obtenir les cartes isobathes aux toits des mêmes formations.

2.2.4.2.Carte isovitesse

Il s'agit de la répartition de la vitesse entre les puits forés pour un horizon donné. Ci-dessous figurent les cartes isovitesse aux Toits des formations Accacus (Silurien Supérieur) et Tannezuft (Silurien Inférieur) (Fig. 40, Fig. 41). La donnée de la vitesse est issue pour chaque horizon à partir du profile sismique vertical (PSV) des 3 puits disponibles (W1, W2 et W3). La vitesse en question peut être une vitesse moyenne, une vitesse d'intervalle ou une vitesse moyenne quadratique (Fig. 39).

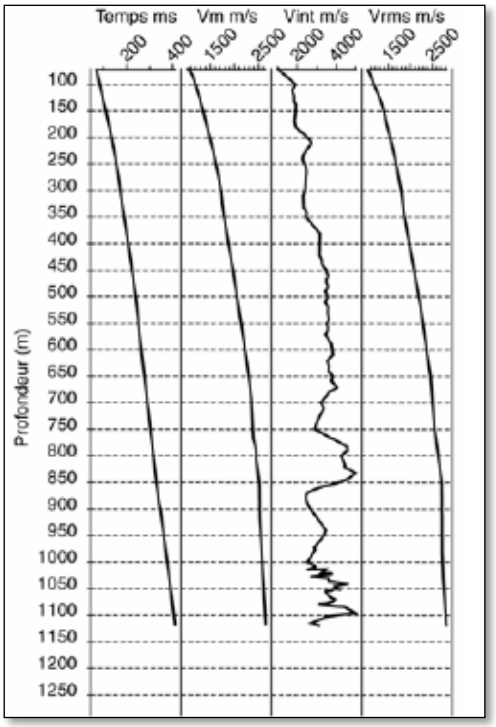

Figure 39. Logs sismique au puits (Vm : Vitesse moyenne ; Vint : Vitesse d'intervalle ; Vrms : Vitesse quadratique moyenne)

(Document Gaz de France – IFP, Marie J.L., 2001)

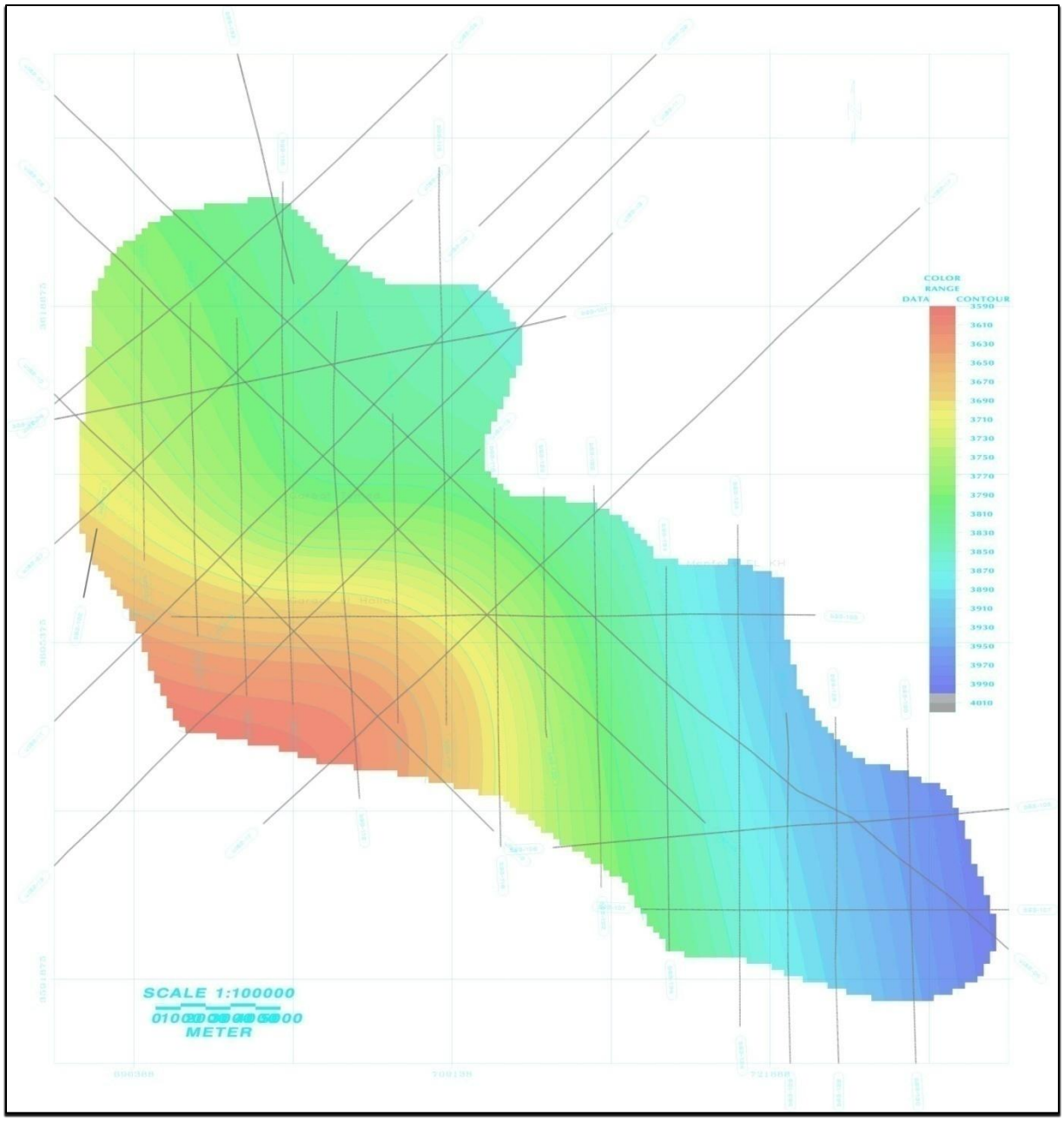

Figure 40. Carte isovitesse au 1/100000 au toit de la formation Acacus (Sud permis Ksar Haddada)

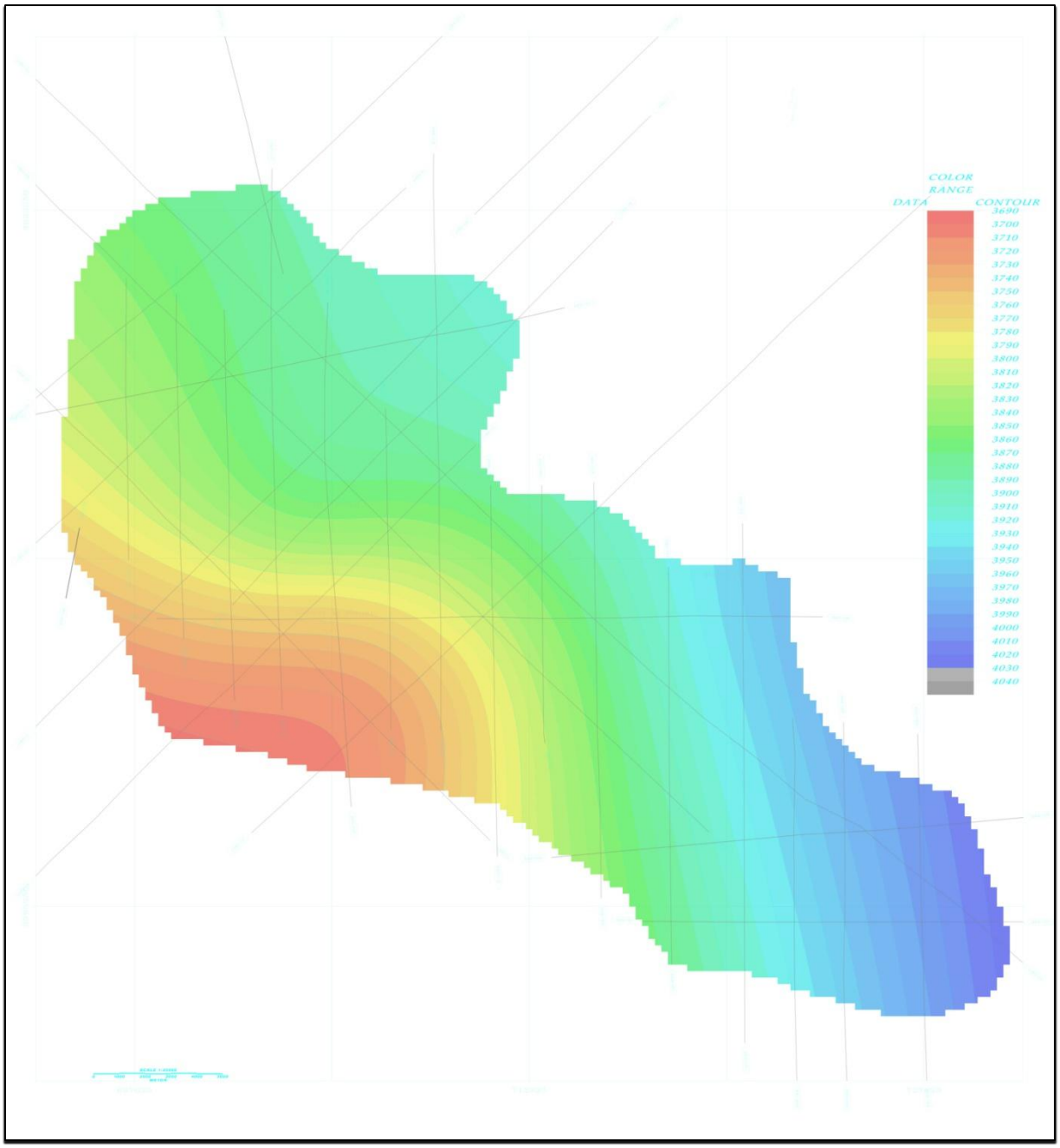

Figure 41. Carte isovitesse au 1/100000 au toit de la formation Tannezuft (Sud permis Ksar Haddada)

3. Discussions

3.1. Analyse des alignements morphostructuraux

Les cartes des estompages représentent le relief suite à une illumination du terrain par une source artificielle, simulant l'éclairage du soleil. Une carte de luminance diférente est générée, en fonction des paramètres angulaires d'azimut, d'élévation de la source lumineuse et de l'exagération verticale (Fig. 42 A et B). L'extraction des « alignements morphologiques », signifiant des discontinuités structurales (Chorowicz, 1980 ; Dix and Jackson, 1981 ; Boucher, 1995 ; Deffontaines, 1990 et 1991; Deffontaines and Chorowicz, 1991 ;

Deffontaines et al., 1994ab ; Deffontaines et al., 1997 ; Rowan and Bowers, 1995 ; Rowland and Sibson, 2004 ; Masoud et al., 2007 ; Masoud et Koike, 2011) reste dépendante de données et d'études complémentaires.

Dans le but d'avoir une idée sur les alignements structuraux, des cartes estompées relatives aux azimuts N 000 °E , N045 °E, N090 °E et N0135 °E et les angles qui leurs sont complémentaires (N180 °E, N225 °E, N 270°E et N 315°E), en ayant fixes l'élévation de la source lumineuse (30°) et de l'exagération verticale (20 x), ont été réalisées.

L'étude des différents estompages couvrant la zone d'étude et de la rosace associée (Fig. 42 A., C.) confirme la présence, dans le secteur d'étude, de deux directions fréquentes d'alignements : (1) une direction majeure E-W, qui pourrait être en relation avec les failles siluriennes de direction E –W décelables sur les cartes isobathes (Fig. 44, Fig. 45) ; (2) une direction WNW – ESE moins fréquente. Cela pourrait déduire l'influence que possède la tectonique profonde sur les alignements de surface dans la Jeffara (Rabia, 1998). Par ailleurs, les analyses et les reconstitutions géodynamiques de subsurface menée sur la partie sud du golfe de Gabès (Touati et Rodgers, 1998), et la plate-forme pélagienne (Bedir, 1995), montre la relation étroite entre l'héritage ancien des failles profondes et la structuration de surface.

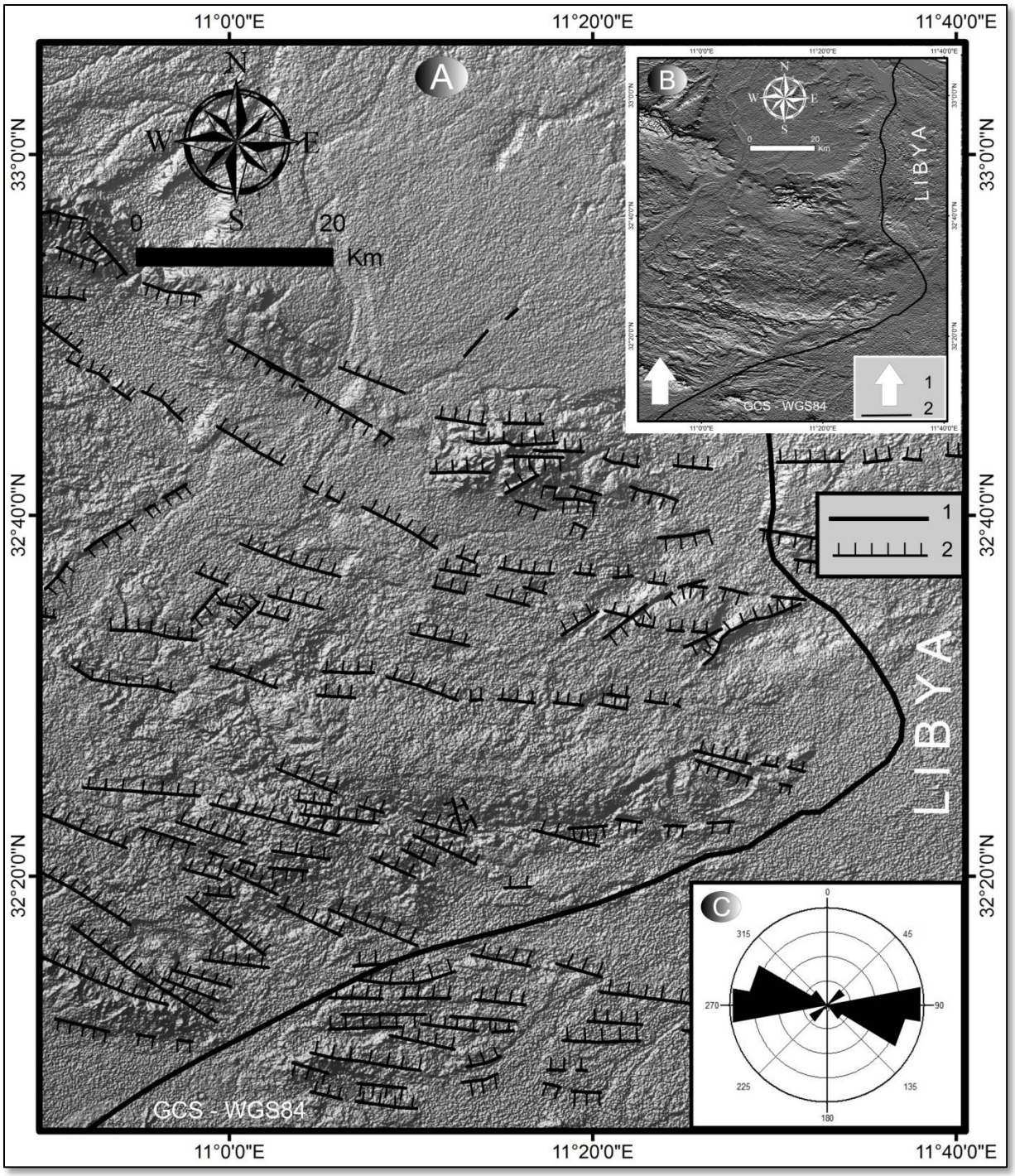

Figure 42. (A) Schéma morphostructural de la région de Ksar Haddada (Fond estompage azimuth N315° E) (1. Frontière, 2. Alignement avec le sens de la dénivelée) ; (B) Estompage SRTM (1. Azimuth N 180°E, Elevation: 30°, Vertical exaggeration: 20 x, 2. Frontière tuniso-libyenne) ; (C) Diagramme en Rose des alignements

3.2. Corrélation des puits pétroliers disponibles

La présente corrélation est de direction N (W1) – S (W2) – E (W3). Elle relie les puits W1, W2 et W3, situés dans la partie SE de la Jeffara (Ksar Haddada) et décrivant des séries qui

s'étendent du Cambrien (formation Sidi Toui) au Lias Inférieur (formation Bhir) (Fig. 43, Fig. 36 B pour la localisation des puits).

Les puits W1 et W2 ont atteint le Silurien Inférieur (Formation Tannezuft) à des profondeurs respectives de 1801 m et de 1747 m, W3 a atteint la formation cambrienne de Sidi Toui à une profondeur de 2319 m. Le Silurien est bien représenté par la formation Tannezuft d'âge Silurien Inférieur, qui a connu des épaisseurs maximale dans les zones de Graben (386 m à W3, 381 m à W1). Dans toute la région de Ksar Haddada, la formation Accacus (Silurien Inférieur) n'est traversée que par les forages W1 (178 m), W2 (275 m) et W3 (219 m), elle serait soit érodée ou non déposée (Aissaoui, 2005, ETAP). Elle est caractérisée par des épaisseurs importantes, malgré la forte érosion qu'a connue le Silurien à la suite de la structuration, engendrée par les derniers mouvements de la phase calédonienne (phase ardennaise) (Ferjaoui et al., 2001). Le Carbonifère est uniquement représenté à W1 par les deux formations (Dembaba traversée à 1465 m et Assedjefar à 1523 m). Quant au Dévonien il est absent dans toute la région de Ksar Haddada et cela serait en relation avec les mouvements tectoniques de la phase hercynienne (Aissaoui, 2005, ETAP). Cette corrélation met en évidence un léger approfondissement des formations paléozoïques vers l'Ouest (W1 et W2). A Ksar Haddada, la série triasique semble être déposée dans un bassin subsident avec, par conséquent, des épaisseurs importantes de la série sédimentaire triasique (1465 m à W1 et 1472 m à W2 et 1460 m W3).

La formation Bir Mastoura d'âge Scythien Inférieur présente des épaisseurs qui diminuent du Nord vers le Sud avec des epaisseurs de 160 m à W1, 98 m à W3 et 31 m à W2. La formation Ras Hamia (Equivalent Kirchaou sensu-stricto) atteint des puissances respectives à W1, W2 et W3 de 265 m, 355 m et 365 m. Le Groupe Rehach (Ladinien Supérieur – Carnien) englobe de la base au sommet : la formation Makhraneb, formation Touareg et la formation Rehach (Chandoul et al., 1993). Ces trois séries sont présentes dans la partie Est de la Jeffara (W17, W13, W10 et W9), mais au Centre et au Sud du permis Ksar Haddada les forages W14, W4, W1, W2 et W3 n'ont recoupé que la formation Rehach sensu-stricto qui est caractérisée par un enrichissement notable en évaporites (des niveaux gypseux à W1 et anhydritiques à W2 et W3) et qui présente des puissances respectives à W1, W2 et W3 de 168 m, 320 m 196 m. A W2 la formation Rehach est formée par des calcaires argileux à intercalations d'argiles et d'anhydrites à faune marine (Echinodermes, Gastéropodes…). La Formation Messaoudi (Rhétien) n'est pas traversée par les puits de la région de ksar Haddada. La formation Bhir est atteinte par les 3 puits sans qu'elle ne soit complète.

La présente corrélation souligne la présence de plusieurs discordances (Fig. 37, Fig. 43) : (1) la discordance taconique d'age ordovicien. Elle sépare l'Ordovicien Moyen de l'Ordovicien Supérieur et met en contact les formations Bir Ben Tartar et Jeffara, qui est causée par le cycle orogénique calédonien ; (2) la discordance calédonienne marquée par l'absence du Dévonien dans tout le secteur d'étude et une présence partielle des formations carbonifères (Dembaba et Assedjefar) ; (3) la discordance hercynienne qui met en contact le Trias Inférieur

(formation Bir Mastoura) avec le Silurien Supérieur (formation Accacus) à W2 et W3 et avec le Carbonifère Supérieur (formation Dembaba) à W3.

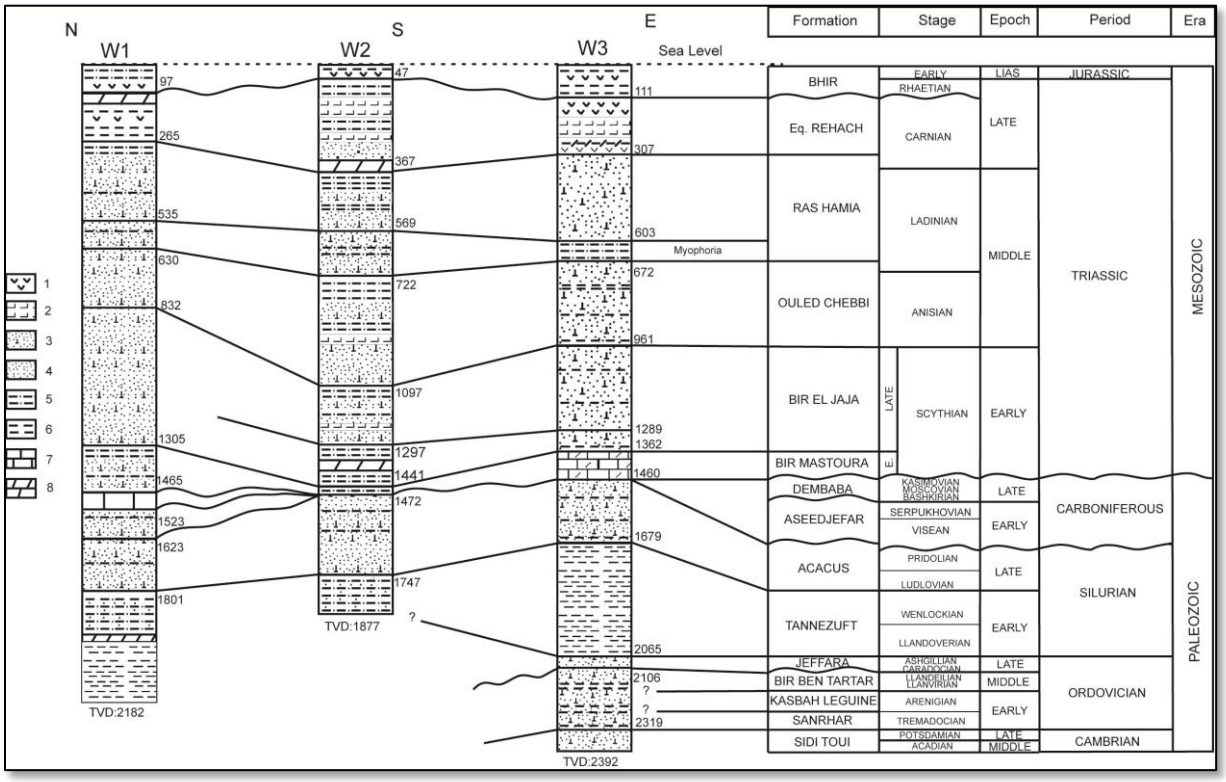

Figure 43. Lithostratigraphie détaillée et corrélation N – S – E des puits de calage W1, W2 et W3 (1. Anhydrite, 2. Gypse, 3. Grés, 4. Sable, 5. Argile, 6. Marne, 7. Calcaire, 8. Dolomie) (Localisation des puits dans Fig 36.B)

(Compilation des Rapports finaux des puits W1, W2 et W3 et Aissaoui, 2005, ETAP)

3.3. Cartes isobathes

Dans le but d'une évaluation du système pétrolier du permis, les toits des formations réservoirs et roche mère, respectivement la formation Accacus (Silurien Inférieur) et la formation Tannezuft (Silurien Supérieur) ont été cartographiés.

3.3.1. Carte isobathe au toit de la formation Tannezuft

Elle est générée à l'échelle 1/100 000, avec une équidistance de 20 m. les valeurs des isobathes s'étalent de 1380 à 2340 m. On y distingue une structuration en horst et graben avec une tendance générale E-W, avec toute fois quelques petites structures locales de direction NW – SE et NE-SW situées vers le Nord (au Nord du puits W1) (Fig. 45).

L'interprétation de la carte permet de déceler la présence d' (1) un graben central de direction E-W, encadré au Nord et au Sud par deux structures en horst et (2) un graben situé plus au Sud.

Ces structures sont entrecoupées par des réseaux de failles majeures normales de direction principale E-W, qui deviennent plus importantes au cœur du graben central et quelques petites failles locales de direction NW-SE et NE - SW, situées vers le Nord.

3.3.2. Carte isobathe au toit de la formation Accacus

Elle est générée à l'échelle 1/100 000, avec une équidistance de 20 m. La fourchette des valeurs des isobathes varie de 1120 à 1936 m. Une structuration en horst et graben avec une tendance générale E-W, similaire à celle cartographiée au Toit de la roche mère Tannezuft est décelée.

L'interprétation de la carte confirme la présence d' (1) un graben central de direction E-W, encadré au Nord et au Sud par deux structures en horst. Ce graben abrite les 3 puits W1, W2 et W3, implantés sur des structures anticlinales ; (2) un graben situé plus au Sud (Fig. 44).

Les failles normales de direction principale E-W ont gardé le même comportement mis à part une faille située au SE de la carte qui s'est inversée. Les quelques petites failles locales de direction NW-SE et NE-SW, situées vers le Nord, persistent.

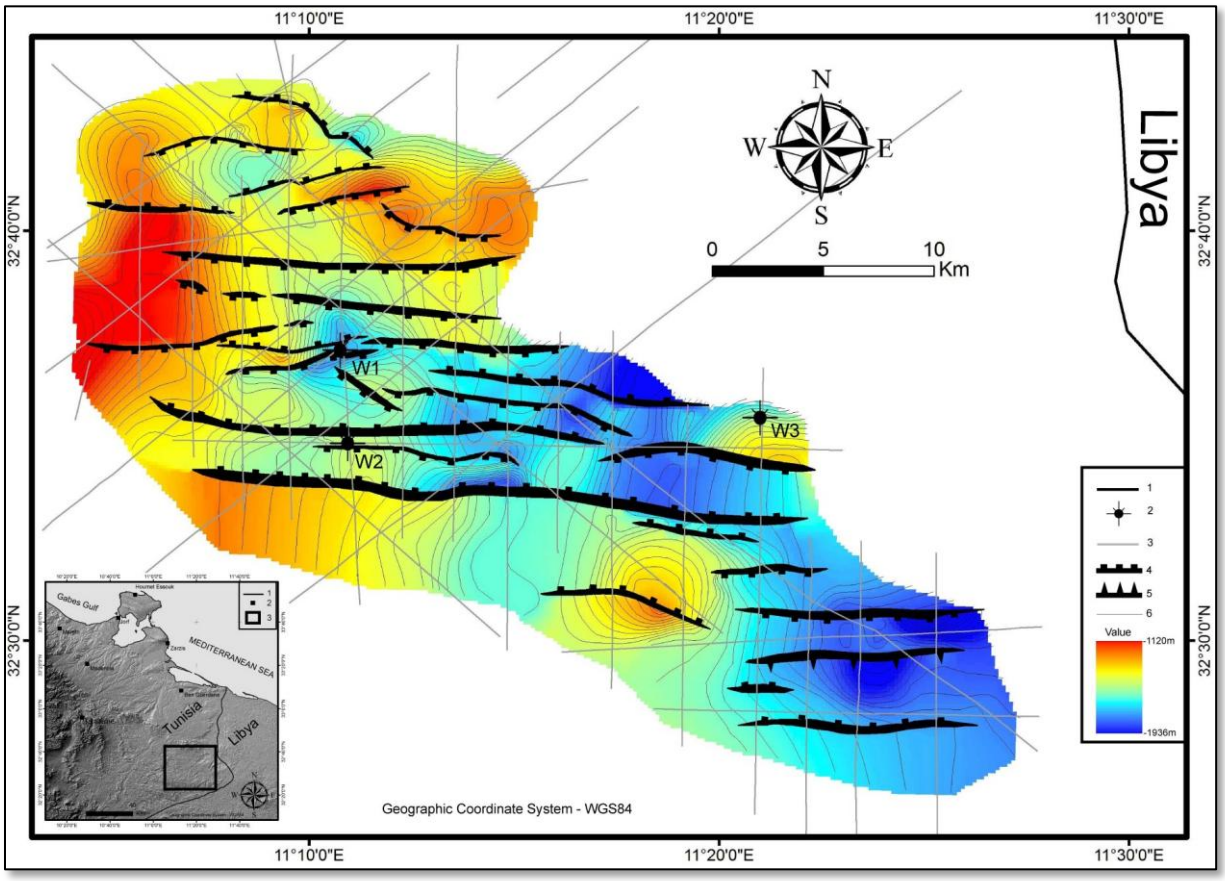

Figure 44. (A) Carte isobathe au toit de la formation Accacus (roche réservoir, Silurien Supérieur) (1. Frontière tuniso-lybienne, 2. Ville, 3. Zone d'étude) ; (B) Localisation géographique du permis de Ksar Haddada (1. Fontière tuniso-lybienne, 2. Puits de calage, 3. Ligne sismique, 4. Faille, 5. Ligne isobathe)

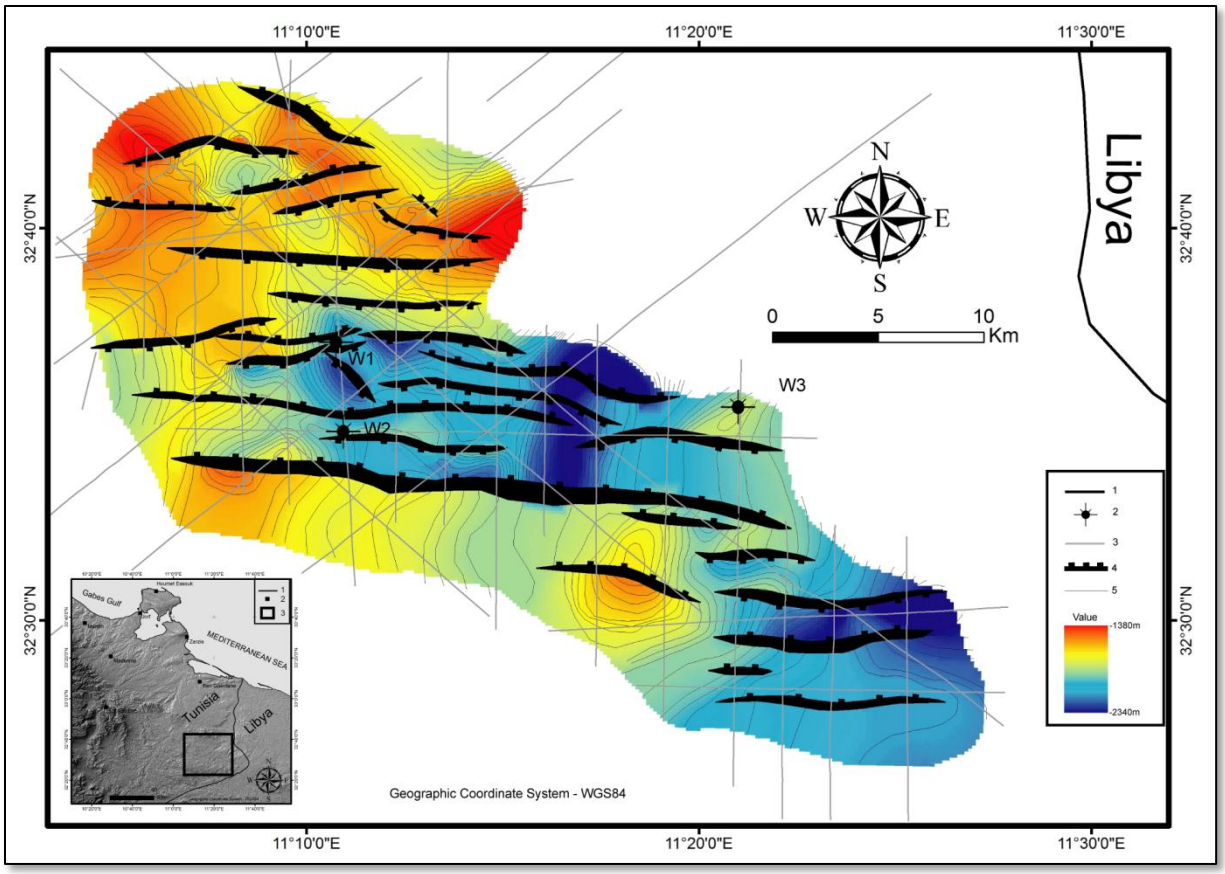

Figure 45. (A) Carte isobathe au toit de la formation Tannezuft (roche mère, Silurien Inférieur) (1. Frontière tuniso-lybienne, 2. Ville, 3. Zone d'étude) ; (B) Localisation géographique du permis de Ksar Haddada (1. Fontière tuniso-lybienne, 2. Puits de calage, 3. Ligne sismique, 4. Faille, 5. Ligne isobathe)

3.4. Potentiel pétrolier

3.4.1. Roche mère silurienne : Formation Tannezuft « les Hot shales » : Roche mère argileuse noire peu profonde

Cette formation est reconnue par ses caractéristiques de roche mère prouvée dans la région, vu sa richesse en argiles noires silteuses, alternant localement avec des marnes noires et charbonneuses. Au Sud Est du permis ces argiles sont à intercalations de grés, localement, dolomitique. Son épaisseur varie entre 15 m et 423 m (à W5). Elle couvre la majeure partie du sud de la Jeffara, excepté les zones élevées de l'Ouest de la région de Ksar Haddada, de Sidi Toui (W4) et de Erg Leguine (W11) (Fig 37 et 43, Fig. 36. B pour la localisastion des puits).

Les valeurs de carbone organique total (COT) varient entre 0.15 et 5.5 % (à W16, W9, W10, W5) et localement atteignent les 9 % (à W3) (Aissaoui, 2005, ETAP). L'indice d'hydrogène (IH) est situé entre 300 et 550 mg d'HC/g COT. Il s'agit d'une matière organique de type II d'origine marine planctonique « oil prone » (Mejri et al., 2006).

3.4.2. Roche réservoir et couvertures siluriennes : Formation Accacus : Réservoir gréseux marin peu profond et discontinu par érosion du sommet

Elle n'est traversée que par les forages W1 (178 m), W2 (275 m) et W3 (219 m), ailleurs, elle serait soit érodée ou non déposée (Aissaoui, 2005, ETAP) (Fig. 37 et 43, Fig. 36. B pour la localisastion des puits). Elle est caractérisée par des épaisseurs importantes, malgré la forte érosion qu'a connue le Silurien à la suite de la structuration, engendrée par les derniers mouvements de la phase calédonienne (phase ardennaise) (Ben Ferjani et al., 1990). Cette formation a été souvent l'objectif premier de l'exploration dans la région sud de la Jeffara. Elle est représentée par des alternances d'argiles et de grés. Dans les puits W1 et W2 les grés deviennent plus abondants et dolomitiques. Elle est formée par des argiles silteuses et des grés. Elle est limitée à la région des grabens au SE du permis (W1, W2, W3). Des indices d'huile et/ou de gaz ont été rencontrés dans les forages W1 et W3. Les niveaux gréseux s'agencent en bancs de 4 à 20 m. La porosité moyenne varie entre 11 et 15.2 % et la perméabilité est située entre 40 et 125 md (Merjri et al., 2006). La couverture des intervalles réservoirs est assurée par les argiles intraformationelles (Aissaoui, 2005, ETAP ; Mejri et al., 2006).

3.5. Système pétrolier

3.5.1. Processus de maturation, génération et explusion des hydrocarbures

L'estimation de l'évolution au cours du temps du flux thermique actuel montre une variation des valeurs moyennes de 1.28 à 1.72 HFU dans la région SE de la Jeffara (secteur de Ksar Haddada) (Ferjaoui et al., 2001, ETAP).

La roche mère silurienne (formation Tannezuft) est mature dans la partie SE du bassin de la Jeffara, avec un pouvoir reflecteur de la vitrinite variant de 0.7 à 1 (Ferjaoui et al., 2001, ETAP), sans pour autant dépasser le stade de la fenêtre à huile. Une entrée dans la fenêtre à huile est effectuée à partir du Trias (Aissaoui, 2005, ETAP), connu par le dépôt d'importantes épaisseurs des formations triasiques, dépassant les 1400 m dans les puits W1, W2 et W3 (Fig. 4). Cette forte sédimentation pourrait compensée les effets de l'érosion de l'orogenèse hercynienne (Ben Ferjani et al., 1990, Ferjaoui et al., 2001, ETAP) .

Dans la partie sud du bassin de Ghadames, la formation Tannezuft a débuté la génération des hydrocarbures à partir du Carbonifère Inférieur, alors que vers le SE du bassin de la Jeffara la génération est plus tardive et elle est effectuée vers le Jurassique Supérieur (Ferjaoui et al., 2001, ETAP). Le peu de quantité d'hydrocarbures générées varie entre 0.06 et 1.7 Tonne/m^2 et les hydrocarbures expulsées sont inférieurs à 1 Tonne/ m^2 (Aissoui, 2005, ETAP). Ces faibles quantités générées et expulsées sont dûs à la faible maturité de la formation Tannezuft dans la région de Ksar Haddada (Ferjaoui et al., 2001, ETAP), qui n'a pas encore atteint le pic de génération d'huile.

3.5.2. Subsidence

La phase hercynienne a joué un rôle déterminant dans l'histoire de subsidence de la roche mère de Tannezuft (Ferjaoui et al., 2000, ETAP). Les émersions et les érosions qui lui sont associées augmentent d'ampleur du Sud (Bassin de Ghadames) au Nord (la partie SE du bassin de la Jeffara) (Ferjaoui et al., 2001, ETAP). Par ailleurs, cette phase compressive qui a connu son apogée vers la fin du Carbonifère (Bodin et al., 2010), a entrainé la remontée de la formation silurienne et l'arrêt de son évolution thermale et des processus d'expulsion des hydrocarbures (Ferjaoui et al., 2000, ETAP ; Aissaoui, 2005, ETAP). Des érosions locales liées à l'orogenèse calédonienne, manifestées par l'absence des formations dévoniennes sur tout le secteur d'étude et par l'absence locale des formations carbonifères. Seules les formations Assedjefar et Dembaba sont présentes (W1 par exemple) et elles montrent une érosion plus importante vers le Sud du secteur d'étude (Fig. 43). L'évolution de la roche mère a repris depuis le Trias, avec le dépôt des formations mésozoiques ; mais elle a été de nouveau ralentie par les orogenèses tertiaires (Belkadhi et al., 1996, ETAP).

3.5.3. Processus de migration

L'expulsion des hydrocarbures à partir de la roche mère silurienne s'effectue à travers les failles verticales vers les pièges siliciclastiques paléozoïques potentiels et en position stratigraphique propice par rapport à la formation Tannezuft : (1) sous jacents à savoir les formations ordoviciennes de Bir Ben Tartar et Kasbah Leguine et (2) sus-jacents dont les grés de la formation silurienne de l'Accacus. La discordance hercynienne facilite la migration des hydrocarbures aux formations triasiques potentiellement réservoirs de Kirchaou (équivalent TAGI) (Ferjaoui et al., 2001, ETAP ; Aissaoui, 2005, ETAP).

4. Conclusions et limites

4.1. Conclusions

L'analyse des données de surface dont la topographie (MNT Type SRTM) et de subsurface (les lignes de Sismique Réflexion 2D et les puits pétroliers) présente un apport crucial dans l'élaboration du modèle structural de la région de Ksar Haddada. Ce dernier confirme l'importance du contrôle que présente le style structural sur les roches mère et réservoir. Les processus de maturation, de génération et de migration des hydrocarbures sont profondément influencés par les phénomènes orogéniques, qu'a connus la région. Par ailleurs, la maturité des argiles siluriennes avec un pouvoir reflecteur de la vitrinite variant de 0.7 à 1 (Ferjaoui et al., 2001, ETAP) est ralentie par l'orogenèse hercynienne ce qui a empêché la roche mère d'atteindre le stade de la fenêtre à huile. Cela pourrait expliquer la non productivité de nombreux puits forés dans la région, qui n'ont montré que des indices de gaz et des traces d'huile (W15, W9, W10, W11, W13, W4, W5, W17, W16, W12, W14, W1, W2) et d'autres qui se sont avérés secs (W3) (Fig 36. B pour la localisation des puits)

L'analyse des « alignements morphostructuraux » (Chorowicz, 1980 ; Dix and Jackson, 1981 ; Boucher, 1995 ; Deffontaines, 1986 a b, 1990 and 1991; Deffontaines and Chorowicz,

1991 ; Deffontaines et al., 1994ab ; Rowan and Bowers, 1995 ; Deffontaines et al., 1997 ; Deffontaines, 2000 ; Rowland and Sibson, 2004 ; Masoud et al., 2007 ; Slama, 2008 ; Masoud and Koike, 2011 ; Viveen et al., 2012) met en avant une possible relation entre la structuration profonde à savoir le réseau de failles normales de direction E – W, décelées sur les cartes isobahtes au toits des formations Accacus (Silurien Supérieur) et Tannezuft (Silurien Inférieur) et les alignements de surface qui ont montré une direction caractéristique E-W.

4.2. Limites

La qualité moyenne de la sismique de la campagne UT 82 et son caractère ancien (problèmes de décalage (Shift) aperçus dans les croisements des lignes sismiques), le nombre limité des puits de calage utilisés (caractère extrapolatifs de l'interprétation au fur et à mesure qu'on s'éloigne du puits), la continuité moyenne des horizons montrant un changement du caractère sismique du probablement à un changement lithologique ont rendu, par endroit, l'interprétation et le suivi des horizons difficiles et extrapolatifs.

Trosième partie

Apports de l'analyse de la surface topographique à l'étude morphostructurale de la Jeffara

Chapitre 1 : Analyse morphométrique du Modèles numérique de terrains et ses dérivés

Chapitre 2 : Morphologie et morphométrie du réseau de drainage

Chapitre 3 : Neotectonics of coastal Jeffara (Southern Tunisia) : State of the art

Conclusions

Chapitre 1

Analyse morphométrique du Modèle Numérique de Terrains et ses dérivés

Introduction

L'évolution dynamique des formes du relief traduit, par le signal topographique, l'interaction entre la tectonique, le climat et l'érosion, qui par leur effets cumulés et répétés, contribuent à la construction de reliefs (Charpentier, 2006). Par ailleurs, l'étude de la topographie via les MNTs et des marqueurs associés permet, sous certaines conditions et hypothèses (Sébrier et al., 1991) de comprendre l'évolution des morphostructures et leurs histoires morphodynamiques. Ainsi, le progrès technologique des méthodes de mesures de la déformation (GPS, MNT, Interférométrie…) a facilité la compréhension des processus de surface. Les modèles numériques de terrain (MNT) y contribuent fortement par les informations quantitatives fournies par les paramètres géomorphométriques calculés (l'altitude, la pente, l'aspect…).

1. Notion d'un MNT

1.1. Généralité : Modèle numérique de terrain

« Le modèle numérique de terrain est une représentation numérique de la surface topographique, sous la forme d'un ensemble de points, de coordonnées tridimentionnelles connues, destinés à nous suggérer la forme du terrain » (Polidiori, 1991). Il est aussi considéré comme « une représentation tridimensionnelle numérique et mathématique d'une surface topographique donnée » (Carvalho, 1995) Les données altidunales sont représentées en grilles régulières et géoreférencées associant à chaque couple de longitude et de latitude une valeur d'altitude (Charleux Demargne, 2001). Il correspond à une modélisation de la surface topographique, qui est toujours en interaction complexe avec les phénomènes liés à la tectonique, le climat et l'érosion (Howard, 1967 ; Braun et Sambridge, 1997 ; Miliaresis, 2006).
Ainsi, l'analyse morphométrique du modèle numérique de terrain intègre un grand nombre de processus (mécanique, physico-chimique…) et de paramètres (pente, lithologie…), permettant d'évaluer, à partir des structures morphologiques actuelles, celles qui les ont générées.

Par ailleurs, il serait intéressant de faire la distinction entre deux terminologies, souvent confuses, de cette représentation altimétrique de la surface terrestre (Fig. 46) :

- Le modèle numérique de terrain (MNT)/Digital Topographic Model (DTM), qui est « une distribution spatiale d'un ensemble de propriétés de terrain » (Collins, 1981). Il

se rapporte à l'élévation du terrain lui-même, sans prendre en considération l'hauteur des surfaces réfléchissantes (végétation, construction …), appelées aussi le sursol (Charleux Demargne, 2001) ;

- Le modèle numérique d'élévation (MNE)/Digital Elevation Model (DEM), qui tient en compte aussi bien le relief que le sursol et prend en considération la moyenne des altitudes par rapport à la taille du pixel de la première surface réfléchissante (Ben Hassen, 2012). Généralement, par photorestitution ou extraction automatisée, les photos aériennes et les images satellitaires aboutissent à l'élaboration de ce type de modèle (Wilson et Gallant, 2000).

Souvent, les deux termes évoqués ci-dessus sont confondus et le terme modèle numérique de terrain (MNT) est le plus courant.

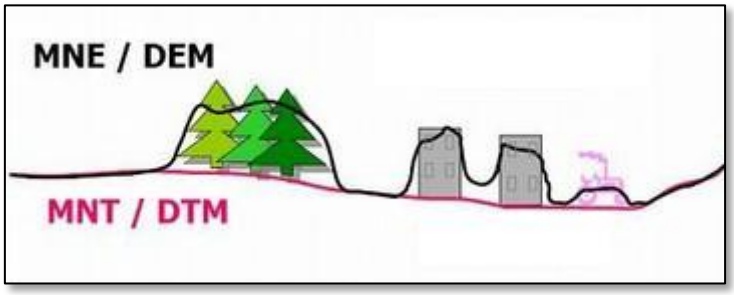

Figure 46. Représentations du MNT et du MNE. Notons que le *MNE/DEM prend en considération le relief et le sursol, alorque le MNT/DTM prend en compte uniquement la distribution du relief*
(modifiée, Eductice.ENS Lyon)

1.2. Diversité de sources des MNEs

1.2.1. Méthode d'acquisition des MNEs

Les sources et les techniques de production d'un MNE se multiplient et se chevauchent ; le choix d'une méthode ou d'une autre est souvent soumis à des contraintes thématiques, de choix de la zone d'étude, du coût …

La construction du MNE dépend de deux phases indépendantes : (1) la détermination des altitudes, correspondant au calcul d'un jeu de points relatif au système cartographique et au système d'altitude ; et (2) le réechantillonnage de ce jeu de points, qui consiste à interpoler une surface à partir de points connus et suivant le format de représentation du MNE (Polidori, 1991 ; Charleux Demargne, 2001).

Dans ce qui suit, un aperçu bref sur les différentes techniques et méthodes de fabrication d'un MNE est présenté :

- Digitalisation manuelle ou automatisée par scannage des courbes de niveau et des points cotés à partir des cartes topographiques. La précision de cette technique dépend

de la qualité de digitalisation, la précision graphique de la carte et celle des levés topographique…

- Levée directe des coordonnées (x, y, z) par des mesures topométriques ou GPS (Golobal Positioning System). La précision de ces dernières sera fonction de l'appareil utilisé, la qualité de la mesure, du terrain ;
- Photogrammétrie et radargrammétrie : par photo-restitution de photos aériennes et d'images satellitaires (optique ou radar) en se basant sur la vision stéréoscopique d'un couple d'images. L'appariement de points homologues est déterminant dans le calcul de la parallaxe, qui permet l'attribution d'une valeur d'altitude à chaque couple de points. Cette technique est sensible à la discordance radiométrique entre les images d'un même objet, ce qui rend difficile la détermination des pixels homologues (Charleux Demargne, 2001). Cela induit à une augmentation du bruit sur la parallaxe entrainant la dégradation de la précision altimétrique (Leberl, 1990 ; Greve, 1996 ; Tannous et al., 1997).
- Système laser aéroporté / LIDAR (Light Detection and Ranging) (Fig. 47), qui consiste à émettre des ondes sonores et à enregistrer les signaux réfléchis par les objets de la surface topographique. A partir du temps de parcours du signal, on calcule la distance entre la plateforme et la surface réfléchissante. Les coordonnées tridimensionnelles (x, y, z) sont données grâce à la présence d'un GPS et une centrale inertielle (Charleux Demargne, 2001 ; Terraimaging, 2013).

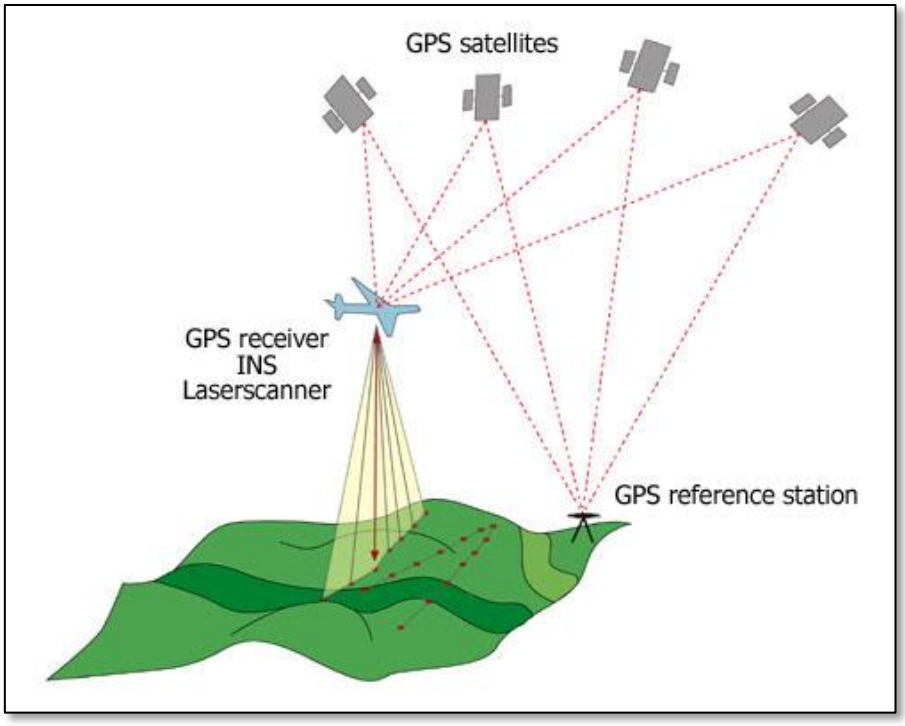

Figure 47. Principe de fonctionnement du système de laser aéroporté
(Terraimaging, 2013)

1.2.2. Données altimétriques libres et MNEs dérivés

Le développement, qu'a connu internet ces dernières années et la prise de conscience des gouvernements de l'importance des données altimétriques dans les domaines civils a rendu accessible une large gamme de données topographiques gratuites, parmi lesquelles :

1.2.2.1. MNE GTOPO30

Le « Global Topography 30-arc-second » couvre la totalité des terres émergées. Les dalles sont construites sur une grille horizontale de 30 secondes d'arc (0.0083°, soit une résolution planimétrique approximative de 1 km), sous le système de coordonnées géographiques et sous le référentiel WGS 84. Ces données sont constituées de 33 tuiles et ont été publiées en 1996 (GTOPO 30 DATA). La dalle contenant la Tunisie s'étend des latitudes 40° N à 10°S et longitudes 20°W à 20°E et est constituée par 6000 lignes et 4800 colonnes (Fig. 48).

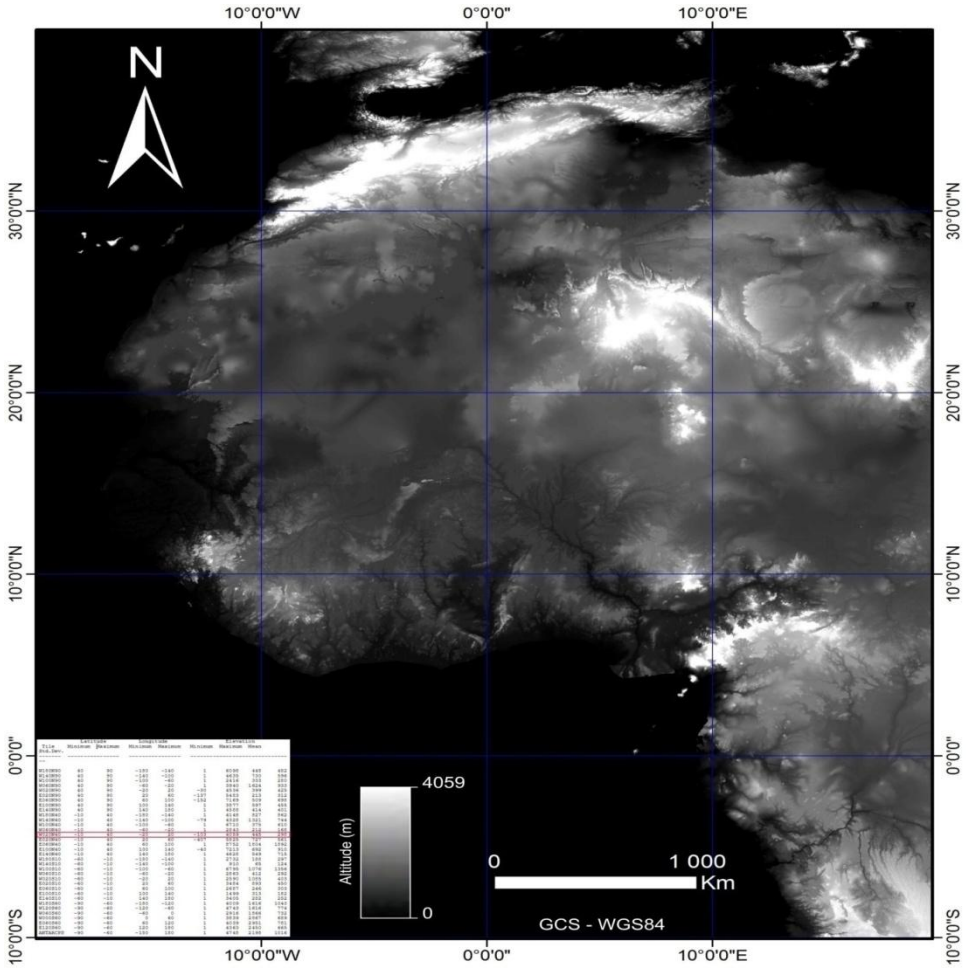

Figure 48. Dalle GTOPO 30 couvrant l'Afrique de l'Ouest et le Sud de l'Espagne et tableau détaillant les tuiles GTOPO 30 disponibles (GTOPO 30 DATA)

1.2.2.2. MNE ETOPO 5, 2 et 1

« Earth Topography » est une large base topographique et bathymétrique représentée par plusieurs générations et versions (données ETOPO 5 publiées en 1988, ETOPO 2 avec deux versions successives V1 en 2001 et V2 en 2006 et ETOPO 1 publiées en 2008). Leurs résolutions respectives sont 3, 2 et 1 minute d'arc et le référentiel est WGS 84.

1.2.2.3. MNE SRTM

La campagne Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) constitue une importante base de données d'élévations (Rabus et al., 2003), couvrant 80% des terres émergées, entre les latitudes 60° N et 56° S (NASA, 2012) est le fruit de la collaboration entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et la NGA (National Geospatial-Intelligence Agency (ex-NIMA)). Ces données altimétriques ont été recueillies, au cours d'une mission de 11 jours en février 2000, effectuée par la navette spatiale ENDEAVOUR (STS-99), à une altitude de 233 km. Cette campagne se sert de la technique de l'interférométrie radar IFSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) (Rabus et al., 2003 ; Bourgine et Baghdadi, 2005 ; Jordan et al., 2005 ; Mantenelli et al., 2009 ; Nasa, 2009 ; Shortridge et Messina, 2011) (Fig. 49).

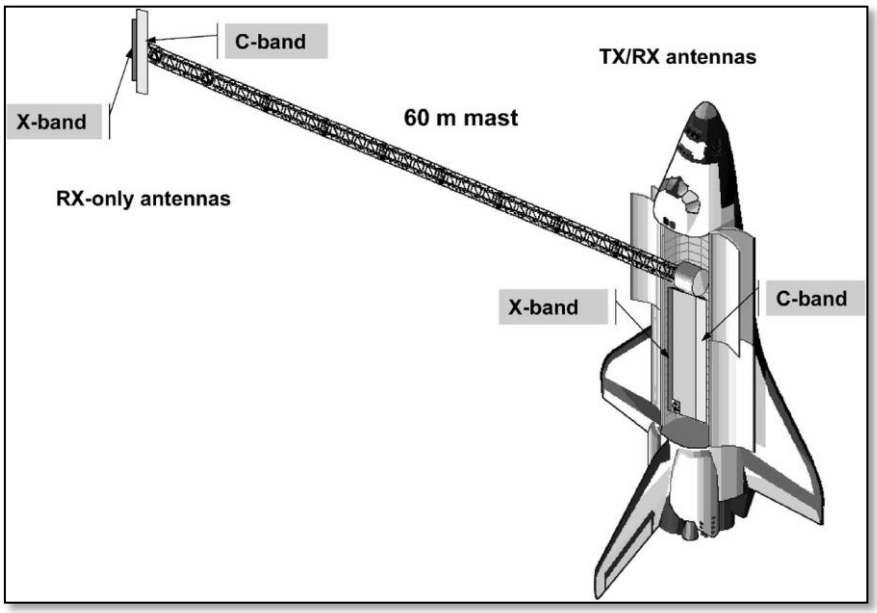

Figure 49. Composantes spatiales du SRTM space montrant les segments de la bande X et la bande C du system SAR (TX: transmitter, RX: receiver)
(Rabus et al., 2003)

En 2003, la version actuelle 4, mise à disposition du grand public a été publiée par la NASA. Cette base de données à couverture mondiale (SRTM 3) dont la résolution est de 3 secondes d'arc (approximativement 90 m à l'équateur) succède aux MNT GTOPO 30 à 1 km de résolution. Une couverture plus précise, à savoir 1 seconde d'arc (approximativement 30 m à l'équateur) existe sur les Etats Unis d'Amérique et leurs environs (NASA, 2009).

Les données SRTM 3 sont fournies avec une précision verticale variant de 10 à 30 m dans une grille de 90*90 m par cellule et une erreur RMSE de +/- 5 à 20 m (Miliaresis et Paraschou, 2005). Par conséquent, elles sont considérées comme étant la base topographique la plus précise (Rabus et al., 2003), ce qui les rend fréquemment utilisées dans d'innombrables domaines (Massonnet et al.,1993 ; Frappart, 2006 ; Massonnet et Elachi, 2007). La présence d'artéfacts dans les données publiées nécessitant d'être retravaillées afin de combler les vides en recalculant les pixels avoisinants et de supprimer les valeurs aberrantes, est signalée. Ces traitements sont principalement nécessaires sur les zones de rivage, vu la sensibilité de la technique Radar à la présence des mouvements de vagues.

Le Sud tunisien est couvert par 4 tuiles SRTM à savoir N033E010, N033E011, N32E010 et N032E11) (Fig. 50)

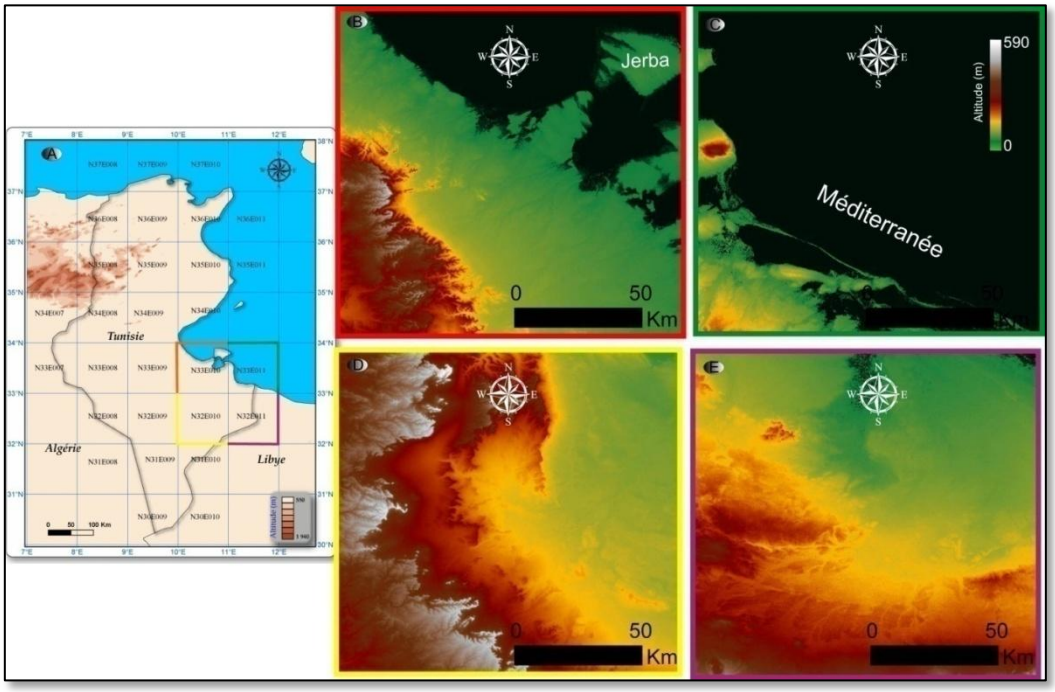

Figure 50. (A) Découpages des dalles du MNE SRTM couvrant la Tunise (Ben Hassen, 2012) **; (B), (C), (D) et (E) Dalles disponibles sur la zone d'étude.**

1.2.2.4. MNE ASTER GDEM

Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation (ASTER GDEM) est un modèle numérique d'élévation produit en 2009 par les Etats-Unis et le Japon et couvrant des surfaces terrestres allant de 83° N à 83° S (USGS, 2009). Les données sont collectées par le radiomètre ASTER, qui emploie à la fois « nadir-viewing » et « backward-viewing telescopes », et ont été mises en libre accès en Juin 2009 par la NASA (National aeronautics and Space Administration) américaine et la METI (Ministry of Economy, Trade, and Industry) japonaise. Les données altitudinales sont caractérisées par une erreur quadratique moyenne verticale entre 10 et 25 m et résolution altimétrique de 1

seconde d'arc (approximativement 30 m à l'équateur) (ERSDA (Earth Remote Sensing Data Analysis Center, 2009).

La version 1 (ASTER GDEM 1.0) a été compilée à partir de 1.2 million scènes (60 x 60 km2 chacune). Elle est caractérisée par une exactitude globale de 20 m avec 95 % de niveau de confiance et une résolution spatiale de 120 m. Plusieurs artefacts ont été constatés sur la 1ère version GDEM 1.0, dus à une mauvaise couverture spatiale, l'effet des nuages, la production du DEM à partir de scène individuelle (ASTER GDEM summary report, 2009).

En Octobre 2011, une seconde version de GDEM 2.0 a été réalisée, en intégrant de nouvelles scènes (260 000 stéréo-paires en plus) pour réduire les artefacts et améliorer la valeur de la résolution horizontale (en utilisant la corrélation Kernel 5x5 au lieu de 9x9 pour GDEM 1.0). GDEM 2.0 est caractérisé par une exactitude globale de 17 m avec un niveau de confiance de 95% et une résolution horizontale de 75 m (Readme file ASTER GEDM, 2011).

Les données disponibles sont fournies en format GEOTIFF (Georeferenced Tagged Image File), en coordonnées géographiques, sous le référentiel WGS84 (World Geodetic System) et le géoide EGM96 (Earth Gravitational Model, 1996). La zone d'étude est couverte par 4 tuiles : N32° E10°, N32° E11°, N33° E10°, N33° E11° (Fig. 51).

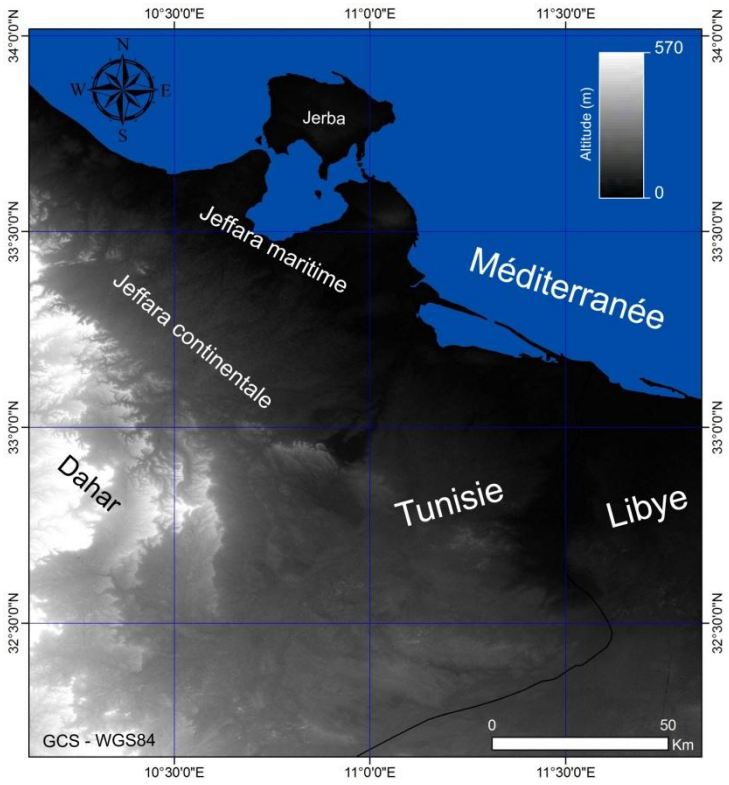

Figure 51. Mosaique de 4 dalles ASTER GDEM couvrant la zone d'étude

Par ailleurs, les données ASTER GDEM sont fournies sous forme de fichier compressé portant dans le nom la longitude et la latitude du centre du pixel du coin SW de la dalle (Fig A). Ce fichier englobe : (1) un fichier_dem.tif (DEM file, Fig. 52. B), (2) un fichier _num.tif

(QA file, Fig 52. C)), contenant une indication sur la qualité (Readme file ASTER GDEM, 2011). Ce dernier indique :

- Si la valeur est positive, le nombre de paires stéreoscopiques utilisées pour déterminer l'altitude d'un pixel donné ;
- si la valeur est négative (altitude non déterminée par stéréoscopie), la source externe utilisée pour déterminer l'altitude du pixel en question (Fig. 52. D) est à ce moment là définie par la valeur indiquée.

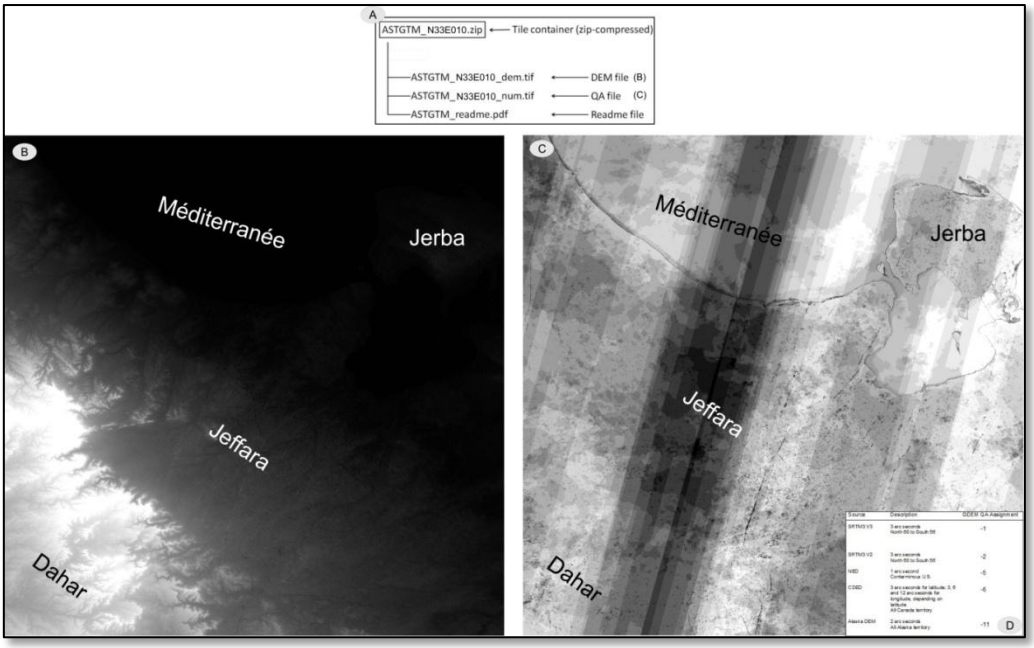

Figure 52. (A) Composantes du fichier compressé ASTER GDEM, (B) Fichier DEM de la dalle N33E010 couvrant la partie NW de la Jeffara ; (C) Fichier QA de la dalle N33E010 ; (D) Tableau illustrant les sources externes pouvant être utilisées dans le calcul de l'altitude d'un pixel donné (SRTM3. Shuttle Radar Topography Mission 3, V3 Version 3, V2 Version 2, NED. U.S. National Elevation Data, CDED. Canadian Digital Elevation Data)

1.3. Format du MNE

La disposition de l'ensemble des points échantillonnés de coordonnées (x, y, z) définit différentes formes du MNT (Yoeli, 1983) (Fig. 53) :

- **Courbes de niveau** : ce sont des polylignes d'iso-altitude, définies suivant une équidistance fixe (Charleux Demargne, 2001). Il s'agit d'une représentation irrégulière puisque les points sont fréquents le long de la ligne et absents entre 2 courbes successives. Cette représentation reste peu fidèle à la réalité morphologique du terrain, vu l'absence d'informations entre les polylignes successives ;

- **Profils** : l'altitude est représentée par des points, à intervalle variable, situés le long des profils dans une direction horizontale donnée. Cette représentation peut s'adapter à la morphologie locale ;
- **Réseau de Triangles Irréguliers (Triangular Irregular Network « TIN »)** : représente la surface topographique sous forme d'ensemble de points irréguliers reliés afin de former un réseau de facettes triangulaires contiguës sans chevauchement, avec les valeurs z mémorisées dans le nœud (Sillard, 2007). C'est une triangulation de la surface du relief à partir du semis de points. Le terrain est décrit à l'intérieur de chaque triangle par le plan qui passe par les trois sommets du triangle.
  La fonction *H* est donc bilinéaire en *(x,y)* par morceaux (pour chaque facette).

  z=H(x,y)=a0 + a1x + a2y avec *a0*, *a1* et *a2* fonctions du triangle (Rousseaux, 2006)

  Ce format intègre des points caractéristiques (les sommets, les cuvettes, les cols) et/ou des lignes caractéristiques (ligne de cretes, talwegs, ligne de rupture, contour de lac), ce qui lui donne l'aptitude de mieux épouser la forme du relief.
  Par ailleurs, « un triangle est un objet facilement représenté en 3 D et d'une manière précise par son seul vecteur de pente » (Charleux Demargne, 2001) ; ce qui permet l'interpolation au sein des facettes triangulaires, augmente l'adaptabilité de l'information stockée en fonction des variations de la morphologie de terrain et facilite la mise à jour locale (Falcidieno and Spagnulo, 1991).

- **Grille carré régulière (maille, raster) ou irrégulière** : il s'agit d'un maillage carré dans un plan horizontal où chaque noeud est associé à une altitude (Lammali, 1989).
  La grille est définie par un pas. Ce dernier correspond à la distance, selon *x* ou *y* dans l'unité de mesure du MNT, entre deux noeuds consécutifs (Rousseaux, 2004). Le pas du maillage est en fonction du type d'acquisition, du domaine d'application et de la précision voulue. Bien que les mailles régulières permettent un gain de mémoire (le positionnement planimétrique est nécessaire pour un point de la cellule, les coordonnées des autres se déduisent à partir de la résolution de la maille) et les algorithmes basés sur ces grilles sont facile à implémenter (Charleux Demargne, 2001), elles restent peu fiables quant à la description de la morphologie du terrain. Pour mieux épouser la forme des reliefs, il s'avère que les grilles irrégulières sont les mieux adaptées (Polidori, 1991). La fréquence d'échantillonnage de ces dernières est d'autant plus grande que le terrain est accidenté (Loi de Shannon : la fréquence d'échantillonnage optimal, pour un signal donné, est le double de la plus haute fréquence de ce signal (Charleux Demargne, 2001).

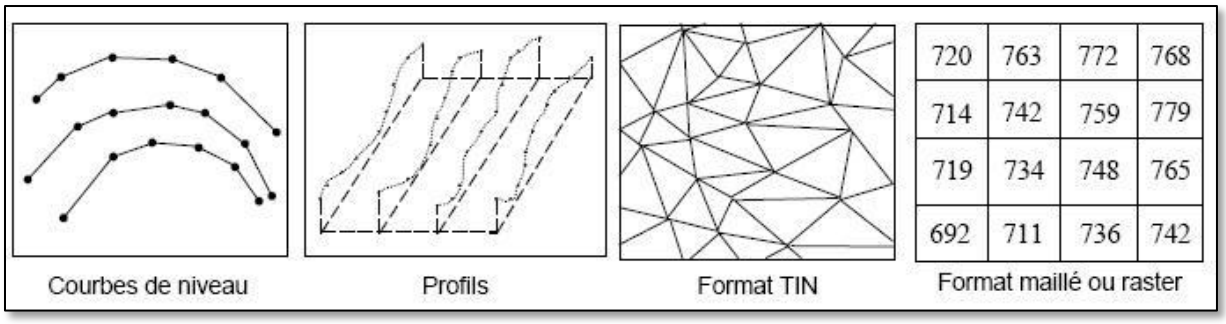

Figure 53. Formats du MNE
(Charleux Demargne, 2001)

2. Qualité des MNEs disponibles et choix du MNE

2.1. Notions de résolution planimétrique et précision altimétrique

2.1.1. Principe

Le modèle numérique de terrain est souvent caractérisé par deux variables influant sa qualité : (1) la résolution planimétrique, qui définie le pas de la maille du MNT et (2) la précision altimétrique, (Garbrecht et Martz, 1994 ; Hodgson, 1995 ; Florinsky et kuryakova, 2000, Slama, 2008). Cette dernière est issue d'une opération d'interpolation spatiale, à partir de « points test », dont la bonne distribution géographique est exigée, dans le but d'une meilleur représentation des variations topographiques, par rapport aux valeurs d'élévations connues avant l'interpolation (Slama et al., 2004ab ; Miliaresis et Paraschou, 2005 ; Rebai et al., 2007 ; Slama, 2008).

2.1.2. Application

Le calcul des cartes d'ombrage à partir des MNTs GTOPO30, SRTM et ASTER GDEM a permis d'avoir un aperçu préliminaire sur le niveau de détail topographique (LOD ou Level Of Detail) (Slama, 2008). Par conséquent, en se basant uniquement sur la résolution planimétrique, le modèle numérique de terrain GTOPO 30 avec une résolution planimétrique approximative à l'équateur de 1 km (GTOPO 30 DATA), ne donne aucun détail de l'île de Jerba (Fig. 54. D, d). Sa résolution spatiale, n'est pas alors adéquate à l'echelle de la présente étude. Ce dernier est dédié à des études plus globales.
Le MNT ASTER GDEM (Fig. 54. B, b) et SRTM (Fig. 54. C, c) avec une résolution planimétrique respective de 1 seconde d'arc (approximativement 30 m à l'équateur) et de 3 secondes d'arc (globalement 90 m à l'équateur) sont retenues puisque leur résolution planimétrique respective est appréciable à l'échelle de notre étude.

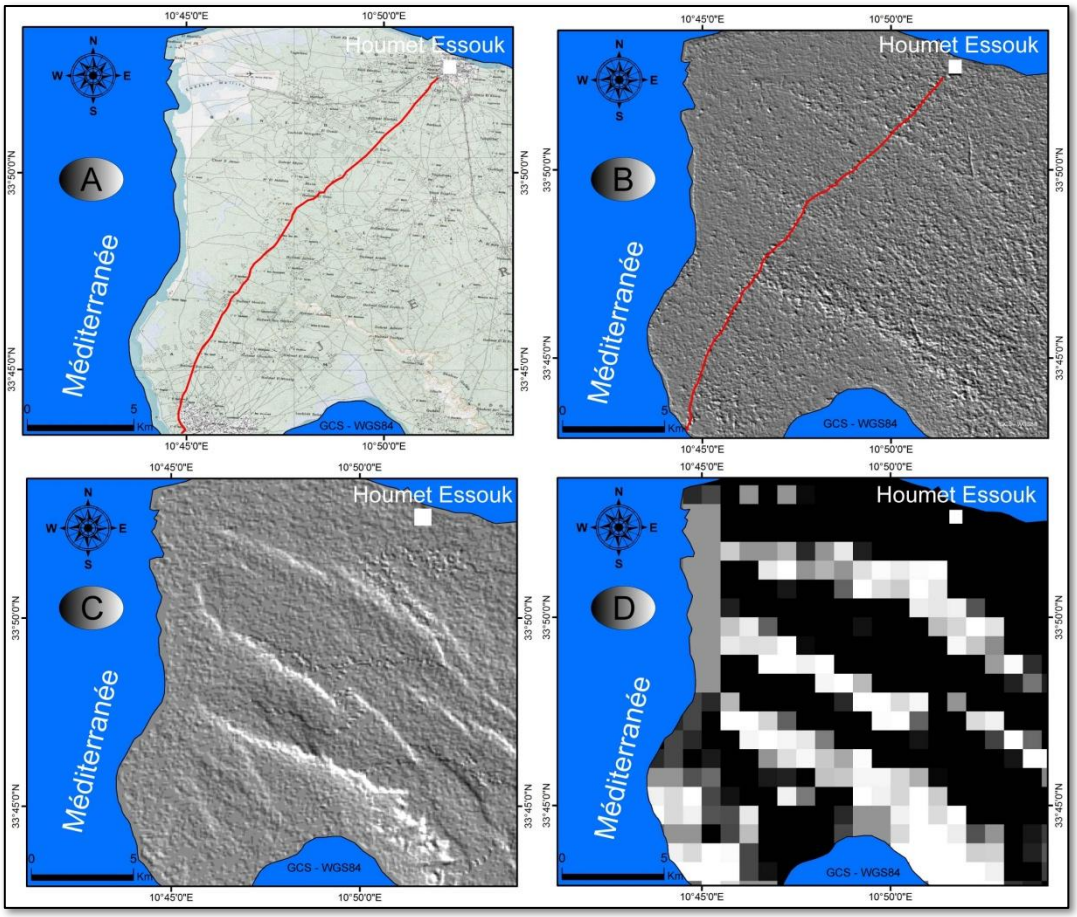

Figure 54. Différence de résolution entre les MNEs libres. A : Carte topographique de Houmet Essouk (Jerba) (au 1/50 000) ; B, C et D Estompages (Elévation 30°, Azimuth : 225) respectifs du MNE ASTER GDEM, MNE SRTM et du MNE GTOPO 30. *Noter le niveau de détail fourni par l'ASTER GDEM, par exemple la possibilité de visualisation de la route (trait rouge) présente sur la carte topographique au 1/50 000.*

2.2. Evalution d'un MNT

2.2.1. Principe

« La qualité de données est ce qui satisfait à l'utilisation, ce qui répond à un besoin et ce qui est conforme à un standart » (Chrisman, 1986)**.** Deux méthodes complémentaires permettent d'évaluer la qualité d'un MNT (Polidori, 1991) :

- La validation interne, basée sur une reconnaissance des propriétés des reliefs ;
- La validation externe, permettant de comparer le MNT à des données de contrôle, qui doivent être bien distribuées pour représenter au mieux les variations topographiques du terrain (Slama et al., 2004ab ; Miliaresis et Paraschou, 2005 ; Rebai et al., 2007 ; Slama, 2008). Elle consiste à calculer la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE : Root Mean Square Error).

La valeur de la RMSE est donnée par l'équation suivante (Charleux Demargne, 2001), qui exprime la différence entre les valeurs prédites et les valeurs effectivement observées :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Z_0 - Z_i)^2}{n}}$$

Avec n le nombre de points de contrôle utilisés, Zi (m) l'altitude au point i et Z0 (m) l'altitude de contrôle en ce meme point.

2.2.2. Application : validation des MNTs ASTER GDEM et SRTM

i. Validation interne

Avec une résolution altimétrique respective de 1 seconde d'arc (approximativement 30 m à l'équateur) et de 3 secondes d'arc et une erreur quadratique moyenne verticale respective entre 10 et 25 m et entre 5 et 20 m (ERSDA : Earth Remote Sensing Data Analysis Center, 2009), les MNTs ASTER GDEM et SRTM se montrent intéressents. Mais le rapport de la mission de validation du ASTER GDEM, effectué par les équipes de la NASA et de la METI s'avère contraignant et considère que la version libre de cette base de données altitudinales n'est qu'une version « expérimentale » (METI et al., 2009).

Dans une première étape lors de la validation interne, l'ASTER GDEM montre des résultats peu satisfaisants avec la présence de plusieurs artéfacts (Fig. 55) pouvant érronnés les paramètres morphométriques calculés à partir du MNT et par conséquent affectés la qualité de l'interprétation morphostructurale du terrain.

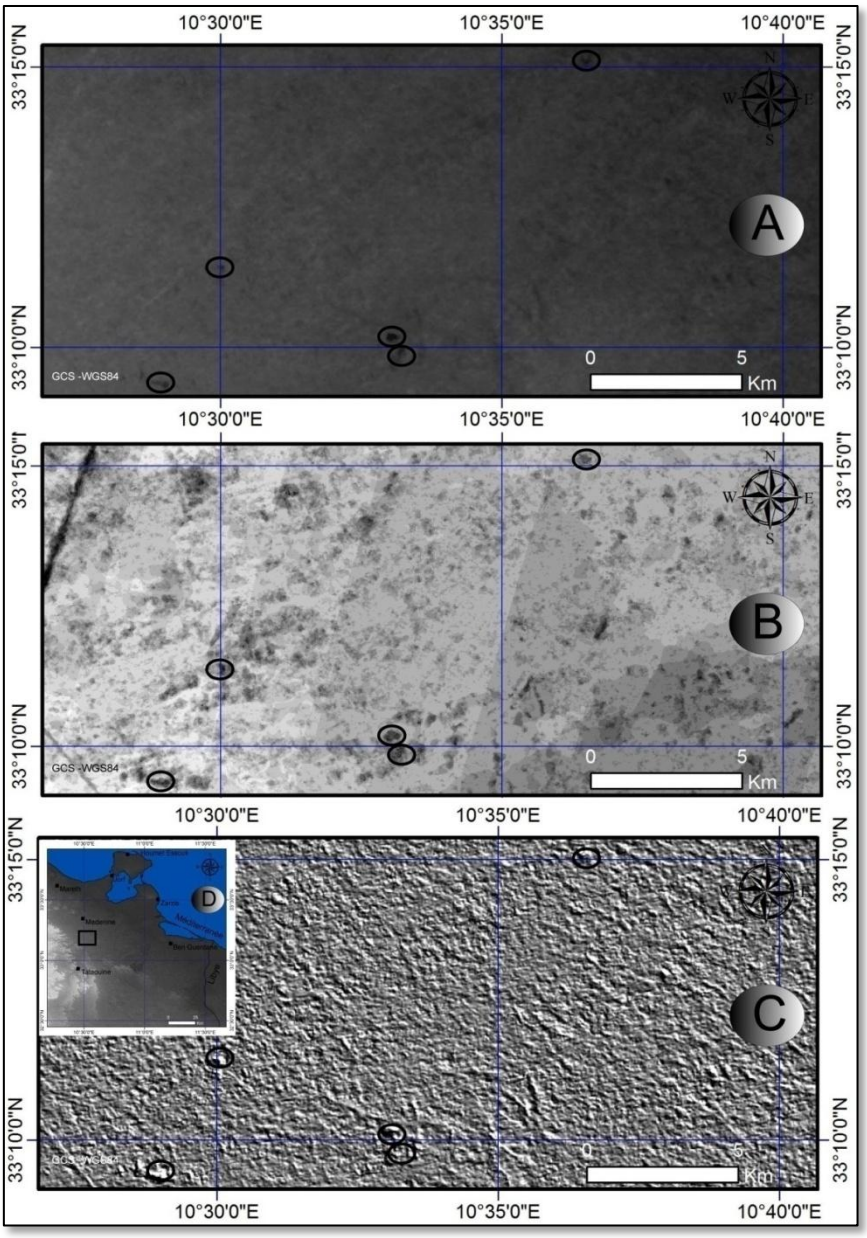

Figure 55. Illustration des possibles artefacts présents sur ASTER GDEM, (entourés en noir), (A) ASTER GDEM, (B) Masque numérique de l'ASTER GDEM montrant des valeurs faibles du nombre de scènes utilisées, (C) Estompage (élévation 30°, Azimuth 225°), (D) Carte de localisation de la zone test située au Sud de la ville de Medenine.
Noter les artefacts représentés sur la carte de reliefs par des cuvettes érronées

ii. Validation externe

Les points de contrôle sont des mesures GPS prises lors de la mission de terrain de Mars, 2012 avec un GPS portable de type GARMIN, ayant une précision altimétrique globale de +/-3 m. Des points GPS présentant une précision altimétrique supérieure à + /- 3 m, ont été recensés surtout sur l'île de Jerba et vers la côte des péninsules de Jorf et de Zarzis et ont été, par conséquent, éliminés. Seules les 29 mesures GPS, présentant une précision de 3 m sont retenues (Fig. 56.A, B). Ainsi, l'évaluation externe a montré une erreur quadratique moyenne, respective, de 17.68 m et 15.11 m des MNTs ASTER GDEM et SRTM (Fig. 56 C).

Notons que sur la Jeffara maritime (île de Jerba et les péninsules de Jorf et de Zarzis), les données altimétriques de l'ASTER GDEM sont les plus abérantes. Ce ci est évoqué dans le rapport d'évaluation des données ASTER GDEM (METI et al., 2009), qui révèle que l'erreur des données altimétriques est dépendante de l'altitude du terrain et de l'occupation du sol. Ainsi, plus la zone est plate, plus l'erreur des données ASTER GDEM est élevée.

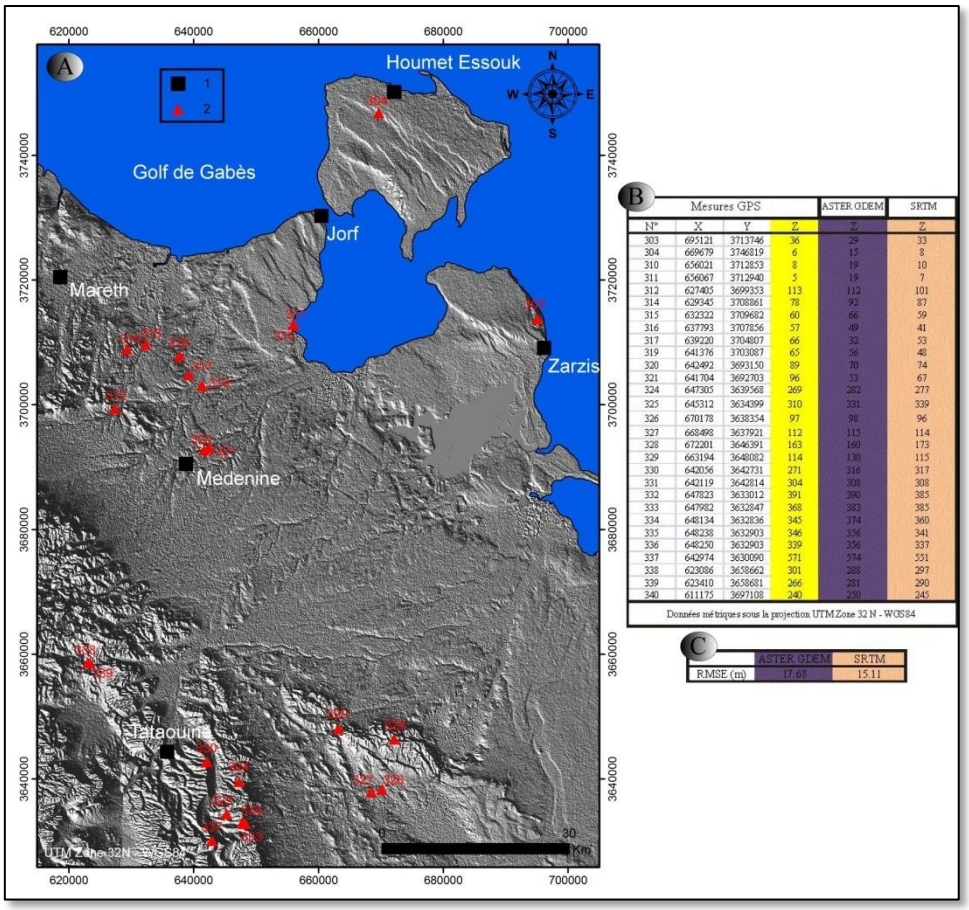

Figure 56. (A) Plan de position des points GPS (mission de terrain, Mars 2012) (1. Ville, 2. Point GPS) ; (B) et (C) Tableaux illustrant les mesures GPS et leurs alitudes respectives sur les MNTs ASTER GDEM et SRTM et l'erreur quadratique moyenne calculée pour les deux MNTs.

2.3. Choix du MNE

Avec un échec lors de l'étape de la validation interne, par la présence de plusieurs artéfacts, contraignant l'interprétation du terrain et une erreur quadratique moyenne élevée (17.68 m), le MNT ASTER GDEM s'avère moins précis. Ainsi, avec une résolution planimétrique de 3 secondes d'arc (globalement 90 m à l'équateur) satisfaisante à l'échelle de cette étude régionale, le MNT SRTM sera retenu pour le calcul des paramètres morphométriques de la Jeffara.

3. Conception et réalisation d'un MNT topographique de la Jeffara

« On exige d'une carte topographique qu'elle décrive la surface du terrain le plus fidèlement possible, mais les petites formes échappent à cette exigence et la plupart du temps leur représentation dépend de l'appréciation du topographe, voire de son imagination » (Polidori, 1991).

Ainsi, la qualité du MNT obtenu dépend principalement de la qualité des données topographiques utilisées, sans perdre de vue l'importance de la technique d'interpolation, qui a aussi une influence sur sa qualité.

L'interpolation est l'estimation de la variation continue d'un phénomène à partir d'un échantillon discret. Elle facilite la représentation du relief en tant que surface continue à partir des données altimétrique (Rousseaux, 2006). Elle permet donc de rétablir la continuité naturelle entre les éléments du terrain de manière artificielle (Pienovi et Spagnuolo, 1994 ; Monier, 1997).

Les MNTs obtenus sont sous la forme de deux modèles structurels : le MNT Raster et le réseau de triangulation irrégulier (TIN) (voir détail dans le paragraphie 1.3 de ce même chapitre), qui nécessitent des méthodes d'interpolation différentes :

- **Cas du MNT Raster** : l'interpolation des altitudes en chaque nœud de la grille se fait par des méthodes d'interpolation non exactes (les courbes calculées à patir du MNT raster sont différentes des courbes orginelles). Parmi lesquelles, on cite les plus importantes (Polidori, 1991 ; Rousseaux, 2006) :

  - L'interpolation IDW (Inverse Distance Weighted) revient à calculer les altitudes des nœuds de la grille en utilisant une moyenne pondérée des altitudes des points de données (Rousseaux, 2006). La méthode est fondée sur le fait que le poids des points voisins diminue en fonction de la distance. Les pondérations sont inversement proportionnelles aux distances séparant le noeud considéré et les différents points de données. Cette méthode est fiable quand la densité des points de mesure varie peu sur la zone étudiée (Poix et Sefiha, 1999) ;

  - L'interpolation RST (Regularised Spline with Tension) : la fonction d'interpolation crée une surface qui passe au plus près des points existants. Le MNT généré conserve les altitudes originelles mais adoucies fortement les formes du relief (Mitasova et Hofierka, 1993) ;

  - Le Krigeage (Arnaud et Emery, 2000) consiste à calculer l'autocorrélation des points de construction des courbes de niveau et interpoler pour chaque nœud de la grille pour estimer les valeurs dont la variance est minimale. Un semi-variogramme (la moitié du variogramme) exprime la variance des valeurs en fonction de la distance entre les points. Il est nécessaire ensuite d'ajuster une fonction analytique à ces points à l'aide de la méthode des moindres carrés. Une fonction continue, caractérisant complètement la semi-variance en fonction de la distance entre les points est alors obtenue ;

- La grille élastique : méthode peu répandue, utilisée principalement par l'IGN.

- **Cas du MNT TIN** : seule la méthode d'interpolation de Delaunay est utilisée. Elle consiste à calculer le MNT à partir d'un ensemble de points en nombre fini, correspondant aux points qui forment les courbes de niveau.

Contrairement au MNT raster, le TIN n'est interpolé qu'à partir de points existants (Rousseaux, 2006). Notons qu'il existe plusieurs algorithmes permettant de construire une triangulation de Delaunay à partir d'un nuage de points (2D ou 3D).

Pour la création du MNT de la Jeffara, le MNT TIN a été choisie, puisque la structure du MNT vectoriel TIN épouse mieux la forme du relief (Polidori, 1991 ; Charleux Demargne, 2001 ; Rousseaux, 2006) et permet d'obtenir une meilleure précision. On a éliminé les données topographiques au 1/50.000 (Houmet Essouq (n°148), Midoum (n°149), Jorf (n°159), Sidi Chamakh (n°160), Zarzis (n°171), Bougrara (n°170) puisqu'elles ne couvrent qu'en partie la zone d'étude à savoir la Jeffara maritime, ainsi que les cartes anciennes (1905 – 1930) avec une échelle planimétrique au 1/100.000 (Mareth (n°83), Matmata (n°91), Medenine (n°92), Zarzis (n°93), Ajim (n°94), Ghomrassen (n°99), Kirchaou (n°100), Ben Guerdane (n°101), Foum Tataouine (n°108), Sidi Toui (n°109) vu la qualité médiocre des cartes papier, l'invisibilité, par endroit, des courbes de niveau et la difficulté de leur géoréférencement (Erreur quadratique moyenne élevée). Par conséquent, on s'est basée sur les données topographiques au 1/200.000 (Gabès (NI-32-XI), Zarzis (NI-32-XII), Tataouine (NI-32-V) et Sidi Toui (NI-32-VI) (Fig. 57. C), lors de la création d'un MNT local avec un pas de 40 m, sous le datum horizontal WGS84(World Geodetic System 1984) suivant le référentiel Carthage et le datum vertical le niveau moyen de la mer ou m.s.l. (mean sea level), déterminé par Earth Gravitational Model (EGM96) geoid.

Pour avoir des données vectorielles des courbes de niveaux et des points côtés (Fig. 56. B), les étapes suivantes ont été accomplies : (1) l'opération de scan à haute résolution (300 dpi) des cartes topographiques ; (2) le traitement des images des cartes obtenues en terme de teinte, de saturation et de niveau colorimétriques ; (3) le « Georéférencement » des cartes, qui convertit les données brutes (carte image) en entité géographique, caractérisée par un ensemble de points, ayant chacun des coordonnées géographiques ou projetées (système de projection planimétrique exprimé en m) précises et uniques ; (4) la numérisation des courbes de niveau, ainsi que des points cotés à partir des cartes topographiques au 1/200.000 ; (5) conversion des courbes de niveau linéaires en format ponctuel et enfin (7) la création du MNT en se basant sur l'interpolation de Delaunay.

Le MNT calculé (Fig. 57.A, D), met en évidence les deux grands ensembles morphostructuraux de la zone d'étude dont le Dahar et la Jeffara, sans pour autant avoir des valeurs altimétriques fiables surtout sur la Jeffara maritime. La rareté des courbes de niveau

dûe, à la topographie plane de la Jeffara maritime a rendu, l'opération de création d'un MNT local délicate.

Ainsi, les erreurs altidunales générées, rendant impossible son exploitation dans le cadre d'une étude morphométrique et la difficulté dans la manipulation du MNT TIN par les logiciels SIG lors d'une analyse spatiale, ont induit à l'abandon du MNT crée. Par conséquent, seul le MNT SRTM est utilisé lors des opérations de calcul des paramètres morphométriques.

.

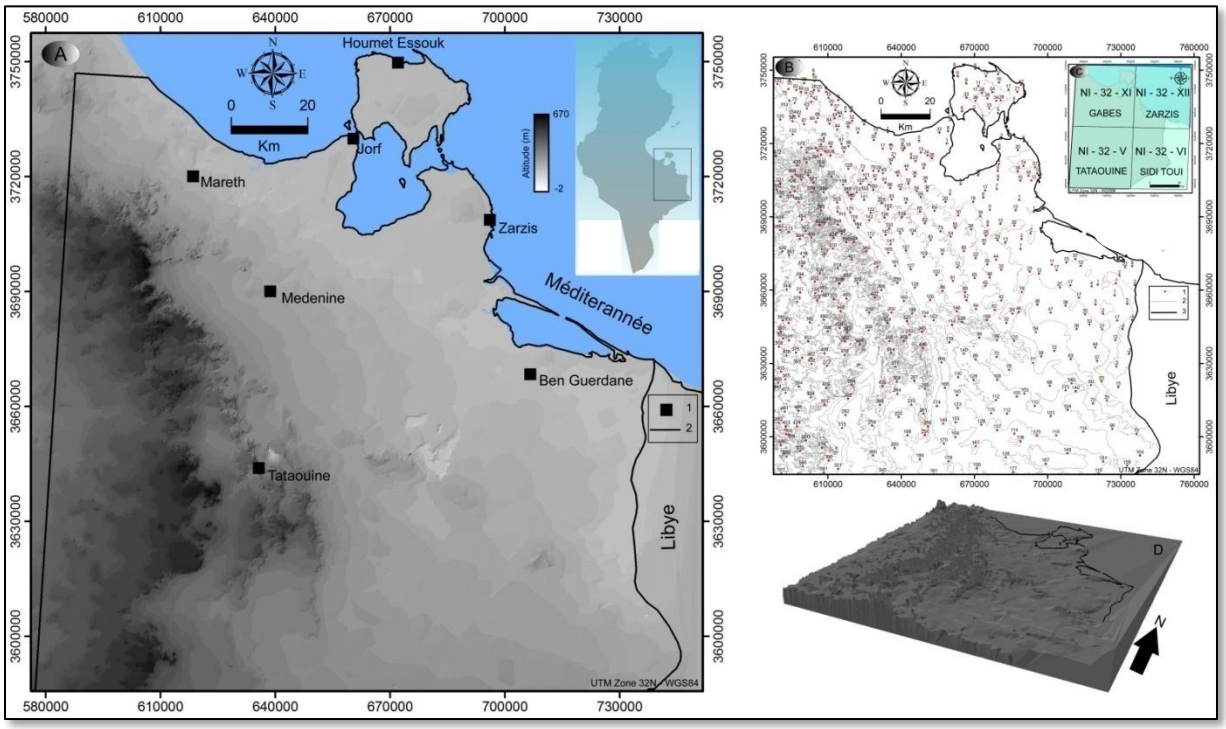

Figure 57. Représentations altidunales de la partie Est du Dahar et de la Jeffara, (A) MNT TIN calculé à partir de la numérisation des données topographiques des cartes au 1/200 000 (1. Ville, 2. Limite de la zone d'étude) ; (B) Courbes de niveau et points côté numérisés à partir des cartes topographiques au 1/200 000 (1. Point coté, 2. Courbe de niveau, 3. Limite de la zone d'étude) ; (C) Assemblage des cartes topographique au 1/200000 ; (D) Représentation 3 D du relief de la Jeffara (exagération verticale : 10x)

4. Extraction des paramètres morphométriques à partir du MNE

Le façonnement du relief est le résultat de l'action de phénomènes endogènes et exogènes dont l'érosion, la sédimentation et la tectonique (Deffontaines, 1990 ; Carvalho, 1995).
Les paramètres géomorphométriques extraits à partir du MNT permettent de décrire la surface topographique et d'analyser, par étude morphostructurale, la déformation néotectonique qu'a pu subir la surface topographique et de reconstituer, par conséquent, l'histoire de cette déformation (Deffontaines, 1990 ; Deffontaines et Chorowicz, 1991).
Ainsi, la géomorphométrie, qui s'intéresse à la description et la quantification du relief en se basant sur le calcul des paramètres géomorphométriques, permet de dégager les interactions

entre les phénomènes géologique, morphologique (pente, altitude…) et climatique (érosion…). Slama (2008) a classé les indices morphométriques, qui sont dérivés de l'équation de la Surface (Dupéret et Deffontaines, 2004), selon 3 ordres :

- Les attributs topographiques de 1er ordre, dont l'extraction à partir du MNT est basée sur une analyse spatiale simple. Ils regroupent l'altitude, la pente, le relief ombré…
- Les attributs de 2ième et 3ième orde nécessitent des procédures analytiques complexes, dont la rugosité, la surface enveloppe, la courbure du relief, la surface hypsométrique, la tendance topographique…

Le support le plus fréquemment exploité pour décrire, quantifier et interpréter le relief est, sans doute, le Modèle Numérique du Terrain (MNT) (Deffontaines ,1990 ; Pike et Dikau, 1995, Carvalho, 1995). Généralement, les paramètres géomorphologiques de base, qui sont l'altitude, la pente, l'exposition et relief ombré suffisent pour une description de la surface topographique (Lammali, 1989). Le reste des indices géomorphométriques sont calculés à partir des paramètres géomorphologiques de base (Depraetère, 1984 ; Depraetère et al., 1989). Vu la topographie peu contrastée de la Jeffara, seuls les paramètres morphométriques de 1er ordre seront calculés dans le cadre d'une étude morphostructurale complémenaire à l'étude sismique.

4.1. Altitude

4.1.1. Principe

L'altitude constitue le paramètre de base d'un modèle numérique de terrain. Elle décrit la distance verticale d'un point à une surface de référence et exprimée par une fonction de x et y à valeurs discrètes ou continues (Lammali, 1989).

$$Z_{x,y} = f(x,y)$$

Avec x, y les coordonnées d'un point O.

4.1.2. Application sur la Jeffara

La zone d'étude est caractérisée par : (1) une première zone à topographie contrastée à savoir le Dahar, (2) une zone à moyenne altitude correspondant à la Jeffara continentale et (3) une dernière zone dont l'altitude est proche du niveau de la mer qui est la Jeffara maritime englobant l'île de Jerba et les péninsules de Jorf et Zarzis. L'altitude s'étend globalement de -2 à 670 m.

4.2. Pente

4.2.1. Principe

C'est l'aspect le plus important dans la description d'une surface topographique (Monier, 1997). Elle est caractérisée par le vecteur P = grad (z), dirigé selon la ligne de plus grande pente au point O avec z l'altitude en chaque point de coordonnées x, y (Lammali, 1989).
Plus explicitement, elle représente, dans un plan vertical, l'angle entre le vecteur normal et l'axe des Z (Charleux Demargne, 2001). Pour chaque pixel, le degré maximum de changement de la pente par rapport aux pixels voisins selon des cellules de voisinage 3x3 est calculé (Burrough and McDonell, 1998). Plus la valeur de la pente est faible, plus les terrains sont plats et contrairement.
Pour une altitude (H) suivant les directions (x) et (y) du terrain, la pente peut être calculée selon cette équation (Lammali, 1989 ; Skidmore, 1989 ; Burrough et McDonell, 1998) :

$$P = \sqrt{(\frac{\partial Z}{\partial X})^2 + (\frac{\partial z}{\partial y})^2}$$

Techniquement, le calcul de la pente du terrain intègre plusieurs algorithmes. Ben Hassen (2012) a cité une étude menée par García Rodríguez et Giménez Suárez (2010) pour tester neuf algorithmes de calcul de pente. Un seul algorithme, « Neighbourhood Method », est compatible avec la plateforme « ARCGIS 9.2 » et le reste fonctionne sous SEXTANTE. Cet algorithme permet de calculer la pente de chaque cellule à partir des 8 cellules voisines selon la technique maximale moyenne (Burrough et McDonell, 1998).

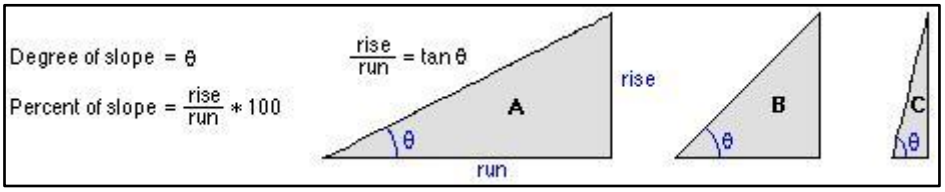

Figure 58. Principe de calcul de la carte des pentes par le logiciel Arcgis
(Burrough et McDonell, 1998)

L'algorithme « Neighbourhood Method » adopté lors des calculs de la pente dans la zone d'étude, se base sur le calcul du vecteur normal à la surface, qui tient en compte les gradients locaux de surface suivant deux directions : les gradients suivant les axes (OX) et (OY) donnant, respectivement, les coordonnées x= $(\frac{\partial Z}{\partial X})$ et y = $(\frac{\partial Z}{\partial Y})$ avec Z=1. Ainsi la formule de la pente du vecteur est la suivante (Burrough et McDonell, 1998) :

$$\theta = arctg\sqrt{x^2 + y^2}$$

Selon Che (2005), le passage de filtres sous forme de fenêtres glissantes sur le MNT , calculant le gradient en fonction des valeurs de pixels voisins permet d'obtenir la valeur de la

pente. Sous ArcGis, le gradient pente est calculé par le passage d'un filtre 3 x 3 caractérisé par les coefficients de pondération suivant (Ben Hassen, 2012) :

$$x = \frac{1}{8}\begin{pmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{pmatrix} \text{ et } y = \frac{1}{8}\begin{pmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{pmatrix}$$

4.2.2. Application sur la Jeffara

Pour qualifier la surface topographique de la Jeffara, une carte de pente a été calculée à partir du MNT SRTM. Elle met en évidence des terrains, dont la pente varie entre 0 et 20°. Les valeurs de la pente ont été reclassées en 8 pour être représentatives des terrains majoritairement plats de la zone d'étude (Fig. 59) :

- Les terrains plats, dont la pente est presque nulle (représentée en bleu), englobent les surfaces hydrographiques (sebkhas…) et les cuestas, formées par les barres de dolomies massives de la formation « Gattar » d'âge Cénomanien Supérieur – Turonien Inférieur et des corniches occupées par le membre « Ghomrassen » (Oxfordien Inférieur – Moyen) ;
- Les terrains caractérisés par une valeur de pente faible entre 0.31° et 6° (représentée en vert et orang) sont majoritaires et occupent toutes la Jeffara maritime et la Jeffara continentale. Ces zones sont principalement couvertes par des roches meubles relatives au remplissage argilo-sableux d'âge Mio-Plio-Quaternaire ;
- Les reliefs du Dahar (mis à part les contours des cuestas et corniches) sont décrits par une pente vairant entre 6.1 et 10 (représsentée en rouge bordeaux), relatives aux formations carbonatées mésozoiques dures ;
- Les zones, caractérisées par les pentes les plus élevées (> 10.1°) représentent les contours des cuestas et des corniches, qui sont occupées par les barres carbonatées massives des formations « Gattar » et « Ghomrassen ». Vu l'importante épaisseur des de la couche dure (quelques dizaines de mètres), le front des cuestas est convexe et la dépression orthoclinale est, par conséquent, courte et concave. Ces cuestas massives résistent plus aux phénomènes de l'altération mécanique et/ou chimique, ce qui rend la pente élevée des ces endroits.

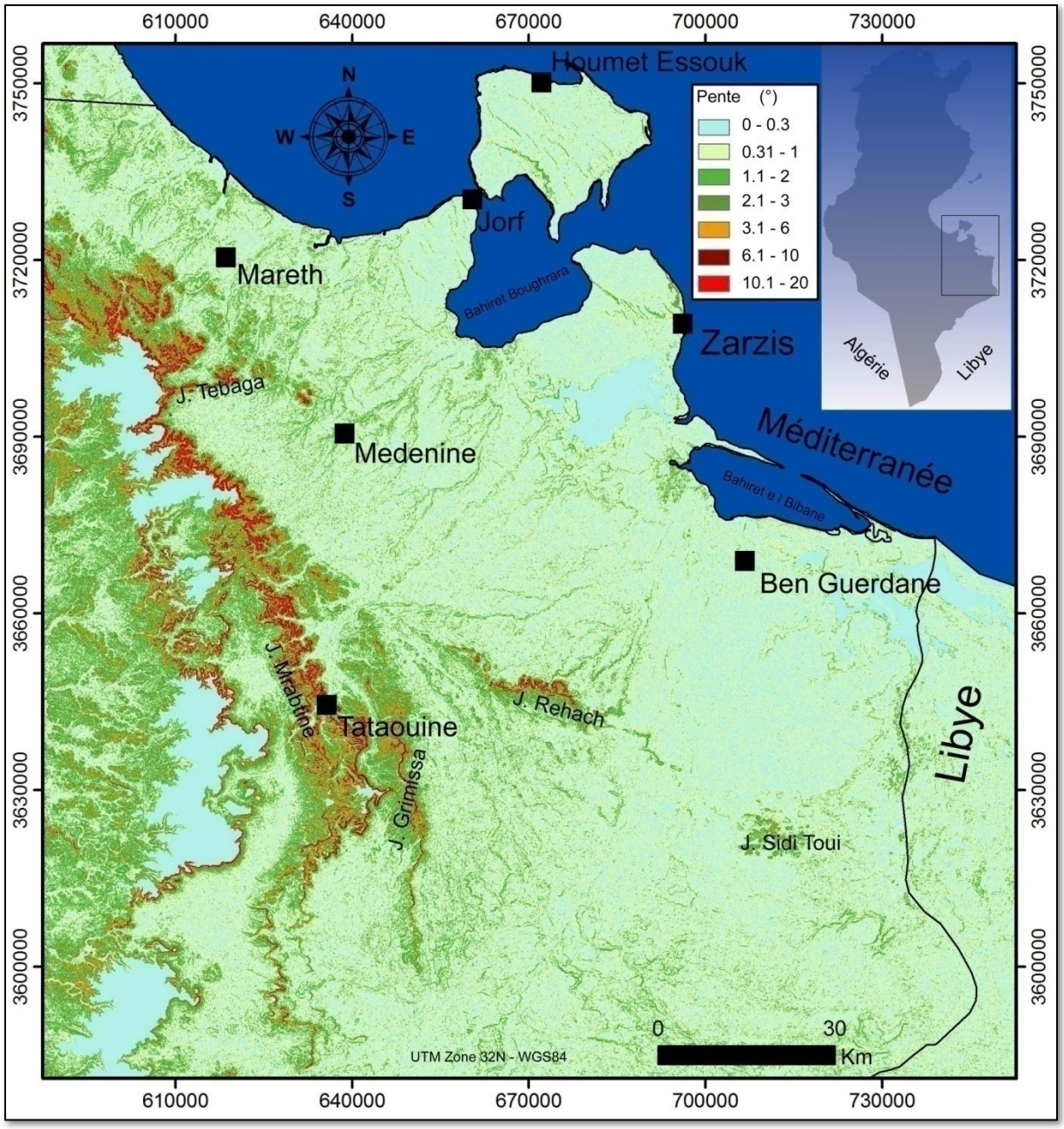

Figure 59. Carte de pente de la Jeffara. *Noter les pentes faibles caractéristiques de la Jeffara continentale et maritime représentées par le bleu et la tendance du vert*

4.3. Exposition (Aspect)

4.3.1. Principe

L'orientation est la composante directionnelle de la pente. Elle est considérée comme l'exposition des faces de la surface en pente et désigne, par conséquent, la direction du vecteur gradient dans un repère (OX, OY) (Lammali, 1989). Elle varie entre 0° et 360° et est calculée selon la formule suivante (Burrough et McDonell, 1998) :

$$\theta = arctg(\frac{\frac{\partial z}{\partial y}}{\frac{\partial z}{\partial x}})$$

L'exposition est l'angle, dans le plan horizontal, entre le vecteur normal à la surface topographique et une direction de référence, par défaut le Nord (Evans, 1972 ; Skidmore, 1989). La carte d'exposition représente alors la direction d'une pente selon la plus grande pente descendante.

Sous ArcGIS, l'exposition est mesurée dans le sens inverse des aiguilles d'une montre en degrés, de 0° (Nord) à 360° formant ainsi un cercle complet (Fig. 60. C). La valeur de chaque cellule d'une grille d'exposition indique l'orientation de la pente de la cellule. Les terrains horizontaux n'ont pas de direction et une valeur égale à-1(Flat) leur est accordée.

4.3.2. Application sur la Jeffara

A partir de la carte d'aspect (Fig. 60. A), et dans le but de représenter statistiquement l'orientation des pixels, un histogramme a été effectué mettant en relation l'orientation avec le nombre de pixels (Fig. 60. B). L'analyse statistique montre que les pixels orientés ves le NE et vers l'Est sont les plus représentatifs. Cela est en étroite adéquation avec la direction NW-SE majeure des fractures de la Jeffara, dont les couloirs de décrochements transtensifs. Ces derniers ont été mis en évidence par la sismique (partie II, chapitre 2). Les orientations NE et SW sont aussi bien représentées et mettent en évidence la présence d'alignements morphostructuraux de direction NE-SW confirmés par l'analyse de la présente carte d'aspect et évoqués par Perthuisot (1985ab), Ben Ayed (1986) ; Bouaziz (1995) et Rabia (1998). Néonmoins, les pixels orientés ves le Sud, le SW et l'W sont les moins fréquents. Signalons que l'orientation Nord est bien représentée (avec 1168718 pixels), cela pourrait etre en relation avec les alignements morphostructuraux E-W présents au SE de la Jeffara (région de Ksar Haddada).

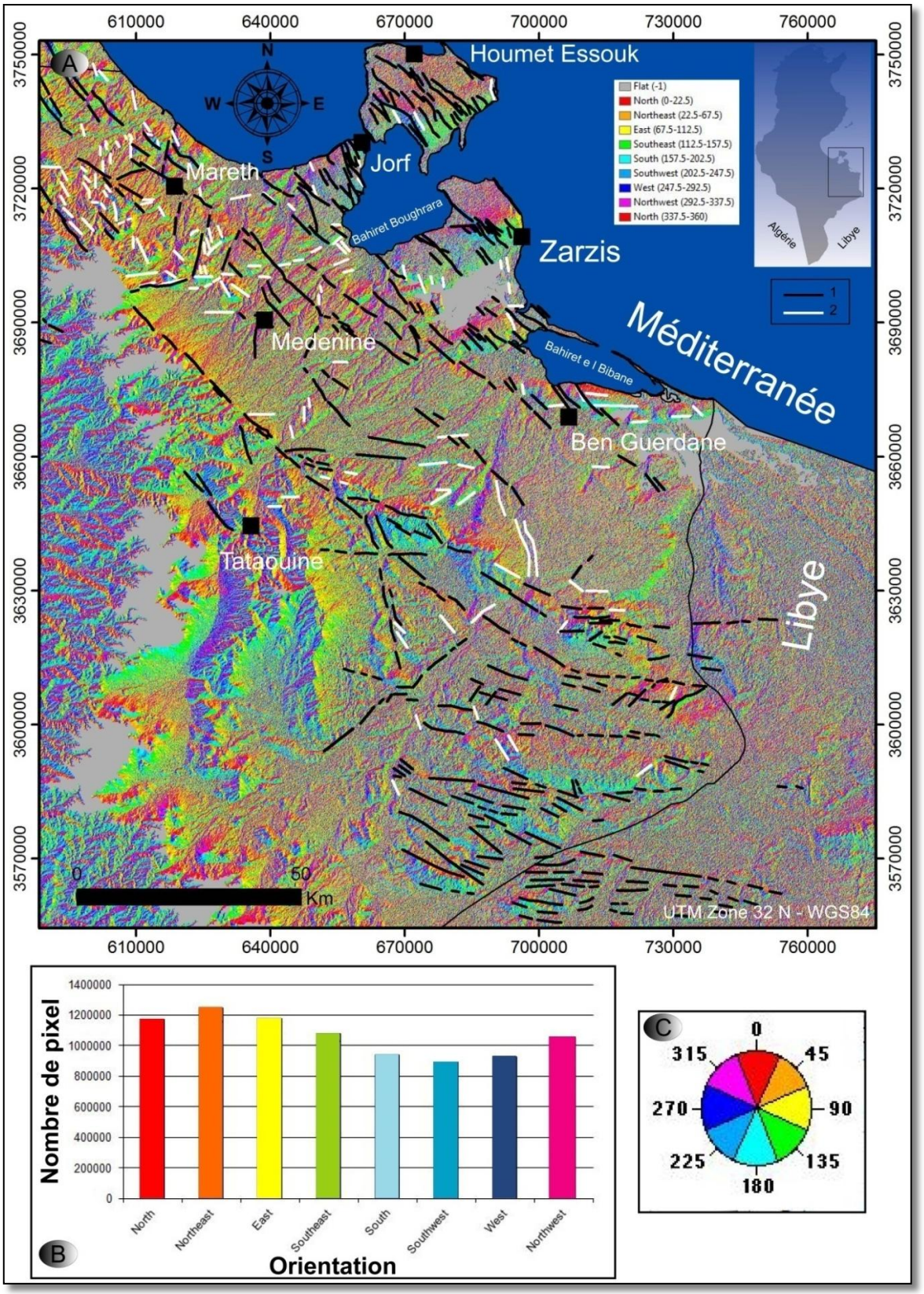

Figure 60. (A) Carte d'exposition des pentes (1. Alignements extraits à partir des cartes du relief ombré, 2. Alignements complémentaires déduits à partir de la carte d'aspect); (B) Histogramme représentant l'orientation en fonction du nombre de pixel ; (C) Rosace d'orientation des pixels. *Noter que l''orientation est mesurée dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (0° et 360° correspondent au Nord)*

4.4. Estompage et carte de relief

4.4.1. Principe

Les cartes ombrées sont des représentations du relief suite à une illumination du terrain par une source artificielle ponctuelle (Kenelly et Stewart, 2006), simulant l'éclairage du soleil. En fonction des paramètres angulaires d'azimut, d'élévation de la source lumineuse et de l'exagération verticale, on obtient une carte de luminance différente. Dans chacune, l'estompage est représenté en niveau de gris, en fonction de la quantité d'énergie reçue : un pixel noir correspond à une absence d'énergie, alors qu'un pixel clair met en évidence un maximum de réflexion (cas d'une pente exposée face à la lumière).

Ainsi, la distinction des structures et des « alignements morphologiques » (Chorowicz, 1980 ; Dix and Jackson, 1981 ; Boucher, 1995 ; Deffontaines, 1990 et 1991; Deffontaines and Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1994ab ; Deffontaines et al., 1997 ; Rowan and Bowers, 1995 ; Rowland and Sibson, 2004 ; Masoud et al., 2007 ; Masoud and Koike, 2011), dans les cartes d'estompages, sera facile (Goldsworthy and Jackson, 2000). Ils peuvent correspondre à des structures morphologiques liées à : (1) la tectonique en correspondant à des zones de faiblesse au sein des couches géologiques tels est l'exemple de faille ou de fracture (Oakey, 1994 ; Fichler et al., 1999 ; Kudo et al., 2004 ; Salem et al., 2005 ; Milbury et al., 2007 ; Austin and Blenkinsop, 2008) ; (2) l'érosion ; (3) des installations anthropiques (Jordan et al., 2005). Des données et des études complémentaires à l'interprétation des estompages est, généralement, nécessaire pour distinguer les alignements morphologiques correspondant à des discontinuités structurales.

Par ailleurs, l'intérêt que porte les MNTs estompés à l'interprétation morphostructurale et ses multiples applications (Deffontaines, 1990 et 1991; Deffontaines and Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1994ab ; Clarck et Wilson, 1994 ; Oguchi et al. 2003 ; Jordan et al., 2005 ; Kaveh et Deffontaines, 2006 ; Grohmann et al., 2007 ; Slama, 2008 ; Masoud et Koike, 2011 ; Ben Hassen, 2012) est précieux.

4.4.2. Application sur la Jeffara

Pour préciser et mettre à jour les discontinuités structurales de la Jeffara aussi bien continentale que maritime, des cartes estompées relatives aux azimuts N 000 °E , N045 °E, N090 °E et N0135 °E et les angles qui leurs sont complémentaires (N180 °E, N225 °E, N 270°E et N 315°E), en ayant fixes l'élévation de la source lumineuse (30°) et de l'exagération verticale (20 x), ont été réalisées (Fig. 61. A, B, C). Les différents estompages et les rosaces associées, qui ont été calculées indépendemment pour la Jeffara maritime (Fig. 77 C) et le SE de la Jeffara (Fig. 42 C), confirment la présence :

- Dans la Jeffara maritime et ses alentours, d'alignements de direction majeure NW-SE, souvent citée dans la bibliographie (Perthuisot, 1985 ab ; Ben Ferjani et al.,1990 ;

Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998, Touati et Rodgers, 1998…). Deux directions plus timides sont décelées à savoir NNW-SSE et WNW-ESE (Fig. 61 et Fig 77 C) ;

- Dans le SE de la Jeffara (région de Ksar Haddada), (1) des alignements morphostructuraux avec une direction majeure E-W, qui pourrait être en relation avec les failles siluriennes de direction E –W décelables sur les cartes isobathes (Fig. 44 et Fig. 45) ; (2) une direction WNW – ESE moins fréquente (Fig. 61 et Fig. 42. C). Cela pourrait déduire l'influence que possède la tectonique profonde sur les alignements de surface dans la Jeffara (Rabia, 1998).

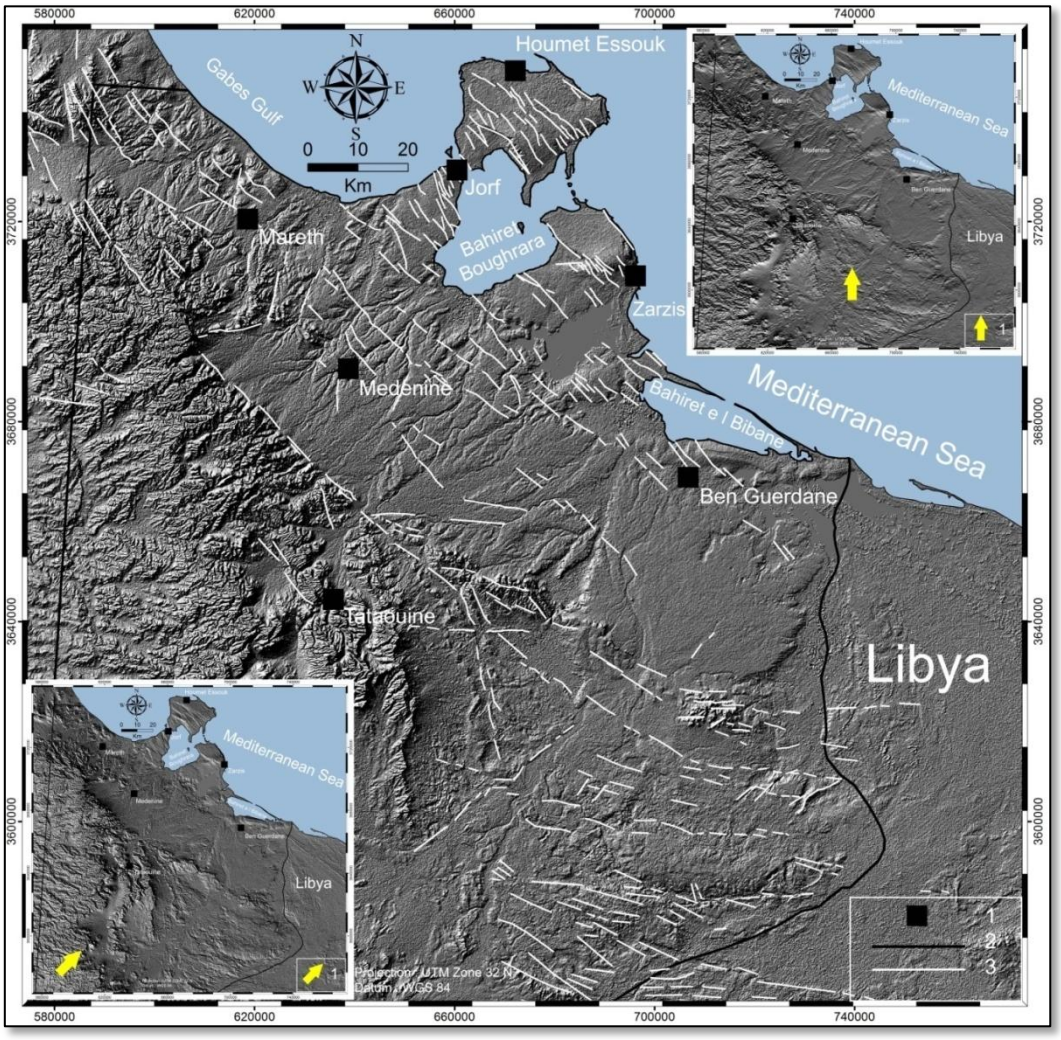

Figure 61. (A) Carte des alignements morphostructuraux déduits à partir des estompages du MNT SRTM (Fond estompage azimuth 315°) (1. Ville, 2. Zone d'étude, 3. Alignements) ; (B) Estompage azimuth 225°, élévation 30 et exagération verticale 20x ; (C) Estompage azimuth 180°, élévation 30 et exagération verticale 20x

5. Mise en place d'une carte morphostructurale de synthèse

La carte morphostructurale de synthèse (Fig. 62), déduite à partir de l'analyse du MNT SRTM et ses dérivés, permet de subdisviser la Jeffara et cela en fonction de la direction des

alignements morphsotructuraux, extraits à partir de la carte du relief ombré et la carte d'aspect, en deux zones distinctes :

- La Jeffara orientale, caractérisée par une direction majoritaire d'alignements moprhostructuraux de direction NW-SE, confirmée par la sismique et, souvent cités dans la bibliographie et une direction NE-SW plus timide, principalement déduite à partir de la carte d'aspect et les statistiques d'orientation des pixels (Fig. 60 A et B) et évoquée par plusieurs auteurs. Seul Rabia (1998) a montré son rôle important dans la structuration de la Jeffara ;
- L'extrême SE de la Jeffara, principalement, caractérisé par des alignements de direction E –W, extraits à partir des estompages et de la carte d'aspect, et une direction WNW-ESE plus rare. Cette direction majeure est en étroite relation avec les failles profondes de direction E-W, décélées à partir des cartes isobathes aux toits des formations Tannezuft et Accacsus (Fig. 44, Fig. 45).

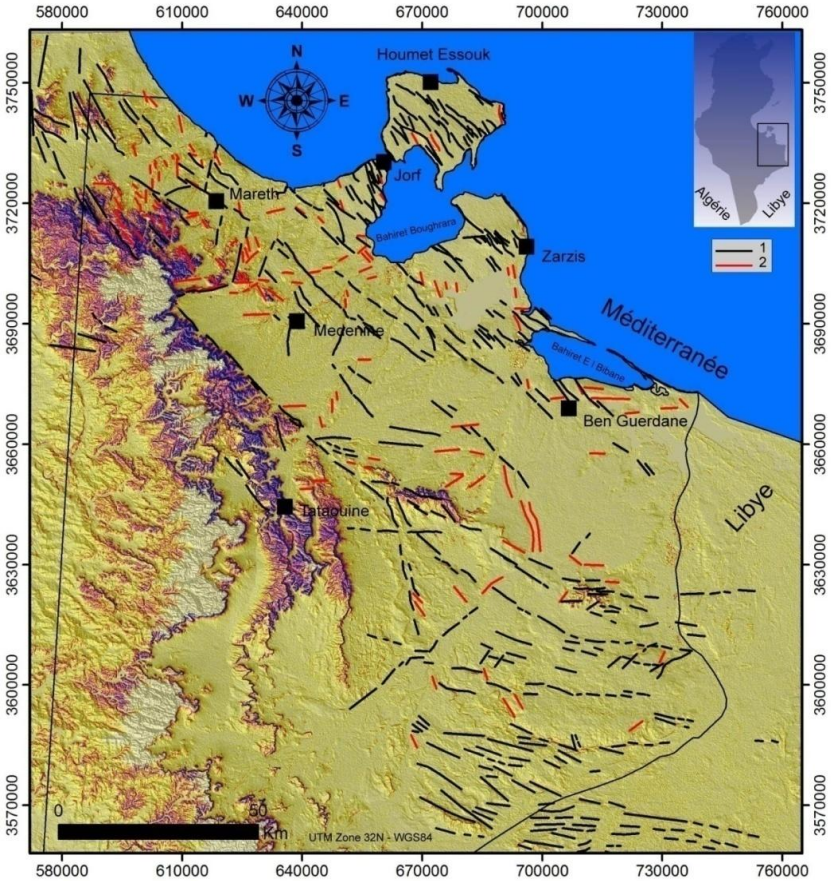

Figure 62. Carte synthétique illustrant les alignements morphostructuraux déduits à partir du MNT SRTM et ses dérivés (Fond : carte de pente (0° pour les terrains les plus clairs et 20° pour les terrains les plus foncés) (1 : Alignements extraits à partir des estompages, 2 : Alignements extraits à partir de la carte d'aspect)

Conclusions

Dans ce chapitre, on a essayé de confirmer l'apport de l'analyse des paramètres morphométriques déduits à partir de données altimétriques libres telles que le MNT SRTM. Ce dernier a été retenu pour le calcul des paramètres morphométrique suite à l'évaluation de sa qualité, qui a montré une résolution planimétrique approximative de 90 m à l'équateur, adéquate à l'echelle de l'étude régionale de la Jeffara, ainsi qu'une erreur quadratique moyene (RMSE) de 15.11 m plus faible que celle du ASTER GDEM, qui a pourtant une meilleure résolution spatiale (approximativement 30 m à l'équateur).

Quatre paramètres morphométriques de 1er ordre ont été calculés et interprétés à savoir l'altitude, la pente, l'aspect et les estompages afin de mettre à jour les alignements morphsotructuraux de la Jeffara. Par ailleurs, l'étude morphométrique basée sur le MNT SRTM, malgré le relief peu contrasté de la zone d'étude, a permis de (1) différencier les zones relativement plates dont les sebkhas, les cuestas et les corniches par le bias de la carte de pente, de (2) mettre à jour les alignements morphostructuraux caractéristiques de la Jeffara de direction NW-SE et NE-SW.

Ainsi, la méthode de calcul des paramètres morphométriques à partir du MNT reste un outil pertinent pour appréhender la surface topographique, en analysant l'altitude comme paramètre caractéristique du relief, néomoins elle doit être complétée par l'analyse du réseau hydrographique, qui constitue aussi un élément significatif du relief.

Chapitre 2

Morphologie et morphométrie du réseau de drainage

Introduction

Dans cet aperçu bibliographique, nous aborderons le réseau hydrographique dans son environnement naturel, qu'il ne cesse de modifier en érodant le relief ou en créant des systèmes de vallées complexes dont l'allure est variable (Lin et Oguchi, 2006). On parcourra sa morphogenèse et sa morphologie, souvent dépendantes de multiples paramètres externes (climat, pente, lithologie, tectonique..). Il est, par ailleurs, susceptible aux modifications de son environnement, gérées, entre autre, par la géologie structurale. Il aboutit, à un état d'équilibre, en réponse aux facteurs géologiques locaux (Deffontaines et Chorowicz, 1991). Il englobe une multitude d'informations, qui peuvent etre extraites en se basant sur des caractéristiques élémentaires relatives au réseau (morphométrie) ou à son allure géométrique (typologie morphologique) (Le Pape, 1998).

1. Morphologie descriptive du réseau hydrographique

1.1. Définition

Dans la bibliographie, il existe plusieurs définitions du réseau hydrographique, nous retiendrons les suivantes : « Le réseau hydrographique correspond à tout écoulement linéaire concentré sur la surface topographique, qu'il transforme progressivement. Il représente un état du cycle de l'eau et il est en équilibre relatif à l'échelle géologique avec le climat, la pente et les aménagements anthropiques. Les rivières s'écoulent en suivant le chemin le plus facile, minimisant sans cesse leur entropie » (Deffontaines, 1990).

« Le réseau de drainage est l'ensemble des surfaces topographiques émergées, situées en contrebas de tous les points voisins, sauf généralement selon la direction d'écoulement. Ces surfaces peuvent contenir de l'eau de manière temporaire ou permanente » (Deffontaines et Chorowicz, 1991).

Ainsi, le réseau hydrographique comporte (Carvalho, 1995) :
- Les talwegs, qui sont des fonds de vallées étroits ou larges, en eau ou à sec
- Les dépressions fermées, endoréiques ou exoréiques (marais, zone marécageuse, zone inondable, lacs, étangs, chotts, nappe d'eau permanente en eau ou à sec, avec ou sans déversoir…)

1.2. Principe

Le tracé du réseau hydrographique résulte des interactions de plusieurs facteurs. L'eau, par nature, est incompressible et s'écoule par le chemin le plus court du point le plus haut (sommet, crête,..) au point le plus bas (mer, lac, fleuve...). Durant son long parcours, elle rencontre des obstacles, qui sont des causes modifiant son tracé. Ces dernières sont regroupées en (1) facteurs internes tels que la lithologie, la structure… et (2) facteurs composites à savoir la pente régionale, l'eustatisme, le rajeunissement, les caractéristiques hydrauliques… Seules les causes d'ordre géologique ont été citées, même si le climat, la végétation, l'action de l'homme ont un rôle aussi important sur l'évolution du tracé des cours d'eau.

1.3. Types des chenaux fluviatiles

Les grands systèmes fluviatiles résultent du transport et de la sédimentation par les cours d'eau, qui d'amont en aval, s'organisent différemment selon les précipitations, les pentes régionales et la géologie traversée. Schumm (1956) a défini quatre grands types de chenaux, qui répondent aux contrôles hydro-sédimentaires (flux d'eau, charge transportée) et géomorphologiques (pente moyenne, largeur du fond de vallée, profils transversaux et longitudinaux des lits…) et qui sont ci dessous :

Chenal unique *(stream network)* (Fig. 63. A) **:**
Le chevelu a la forme d'une ramification, car chaque cours d'eau qui le compose converge vers un point que l'on nomme exutoire.

Chenaux tressés *(braided channel)* (Fig. 63. B) :
Ils se divisent et se rejoignent en formant des barres ou des îles. «On trouve ce type de rivières lorsque la pente est prononcée, où les eaux sont temporairement abondantes, rapides et très chargées en sédiments plutôt grossiers » (Campy et Macaire, 1989) ;

Chenaux méandriformes *(meandering channel)* (Fig. 63. C) :
Ils se composent essentiellement de méandres. "Ce type apparaît dans les cours inférieurs à faible pente longitudinale où les eaux ont une vitesse réduite et une faible charge sédimentaire" (Campy et Macaire, 1989) ;

Chenaux anastomosés *(anastomosed ou anabranching channel*) (Fig. D) :
Ils se situent dans des régions à très faible pente, légèrement en amont des plaines deltaïques. Ils se composent de bras semblables à une toile d'araignée, se recoupent, ne forment pas une arborescence mais un graphe très désordonné.

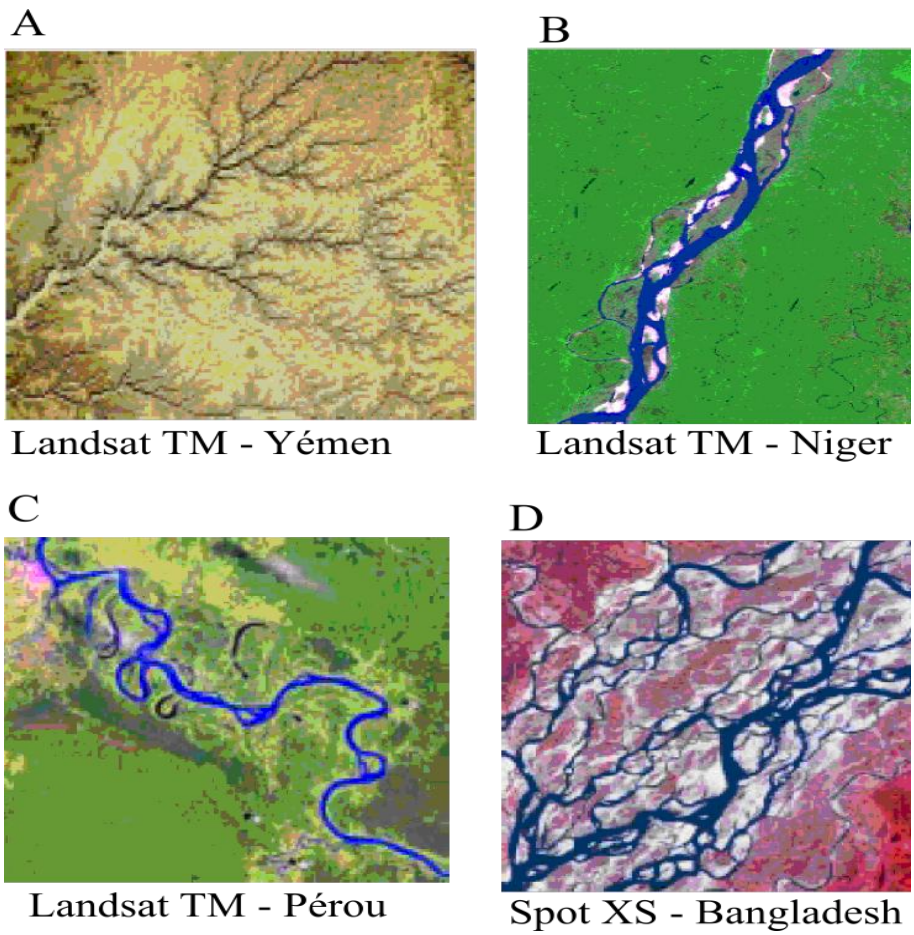

Figure 63. Différents types de chenaux fluviatiles
(modifiée, Le Pape, 1998)

1.4. Classification descriptive

En détaillant la description du chenal unique, Howard (1967) a élaboré une classification, basée sur la forme géométrique du réseau hydrographique. La classification descriptive proposée est la suivante :

- Les types de base, qui définissent huit classes principales ;

- Les types modifiés, ou qui détaillent les huit classes principales.

Type dendritique (Fig 64. A D)
Ce type correspond soit à des sédiments uniformément résistants, horizontaux ou biseautés par une surface horizontale, soit à des roches cristallines ; une pente régionale faible devait exister au moment de l'installation du drainage.

Types modifiés
- sub-dendritique (Fig. 64. B 1) : traduit un contrôle structural secondaire mineur ;
- penné (Fig. 64. B 2): présente une texture souvent très fine, ce type est fréquent dans les matériaux fragiles ;

- distributaire (ou dichotomique) (Fig. 64. B 3, 4) : caractérise les cônes alluviaux et les deltas.

Type en treillis (Fig.64. A T)
Ce type est caractéristique des roches sédimentaires, volcaniques ou faiblement métamorphiques, ayant un pendage net ; des zones de fractures parallèles ; des loess ou des fonds marins à découvert, striés de cordons littoraux.
Toutes les transitions sont possibles avec le type parallèle. Ce type de drainage est défini comme l'un de ceux où les petits affluents ont essentiellement la même importance de part et d'autre de longs fleuves subséquents.

Types modifiés
- sub-treillis (Fig. 64. B 5) : correspond aux formes des reliefs allongés ;
- treillis directionnel (Fig. 64. B 6): caractérise des monoclinaux modérés ;
- treillis de faille (Fig. 64. B 7): fréquent dans les régions affectées de failles grossièrement parallèles, divergentes, convergentes ou ramifiées ;
- treillis de joints (Fig. 64. B 8): caractérise des zones où les failles sont parallèles ou met en valeur les joints des roches ;
- treillis recourbé (Fig. 64. B 9): sur un substrat plissé où les axes des plis ont un prolongement net.

Type parallèle (Fig. 64. A P)
Ce type indique généralement une pente moyenne à forte, mais peut également se trouver dans les régions à structure topographique allongée et parallèle. Toutes les transitions sont possibles également entre ce type et le type dendritique en treillis.

Types modifiés :
- sub-parallèle (Fig. 64 B 10) : traduit une pente intermédiaire ou un contrôle par des formes topographiques parallèles ;
- colinéaire (Fig. 64. B 11) : fréquent entre les crêtes de sable ou de loess.

Type rectangulaire (Fig. 64. A R)
Il s'établit sur un substrat où les joints de failles se croisent à angle droit ; il lui manque l'ordonnancement de type treillis. Les fleuves et les lignes de partage des eaux masquent la continuité régionale.

Types modifiés
- angulaire (Fig. 64. B 12): caractérise des joints ou des failles et se coupent suivant des angles non droits. Il est fréquent de rencontrer un type mélangé angulaire et rectangulaire.

Type radial (Fig. 64. A Ra)
Il est fréquent sur les volcans, les dômes, il est possible de définir un type multi-radial dans le cas de drainage radial complexe en terrain volcanique.

Types modifiés

- centripète (Fig. 64. B 13) : caractérise les cratères, les caldeiras et les autres dépressions. On peut également rencontrer des zones de drainage multi centripètes.

Type annulaire (Fig. 64. A A)

Il draine les dômes et les bassins structuraux. Les affluents longs des fleuves subséquents circulaires indiquent généralement la direction du pendage et permettent de distinguer les dômes des bassins.

Type contourné (Co)

Ce type se trouve sur des roches contournées, grossièrement litées, métamorphiques. Ce type de drainage diffère du type en treillis recourbé par l'absence d'ordonnancement régional, la discontinuité des reliefs et des vallées et l'échelle en général plus faible. Les affluents les plus longs des fleuves subséquents courbes indiquent en général le pendage de roches métamorphiques et les plongements des anticlinaux et des synclinaux.

Types divers

- composé (Fig. 64. B 14): présentant deux types (ou plus) de drainages contemporains dans la même zone ;
- palimpseste (Fig. 64. B 15, 16) : où un drainage ancien, abandonné est recoupé par un drainage récent, actif de type différent ;
- complexe : correspond à un agrégat de type dissemblable reflétant différents contrôles structuraux dans des zones voisines.

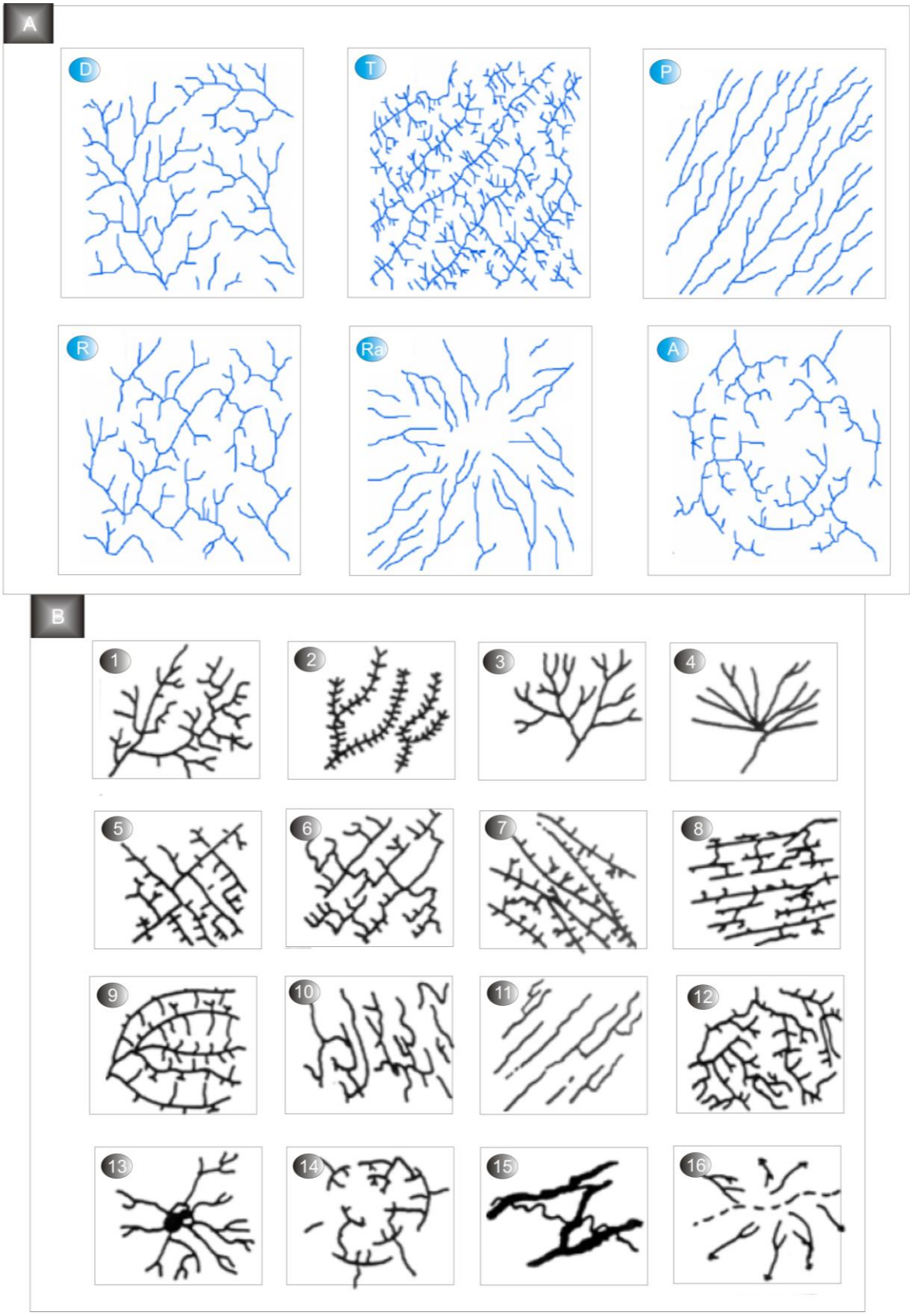

Figure 64. Classification descriptive du réseau hydrographique
(modifiée, Howard, 1967)

1.5. Hiérarchisation du réseau de drainage

C'est une manière de hiérarchiser l'ensemble des branches du réseau en attribuant à chacune une valeur entière qui caractérise son importance.

Quoique plusieurs classifications existent dans la bibliographie (Horton, 1945 ; Strahler, 1952 ; Shreve, 1967), les classifications de Horton (1945) et celle de Strahler (1952) restent les plus utilisées. Ces dernières sont détaillées ci-dessous :

Horton (1945) (Fig. 65)

L'hiérarchisation d'Horton se décompose en deux étapes :

* La 1ère étape consiste à attribuer à chaque segment du réseau un numéro ou un ordre, pour cela Horton procède comme suit :
- tout tronçon sans affluent est d'ordre 1 ;
- toute confluence de segments d'ordre identique donne un segment d'ordre supérieur qui reçoit des affluents d'ordre inférieur
* La 2nde étape permet de redistribuer les ordres en fonction des longueurs des segments (il faut alors "remonter" le réseau en donnant l'ordre supérieur au segment le plus long).

Strahler (1952) (Fig. 65)

Dans sa classification, il définit un bief1 comme étant un segment de cours d'eau.

- Tout bief sans affluent est d'ordre ***1***
- Tout bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre ***n*** est d'ordre ***n+1***
- Tout bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre différent prend l'ordre du bief le plus élevé.

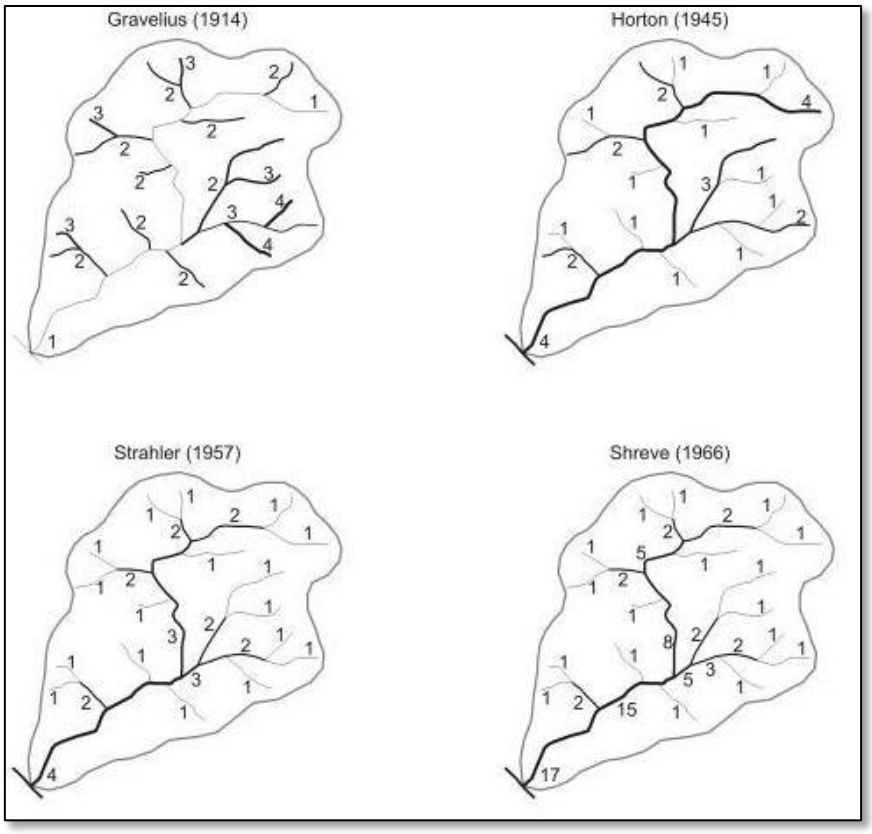

Figure 65. Différentes hiérarchisations du réseau hydrographique

2. Extraction automatique du réseau de drainage à partir du MNT SRTM

2.1. Principe

Quand il s'agit d'une extraction du réseau hydrographique à partir d'un modèle numérique de terrain, on parle plutôt de réseau de talwegs ou réseau de crêtes (Deffontaines, 1990), puisque l'extraction se base uniquement sur l'altitude qui est l'unique information délivrée par le MNT. Cette thématique a fait l'objet d'une multitude de travaux pluri-disciplinaire (Kim, 1985 ; Riazanoff et al., 1988 ; Riazanoff, 1989 ; Chorowicz et al., 1989, Chorowicz et al., 1992 ; Le Roux, 1993 ; Carvalho, 1995 ; Che, 2005…).

Riazanoff (1989) a pu différencier 3 classes d'algorithmes utilisés pour extraire le réseau de talwegs : (1) une classe fondée sur la recherche de « points de talwegs ». Pour une fenêtre centrée sur le pixel à traiter, on examine les pixels avoisinants afin de détecter un changement de pente concave ou un extrêmum positif de la dérivée seconde ; (2) un algorithme calculant le "graphe dérivé" du MNT, qui attribue à chaque point la direction de la maille voisine suivant la plus grande pente. Cet ensemble de « cellules de drainage » décrit un bassin versant lorsque l'exutoire est situé sur le bord du MNT, ou un « bassin de dépression » lorsque tous les chemins décrits en suivant les cellules aboutissent en un minimum local ; (3) une classe qualifiée de « structuraliste », consiste à tracer dynamiquement des lignes, en partant de

certains points choisis et en suivant la ligne de plus grande pente jusqu'à arriver soit en bord d'image, soit en un minimum local, soit enfin jusqu'à rencontrer une ligne déjà tracée.

Les deux premières classes sont dites « statistiques » car elles s'intéressent à chaque point de MNT de manière individuelle. Alors que la dernière classe est inspirée du modèle physique du ruissellement de l'eau.

Par ailleurs, les algorithmes les plus utilisés sont basés sur la méthode D8, qui considère que l'écoulement ne se fait que suivant huit directions séparées par 45° (Jenson et Domingue, 1988). Cette méthode est basée sur l'exploration du voisinage immédiat correspondant aux 8-connexités, en utilisant le codage de Freeman. L'algorithme permet de calculer les descentes altimétriques entre les altitudes du pixel central et ses pixels voisins et de lui attribuer la direction correspondant à la descente altimétrique maximale. Les directions d'écoulement, correspondant à la descente altimétrique maximale, forment l'image des plans d'écoulement (Hocine et al., 2007) (Fig. 66).

Algorithme : {Min Z (x , y) - z(xi ,yj)} *où xi = (x* -1, *x, x* +1*); yj =* (*y* -1, *y, y* +1)

Avec Z(x,y): Elévation de pixel central et z(xi, yj): Altitudes des 8 voisins

Contrairement aux directions principales, les directions intermédiaires sont négligées par la méthode « D8 ». Elles ont été prises en considération dans les travaux de J. Charleux Demargne (2001), qui a proposé d'appliquer au MNE, 90 rotations successives de 1 degré. Cela permet d'extraire pour chaque MNE le réseau de talwegs relatif et d'associer, à la fin, tous les réseaux calculés. Ainsi, on obtiendra pour chaque pixel i, sa probabilité d'appartenir au réseau.

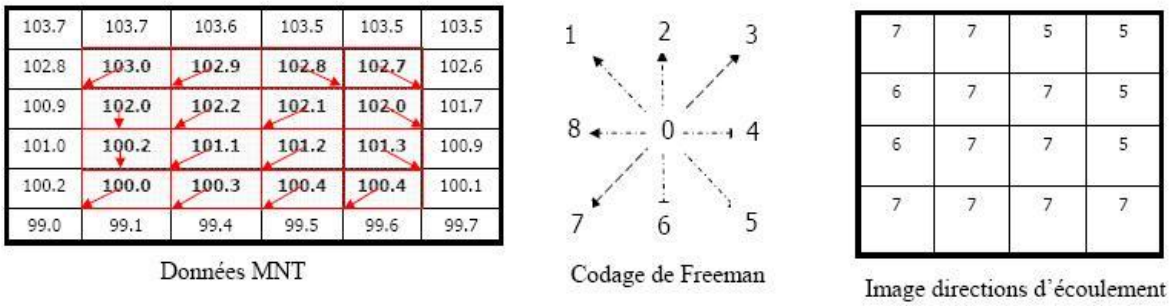

Figure 66. Principe de la méthode d'extraction D8 « 8 connexités », appliquée lors de l'extraction du réseau de drainage
(modifiée, Hocine et al., 2007)

2.2. Application sur la Jeffara

Pour l'extraction automatique du réseau de talwegs de la Jeffara, on s'est basé sur le modèle numérique de terrain MNE SRTM. Le calcul basé uniquement sur la topographie, permet d'extraire, sous forme vectorielle, les limites de bassins versants majeurs et mineurs et le réseau de crête. Les géométries des cours d'eau sont simulées en fonction des pentes calculées à partir du MNT, les dépressions locales sont comblées afin de donner une cohérence sur les

écoulements. Ce dernier traitement est indispensable pour obtenir les géométries des cours d'eau mais introduit des erreurs relatives à la résolution du MNT et notamment sur les gorges étroites. L'acquisition peut être mauvaise sur les points bas de la gorge, la valeur altimétrique du pixel qui en résulte est plus forte qu'en réalité, cela provoque un comblement exagéré de dépressions.

Dans ce travail, on a opté pour l'utilisation de l'extension « Arc Hydro Tools 9.1 », compatible avec ARC GIS 9.x, qui utilise la méthode D8 lors de l'extraction (ESRI, 2009). En faisant des tests aussi bien sur des zones à haute altitude qu'à faible altitude, dans le but de chercher une similitude entre le réseau de talwegs automatique et le réseau de drainage naturel, on s'est rendu compte de la complexité de la tâche, surtout que le MNT SRTM de la zone d'étude présente une dynamique importante des fréquences spatiales, dûes à la présence de zones avec des altitudes différentes : (1) d'une part, le Dahar avec de fortes altitudes et (2) d'autre part, la plaine de la Jeffara, caractérisée par des terrains plats. Par ailleurs, dans le paramétrage des seuils, on a tenu compte de l'altitude de la région : pour le Dahar par exemple, un réseau de talwegs avec un seuil de 50 a été généré permettant d'avoir un réseau de talwegs serré (Fig. 67 C et D), alors que pour la Jeffara continentale le seuil adopté était de 500 permettant d'avoir un réseau moins développé, le plus proche du réseau hydrographique naturel (Fig 67 A et B).

Malgré les efforts sur le paramétrage lors de l'extraction, la présence, de régions avec différents niveaux altimétriques, rend le réseau de talwegs généralisé aussi bien sur le Dahar que la Jeffara peu représentatif des drains naturels.

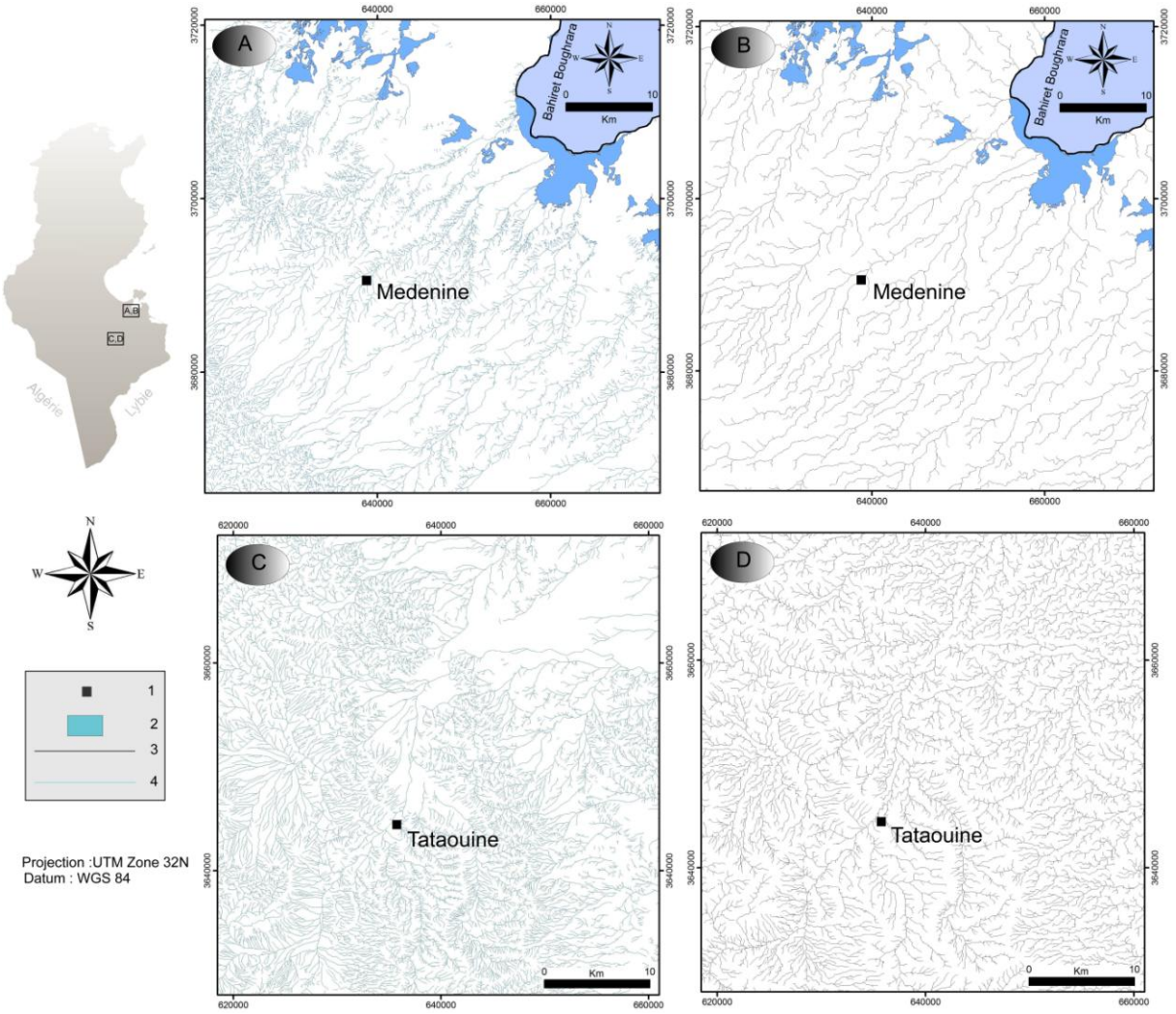

Figure 67. Comparaison du rendement de l'extraction du réseau de drainage sur le Dahar ((C)) Réseau hydrographique naturel ; (D) Réseau de drainage automatique) et la Jeffara continentale ((A)) Réseau hydrographique naturel ; (B) : Réseau de drainage automatique) (1. Ville, 2. Sebkhas, 3.Réseau de talwegs automatique ; 4. Réseau hydrographique numérisé à partir des cartes topographiques)

L'absence d'une superposition entre le réseau de talwegs automatique et le réseau hydrographique extrait manuellement à partir des cartes topographiques est certaine mais les directions principales d'écoulement et la typologie du réseau de drainage persistent. L'interprétation du réseau de talwegs généré (Fig. 68. A) permet de délimiter les différentes zones morphologiques de la région, souvent cité dans la bibliographie (Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Jedoui, 2000): (1) les reliefs du Dahar présentant un réseau de talwegs dendritique à subdentritique, (2) la Jeffara continentale caractérisée par un réseau parallèle et (3) la Jeffara maritime connue par un réseau en Treillis caractéristiques des zones de fractures parallèles (Perthuisot, 1977 et 1985 ; Rabia, 1998).

L'interprétation du diagramme en rose associé au réseau de talwegs automatique permet de déceler 4 directions principales (N-S, E-W, NW-SE, NE-SW), qui sont en relation étroite avec l'algorithme de la méthode D8, qui privilégie les directions avec un angle de 45°

(Charleux Demargne, 2001). Les directions intermédiaires apparaissent d'une façon plus timide (Fig. 68. B).

Ainsi, il s'avère que la ressemblance entre le réseau hydrographique naturel et le réseau de talwegs automatique est fortement dépendante de la résolution du MNT (Deffontaines et Chorowicz, 1991 ; Carvalho, 1995, Ben Hassen, 2012) et du seuil utilisé lors de l'extraction automatique.

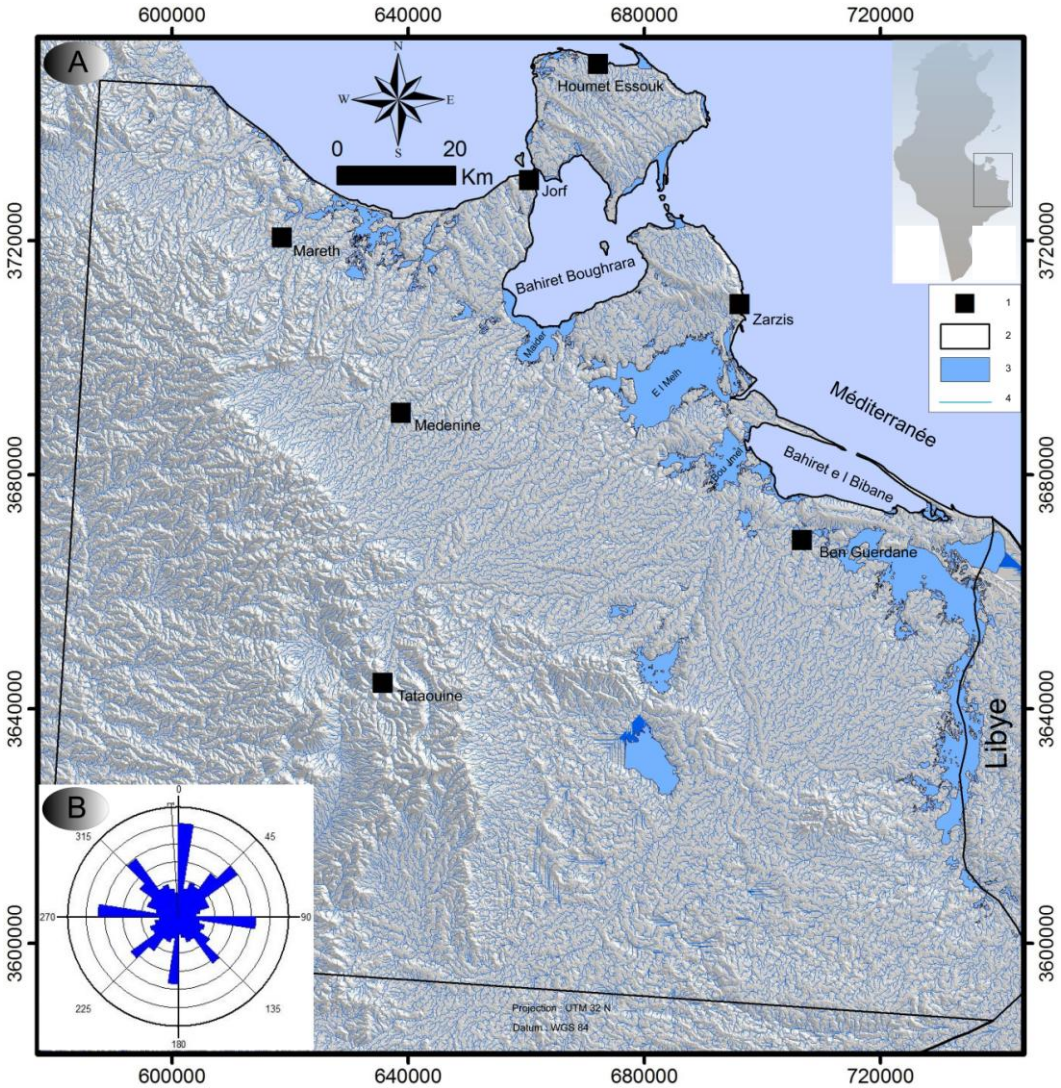

Figure 68. (A) Réseau de talwegs automatique de la zone d'étude extrait à partir du MNE SRTM (1. Ville, 2. Zone étudiée, 3. Sebkhas, 4. Réseau de talwegs automatique) (B) Diagramme en rose associé.

3. Extraction manuelle du réseau hydrographique à partir des cartes topographiques au 1/100 000

Pour avoir un rendu plus fiable des géométries des cours d'eau, on a décidé de se baser sur le réseau numérisé à partir des cartes topographiques 1/100 000 et 1/200 000 comme complément du réseau hydrographique de la carte agricole, qui a été modifié et actualisé en se

basant sur des images LANDSAT ETM+ (datant *du 13/12/1999*) et le MNT SRTM. L'interprétation de la carte du réseau hydrographique met en évidence les mêmes provinces délimitées par l'analyse du réseau de drainage automatique à savoir, (1) les reliefs du Dahar, caractérisés par un réseau de hydrographique dendritique à subdentritique, témoin de la présence de couches sédimentaires résistantes, dont les barres mésozoiques carbonatées massives de Gattar et de Ghomrassen, qui occupent les cuestas et les corniches du Dahar, (2) la Jeffara continentale, décrite par un réseau parallèle, caractéristique de pente moyenne à faible et (3) la Jeffara maritime, connue par une faible couverture hydrographique. Le réseau présent, est localement de type Treillis, caractéristiquedes zones de fractures parallèles (Perthuisot, 1977 et 1985 ; Rabia, 1998) (Fig. 69).

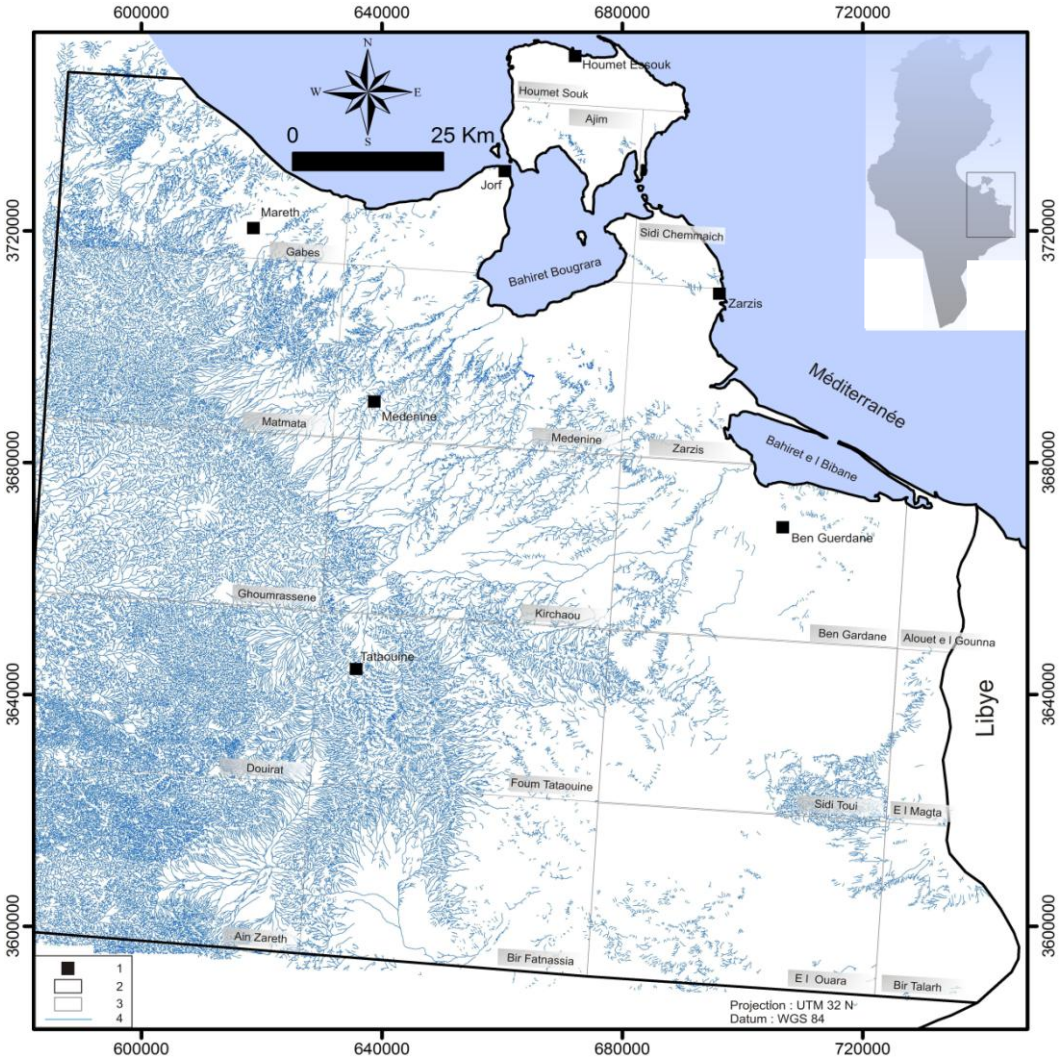

Figure 69. Réseau hydrographique numérisé à partir des cartes topographiques au 1/100 000 et au 1/200 000 (Données de la carte agricole de Tunisie, modifiées et actualisées) (1. Ville, 2. Zone d'étude, 3. Découpage au 1/100 000 des cartes topographiques, 4. Réseau hydrographique naturel)

4. Extraction des paramètres morphométriques à partir du réseau de drainage naturel de la Jeffara

L'analyse des paramètres morphométriques est basée sur deux approches complémentaires (Jordan et al., 2005 ; Slama, 2008) : (1) une approche qualitative et descriptive, basée sur une interprétation visuelle de la configuration géométrique et spatiale des drains ; (2) une approche quantitative, mettant en avant le calcul de paramètres morphométriques décrivant statistiquement les segments du réseau et sa géométrie fractale (Baroni et al., 2005 ; Jordan et al., 2005).

Dans l'optique d'effectuer une analyse géomorphologique de la Jeffara, une extraction des paramètres géomorphométriques du réseau de drainage, dont la répartition spatiale est étroitement liée aux hétérogénéités du sous-sol (anisotropies structurales et/ou sédimentaire) (Slama, 2008), s'avère intéressante. Aussi bien l'étude qualitative que quantitative des drains sera riche en informations d'ordre lithologique, structural et neotectonique du paysage géologique prospecté (Howard, 1967).

4.1. Densité de drainage

4.1.1. Principe

La densité de drainage (Di), représente la longueur totale des drains reconnus par unité de surface. Son unité est exprimée en unité de longeur / unité de surface, généralement en Km/Km^2 (Horton, 1932 and 1945 ; Silverman, 1986 ; Deroin, 1992). Son équation est la suivante (Horton, 1945) :

$$Di = \sum_i Li/A$$

Avec Li : la longeur du drain, A : la surface

Ce paramètre est en relation avec le climat (Daniel, 1981), l'orographie et la géologie (Deroin, 1992 ; Tucher et al., 2001) et sa relation étroite avec la lithologie des formations sous-jacentes est soulignée (Pella et al., 2004 ; Devi et al., 2011). Néomoins, l'influence du contexte tectonique et de la tectonique active sur la densité de drainage est certaine puiqu' un changement brusque de Di pourrait souligner des alignements structuraux modifiant l'écoulement normal des cours d'eau (Prud'homme, 1972 ; Affian, 1986).

4.1.2. Application sur la Jeffara

Pour déterminer la densité de drainage dans la zone d'étude, on s'est basé sur un outil d' Arcgis 9x, qui permet d'extraire ce paramètre à partir de données linéaires des drains en se basant sur l'analyse par maille. Généralement, deux types de mailles sont utilisés : une maille carré, ou une maille circulaire (Affian, 1986). Quoique, le maillage circulaire présente une

meilleure reproductivité des résultats puisqu'il ne favorise aucune direction privilégiée à l'opposé du maillage carré (Froidefoid, 1982 ; Ben Hassen, 2012). Ce traitement, ne tenant pas compte de la délimitation des bassins versants, consiste à calculer la longueur totale des drains par unité de surface au sein d'un cercle d'un rayon défini (Mazagol et al., 2008) (Fig. 70).

L'algorithme utilisé est basé sur l'équation suivante (Silverman, 1986) :

$$\text{Density} = (L1 + L2) / (\text{Aire du cercle})$$

Avec L1 et L2 la longueur de la portion de chaque drain interceptant le cercle et Di la densité de drainage attribuée au pixel central du cercle.

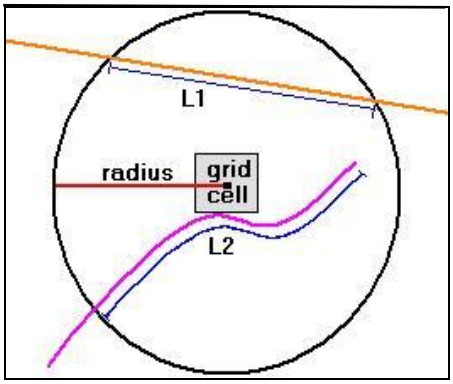

Figure 70. Principe de calcul de la densité de drainage
(modifiée, Silverman, 1986)

Pour le calcul de la densité de drainage (Di) de la Jeffara, on s'est basé sur le réseau hydrographique naturel. Les valeurs obtenues sont comprises entre 0 et 6.39 km/km^2 (Fig. 71) (la valeur 0 définies les zones complètement dépourvues d'écoulements), elles sont ensuite reclassées en sept classes avec un intervalle de 1 km/km^2.

L'analyse de la densité de drainage met en évidence 3 zones distinctes : les valeurs élevées de la densité de drainage concernent les reliefs du Dahar (Di > 3), les valeurs moyennes couvrent une partie de la Jeffara continentale (1 < Di< 3) alors que les valeurs très faibles à nulles sont dans le reste de la Jeffara continentale et la Jeffara maritime. Sur la Jeffara côtière, cette faible densité est en adéquation avec la présence d'une couverture mio-plio-quaternaire meuble, ne préservant pas l'écoulement des drains en surface. Contrairement, aux valeurs élevées de la Di sur les terrains du Dahar, connus par une lithologie peu perméable (calcaires, dolomies, argiles) et par des pentes faibles sur les toitures des barres carbonatées mésozoiques (favorisant davantage le ruissellement). En effet, plus le sol est étanche, plus la Di est élevée puisque les drains auront tendance à couler et se développer en surface et vice versa (Affian, 1986). Reste à signaler que les reliefs situés au SW de Tataouine présentent les valeurs de Di les plus élevées.

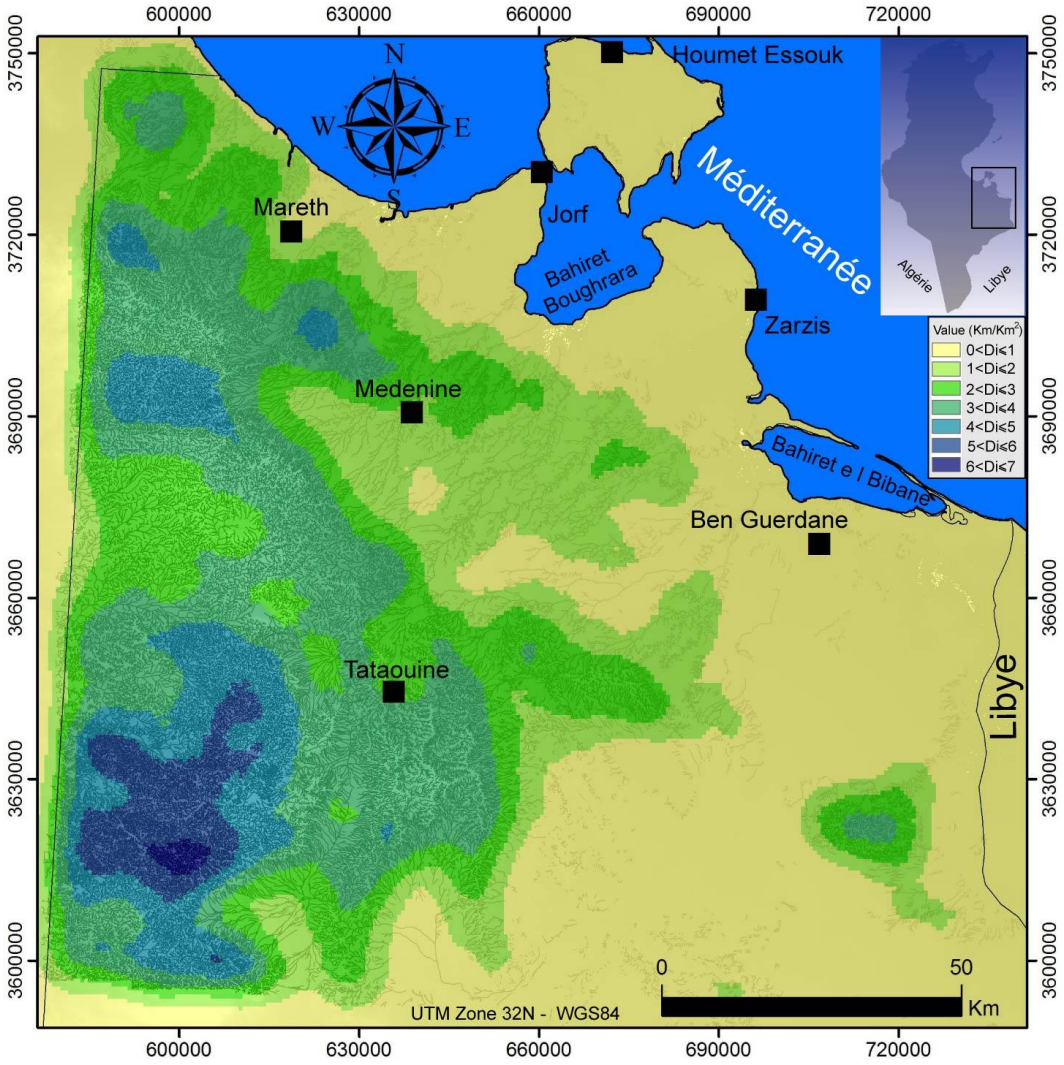

Figure 71. Carte de la densité de drainage de la zone d'étude. *Noter la densité de drainage presque nulle sur la Jeffara maritime*

4.2. Anomalies du réseau de drainage

4.2.1. Principe

Le réseau hydrographique est, principalement, modifié par la lithologie et la fracturation, les changements qu'a pu subir lors de son parcours sont en étroite relation avec la géologie structurale de son environnement (Deffontaines, 1990 ; Deffontaines et Chorowicz, 1991). Dans ce qui suit, les principales anomalies du réseau de drainage permettant de détecter des impacts morphostructuraux seront évoquées (Fig. 72) :

Rectilinéarité (Fig. 72. A) **:** des segments rectilignes, qui de part et d'autre de la ligne de séparation des eaux se correspondent, constituent une anomalie. Si le type de drainage n'est pas rectangulaire ni en treillis de faille ni angulaire, cette anomalie souligne alors une fracture, une veine ou un dyke.

Apparition brusque et localisée de méandres : ce phénomène est souvent en relation avec un accident structural

Méandres comprimés (Fig. 72.B) **:** ce type d'anomalie met en relief une zone où les méandres sont particulièrement resserrés. Il semble être lié à la présence d'un dôme enfoui.

Pincements ou évasements irréguliers des vallées (Fig. 72. C) **:** ces dispositions, lorsqu'elles ne sont pas répétées le long du cours, indiquent l'existence d'un accident structural brusque ou un changement de lithologie.

Courbes et changements de direction irréguliers (Fig. 72. D) **:** ils sont souvent accompagnés par des courbes irrégulières des fleuves voisins et prennent fréquemment place sur des accidents structuraux.

Divergence anormale (Fig. 72. E) **:** elle peut mettre en évidence la présence d'un dôme.

Asymétrie des confluences (Fig. 72. F) **:** si, de part et d'autre d'un cours d'eau, les confluents ont des caractéristiques différentes (angles, longueurs, pentes), cette asymétrie de forme peut signaler des déformations structurales.

Changements brutaux (Fig. 72. G) **:** les changements brutaux peuvent signaler un changement de structure, de lithologie ou l'existence d'une faille.

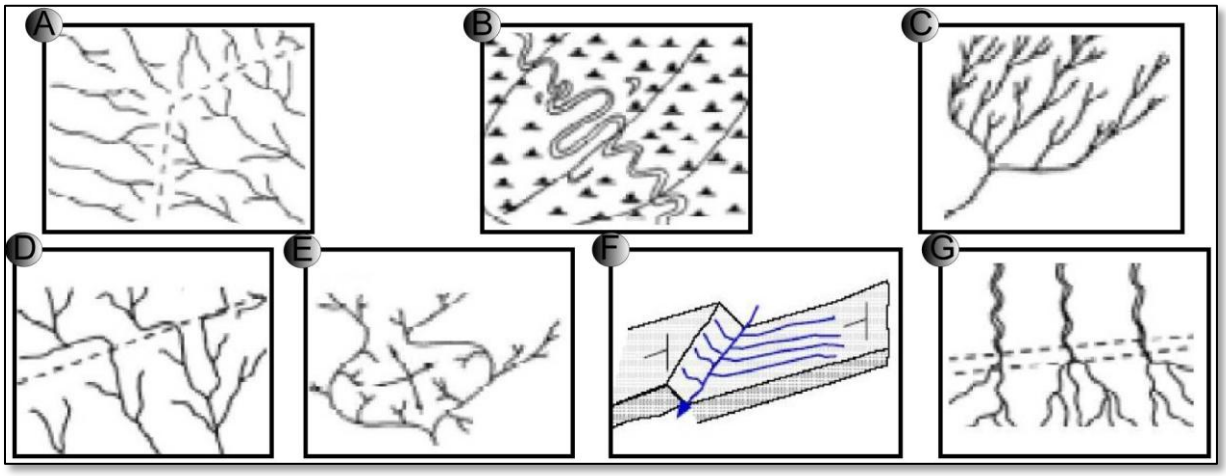

Figure 72. Anomalies du réseau de drainage
(modifiée, Deffontaines et Chorowicz, 1991)

Le résesau de drainage est principalement guidé par la ligne de plus grande pente locale ou régionale, par la lithologie et la fracturation (Deffontaines, 1990 ; Deffontaine et Chorowicz, 1991). Dans les zones présentant une faiblesse du relief, où l'altération et l'érosion sont facilitées, un cours d'eau est capable de se développer, de capturer d'autres cours d'eau et de s'adapter en utilisant des directions structurales (Carvalho, 1995). Dans ces mêmes zones, le réseau hydrographique à tendance à s'établir préférentiellement sur les fractures principales, minimisant ainsi l'energie pour son écoulement (Deffontaines, 1990). Une faille est capable,

alors, de bloquer et/ou dévier le parcours originel du cours d'eau ou modifier son régime en augmentant ou diminuant sa pente (Deffontaines et Chorowicz, 1991).

4.2.2. Extraction des anomalies du réseau de drainage de la Jeffara

La détermination des drainages anomaliques est basée sur l'approche développée par Deffontaines (1990) et Deffontaines et Chorowicz, 1991. Par ailleurs, l'étude du réseau hydrographique permet de mettre en évidence les déformations de la surface topographique (modifiant les lignes de plus grande pente), la fracturation et la structure géologique.

L'analyse du réseau hydrographique naturel et des anomalies de drainage qui lui sont associées (Fig. 73) révele une activité néotectonique des failles NW-SE et NE-SW préexistantes qui hâchent la Jeffara en panneaux losangiques. La fréquence élevée des anomalies de drainage circulaires pourrait mettre en évidence la présence, localement, de dômes enfouis, en étroite en relation avec l'activité salifère, démontrée par l'interprétation des profils de sismique réflexion 2D et connue dans la Jeffara par diverses auteurs (Perthuisot, 1985 ; Ben Ferjani et al., 1985 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998).

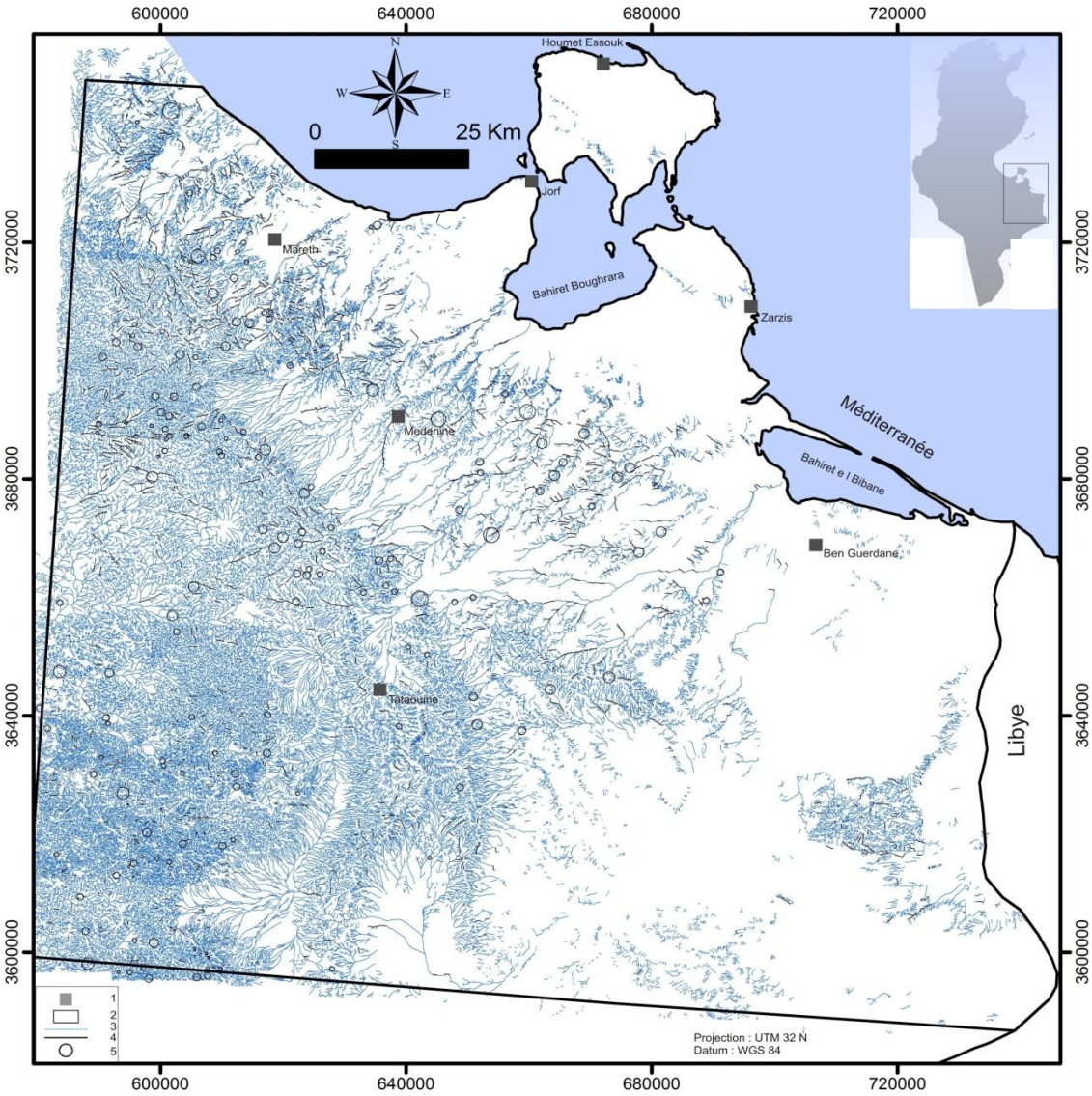

Figure 73. Anomalies de réseau de drainage numérisé à partir des cartes topographiques (1/100 000 et 1/200 000) (1. Ville, 2. Zone d'étude, 3. Résau hydrographique naturle, 4. Anomalie hydrographique linéaire, 5. Anomalie hydrographique circulaire)

5. Carte de synthèse

L'analyse de la typologie, de la densité et des anomalies de drainage souligne l'activité néotectonique des fractures préexistantes dans la Jeffara, ainsi que la présence de 3 provinces morphostructurales, classiquement décrites dans la bibliographie : (1) une première, caractérisée par un réseau hydrographique dentritique à subdentritique et une densité de drainage supérieur à 3, qui concerne le Dahar ; (2) une deuxième zone, décrite par un réseau hydrographique parallèle, caractéristique d'une pente moyenne à forte et des valeurs moyennes de la densité de drainage ($1 < Di < 3$) , concerne la Jeffara continentale ; et (3) une dernière province, décrite par un réseau hydrographique en Treillis, caractéristique des zones de fractures parallèles (en relation avec les couloirs de décrochements NW-SE) et par des valeurs de densité de drainage très faibles à nulles, correspondant à la Jeffara maritime. Notons la fréquence des anomalies du réseau hydragraphique au NW de la zone d'étude et vers l'Est, cela pourrait souligner le passage de la faille majeure décrochante dextre de Gafsa-Medenine, dont l'activité néotectonique est démontrée sur l'Atlas méridional (Ben Hassen, 2012 ; Ben Hassen et al., 2014) et sur la Jeffara (Ghedhoui et al., 2014 ;Ghedhoui et al., 2014, soumis) (Fig. 74).

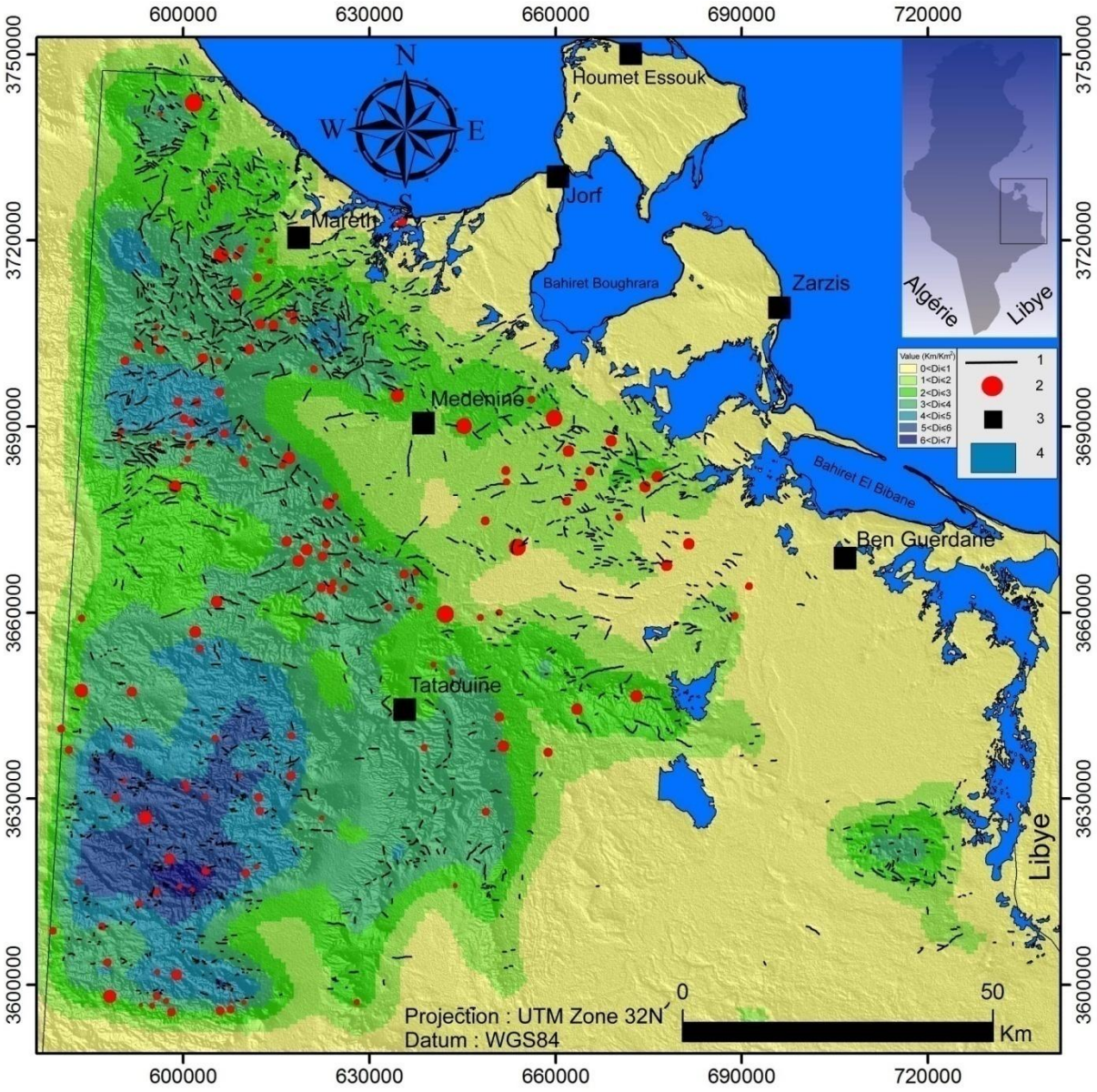

Figure 74. Carte synthétique illustrant les discontinuités structurales extraites à partir du réseau hydrographique (1. Anomalie hydrographique linéaire, 2. Anomalie hydrographique circulaire, 3. Ville, 4. Sebkhas)

Conclusions

Le résesau hydrographique a permis de souligner les anomalies aussi bien directionnelles que circulaires de la Jeffara, mettant en évidence (1) d'une part, la présence d'une activité récente des couloirs de décrochements de la Jeffara entre autre l'activité néotectonique de la faille de Gafsa – Medenine, qui s'étend jusqu'en Jeffara. Son activité récente a été évoquée par Ben Hassen (2012) et Ben Hassen et al., (2014), sur l'atlas méridional et est confirmée sur la Jeffara par la présente étude (sismique et morphométrique) ; (2) d'autre part, la présence d'une activité salifère, soulignée par la fréquence importante des anomalies circulaires, en étroite relation avec la présence probable de dômes enfouis.

En conclusion, l'intérêt que porte l'étude des paramètres morphométriques extraits à partir du réseau de drainage est grand. L'analyse de ces derniers a permis de confirmer l'activité néotectonique des failles de la Jeffara, malgré la couverture mio-plio-quaternaire meuble peu préservatrice de l'écoulement des drains. Certes, l'approche morphométrique, basée sur le réseau hydrographique, est intérresssante, mais nécessite des moyens complémentaires pour mieux appréhender les déformations de la surface topographique. Dans ce contexte, une étude morphostructurale pluridisciplinaire de la Jeffara maritime, combinant les paramètres morphométriques, la sismique réflexion 2D, les données terrains et les données bibliographiques de microtectonique, s'avère intéressante.

Chapitre 3

Neotectonics of coastal Jeffara (Southern Tunisia) : State of the art

Rim Ghedhoui [1,3], Benoît Deffontaines [1,2], Mohamed Chedly Rabia [3]

[1] Laboratoire de Géomatique Appliquée (LGA), Paris-Est Marne-La-Vallée University, 5 Bd Descartes 77450 Marne-la-Vallée Cedex 2, France. rimaigs@yahoo.fr, benoit.deffontaines@univ-mlv.fr

[2] Laboratoire International Associé ADEPT Taiwan-France, CNRS-NSC.

[3] 02/UR/10-01 « Géomatique et Géosystèmes », Mannouba University, BP 95 2010 Mannouba, Tunisia. rabiamch@gmail.com

1. Introduction

What's the structural and geologic origin of the southern Gabes gulf coast? Is it an area of particularly active deformation in spite of the actual weak magnitude seismicity? What place does « the Jeffara fault » take in the Africa/Eurasia shortening system? These are the three major questions that are going to be dealt with in the present paper. Tunisia is located on the North African margin at the boundary of two distinct domains: (1) the passive, continental margin that stretches to the east from Libya to Egypt, at least since the upper Cretaceous, and (2) the Cenozoic, orogenic Alpine chain that borders the North Western Saharan platform from Tunisia up to Morocco (Outtani et al., 1995 ; Bouaziz et al., 2002 ; Yelles – Chaouche et al., 2006, Frison De Lamotte et al., 2006 and 2009) (Fig.75. A). It represents a permanent area of geodynamic evolution caused by the N-S to NW-SE convergence of the African and Eurasiatic plates (Mattauer et al., 1977 ; Dercourt et al., 1986 ; Bousquet et al., 1988 ; Guiraud and Maurin, 1991) that began at the limit of the Lower Cretaceous - Upper Cretaceous (Bouaziz, 1986 and 1995 ; Bouaziz et al., 1999 ; Bouaziz et al., 2002) and generalized at the Terminal Cretaceous -Eocene, due to the opening of the North Atlantic (Olivet et al., 1983 ; Mejri, 2012).

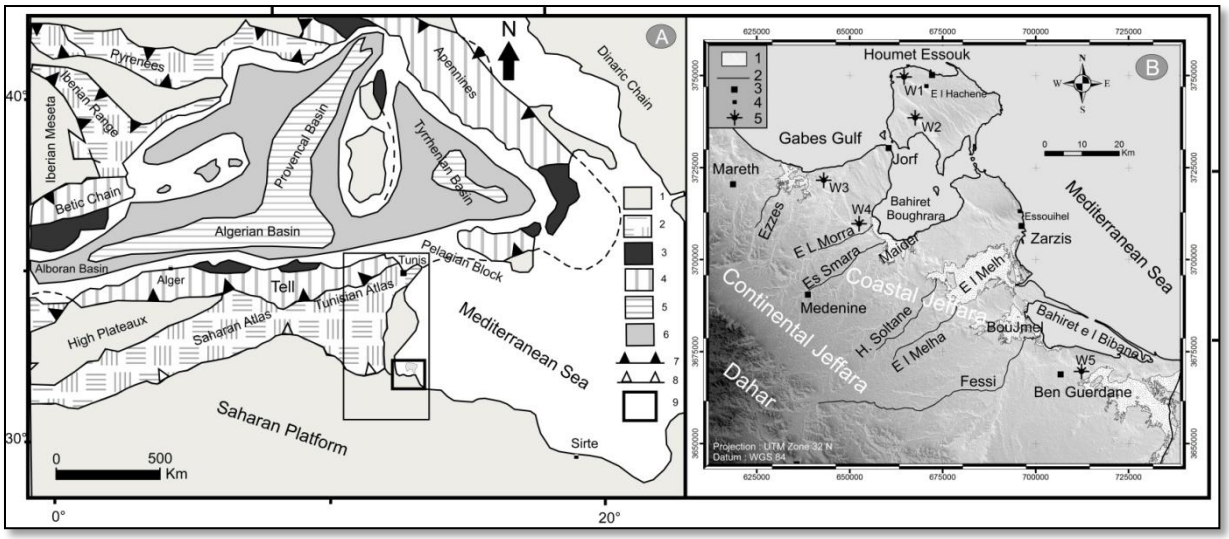

Figure 75. (A) Geodynamic context of the western Mediterranean domain (modified from Doglioni et al., 1999 ; Bouaziz et al., 2002) **(1. Continental platforms, 2. Intracontinental fold belts, 3. Crystalline massifs, 4. Alpine chains, 5. Neogene oceanic crust, 6. Neogene thinned continental crust, 7. Thrust fronts, 8. South Atlassic front, 9. Studied area (B) ; (B) Geography of the studied area (1. Sebkhas, 2. Oued/Talweg, 3. Town, 4. Village, 5. Petroleum Well)**

1.1. Geographic Presentation

The coastal Jeffara, located on the South East of Tunisia, is composed of two contrasting morphostructural, geologic and clearly distinct domains (Rabia, 1998 ; Gabtni et al., 2009 and 2012) (Fig.75 B) : (1) the sedimentary, Mesozoic basin of Jeffara, formed since the lower Palaeozoic (Burollet and Desforges, 1982 ; Ben Ayed, 1986 ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Gabtni et al., 2005 ; Raulin et al., 2011 ; Gabtni et al., 2012) and (2) the Dahar domain which is a vast monoclinal slightly dipping West of 1° to 2° (Busson, 1967 ; Gabtni et al., 2009) and South West (Bouaziz et al., 2002 ; Bodin et al., 2010), made up of the reactivation of the Panafrican faults systems (Ben Ayed and Kessibi, 1983 ; Gabtni et al., 2012).

The Tunisian Jeffara basin represents a low, plate, subtabulary topography that is bounded by the Gabes gulf and the Mediterranean sea to the North, the Southern morphologic edge of the Dahar domain whose layers are covered by sand dunes of the Grand Erg Oriental to the East and « the administrative Tunisian-Libyan borderland» to the South East. It is characterized by two distinct major structural parts : (1) the continental Jeffara, which constitutes a transition area to the Mesozoic/Cenozoic outcrops of the Dahar and (2) the coastal plain of the maritime Jeffara composed of Jerba island and Jorf and Zarzis peninsulas, which is characterized by local several depressions covering the low bands of the East of Tunisia up to the North West of Libya (Gabtni et al., 2009), such as Bahiret Boughrara in the South East of the Jorf, Bahiret el Bibane in the South of Zarzis, Sabkhet Boujmel et Sabkhet el Melh (Jedoui, 1979 and 2000 ; Rabia, 1998) (Fig. 75. B).

2. Geologic setting

It appears from the bibliography that the deformation of the Jeffara seems to be complicated and multiphases since the lower Paleozoic (Burollet and Desforges, 1982; Ben Ayed, 1986 ; Burollet, 1991 ; Bouaziz, 1995 ; Bouaziz et al., 2002) (Fig. 76).

2.1. Neotectonic overview

The Eo-Tyrrhenian distensive phase (slightly post-Villafranchian) and the Tyrrhenian compressive phase, which reactivates the N045°E and N165° faults into sliding movements at the base, are responsible for the actual morphology of the coastal Jeffara (Perthuisot, 1977 and 1985). The latter is organized in large curvature small amplitude folds on the cover (Perthuisot, 1985) and in half graben with the presence of echelon faults, where the principal stress direction is N120°E to N160°E (Bouaziz, 1995). The NNW-SSE post-Villafranchian compression causes the shaping of Jerba Island and Jorf and Zarzis Peninsulas (Touati and Rodgers, 1998).

2.2. Geodynamic history

After the Hercynian phase and in the Permo-Carboniferous, there was a NE-SW Permian widespread extension of the Pangaea (Arthaud and Matte, 1977), coupled with the Eurasia /Africa right lateral sliding responsible for the opening of the Neotethys (Bouaziz et al., 1999). The extensive movement resulted in the « compartmentalization» of the Jeffara in horsts, grabens and basculated blocks that are bounded by E-W major faults separating a carbonate platform in the South and a subsiding basin in the North (Ben Ferjani et al., 1990), ESE-WNW and NS faults (Rabia, 1998) and was followed by an important Permian and maritime subsidence in the Tebaga basin (Touati and Rodgers, 1998). This phase led to subsidence of the Permian marine carbonates in the Tebaga basin with a thickness reaching 300 m (Touati and Rodgers, 1998) and lasts until middle Triassic, enabling the opening of the Jeffara basin, but whose average direction N160°E was modified by the late Hercynian drift of Africa to the West (Ricou, 1992 ; Bouaziz et al., 1999). During the upper Triassic (lower Carnian) a tilt of the permo-triassic blocks was the result of a late-Hercynian strike slip (σ 1 NNW-SSE) (Bouaziz et al., 1999). Following a significant erosion of the upper Permian and lower and middle Triassic sedimentation, an inversion of the Tebaga basin took place (Touati and Rodgers 1998). During the upper Carnian –Norian, volcanic eruptions (following the NNE-SSW rifting) in the area of Southern Tunisia were noticed by several authors (Ben Ferjani et al., 1990 ; Bouaziz, 1995 ; Touati and Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998 ; Bouaziz et al., 1999) and are witness , together with the intraformational breccia, to an oceanic rift marked by rifting stages of the tethys –Atlantic (Decourt et al., 1986 ; Bouaziz et El Ouhaichi, 1999). In southern Tunisia, traces of synsedimentary activities are a proof of the rift (Breccia and slump facies and Norian-Rhetian olistholites) (Bouaziz, 1995 and Bouaziz et al, 1999). The lower and middle Jurassic, are marked by an extensive period of pre-rifting generating a lagunary and / or a shallow water sedimentation (Mestaoua and Krachoua formations, Smida and Tlalett members of the Foum Tataouine formation) (Touati and Rodgers, 1998). It is

followed by a syn-rift phase, in the upper Jurassic-lower Cretaceous , characterized by a NE-SW extension accompanied by the formation of a number of NW-SE and NE-SW normal faults in maritime Jeffara, giving rise to a NW-SE opening of the Jerba pit (Touati and Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998) and the first diapiric manifestations in the SE of Jeffara following the direction of pre-existent discontinuities (Ben Ferjani et al., 1990 ; Touati and Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998 ; Bouaziz et al., 1999). This phase is linked to a N-S Tethysian distension leading to the dislocation N-S of the Pangaea, and the opening of an E-W oceanic corridor, together with mainly E-W faults in association with NW-SE faults (area of Tebaga Medenine). During the Aptian, the inversion of the basin resulted in a local uplift in the Ezzaouia area (Zarzis) (Touati and Rodgers, 1998). The deep sedimentation of the Jurassic and the lower Cretaceous, known in northern as well as southern Tunisia are described by several authors (Turki, 1985 ; M'rabet et al., 1989 ; Chikhaoui et al., 1991 ; Bouaziz, 1995 ; Bouaziz et al., 1999), is an evidence of the importance of the transgressions caused by the oceanic openings (rifting). In the upper Cretaceous (Santonian), the southern golf of Gabes was subject to E-W right lateral strike slip faults (Touati and Rodgers, 1998), leading to the formation of NE-SW folds and NW-SE diapiric activity trending (in the form of salt walls, diapirs). During the paleogene (Eocene-Oligocene), a readjustment took place over the Cretaceous paleo-high all along the pre-existing major faults (Touati and Rodgers, 1998) resulting in a remobilization of the negative structures of the salt in sections of positive structures (Ben Ferjani et al., 1990). A NE-SW extensive regime happened, during the Mio-Pliocene, allowing the reactivation of the upper Jurassic-lower Cretaceous and upper Cretaceous faults. The normal faults created, visible both on surface and subsurface (Touati and Rodgers, 1998), would be responsible, during the Tertiary, following a readjustment, for the regional tilting towards the NE.

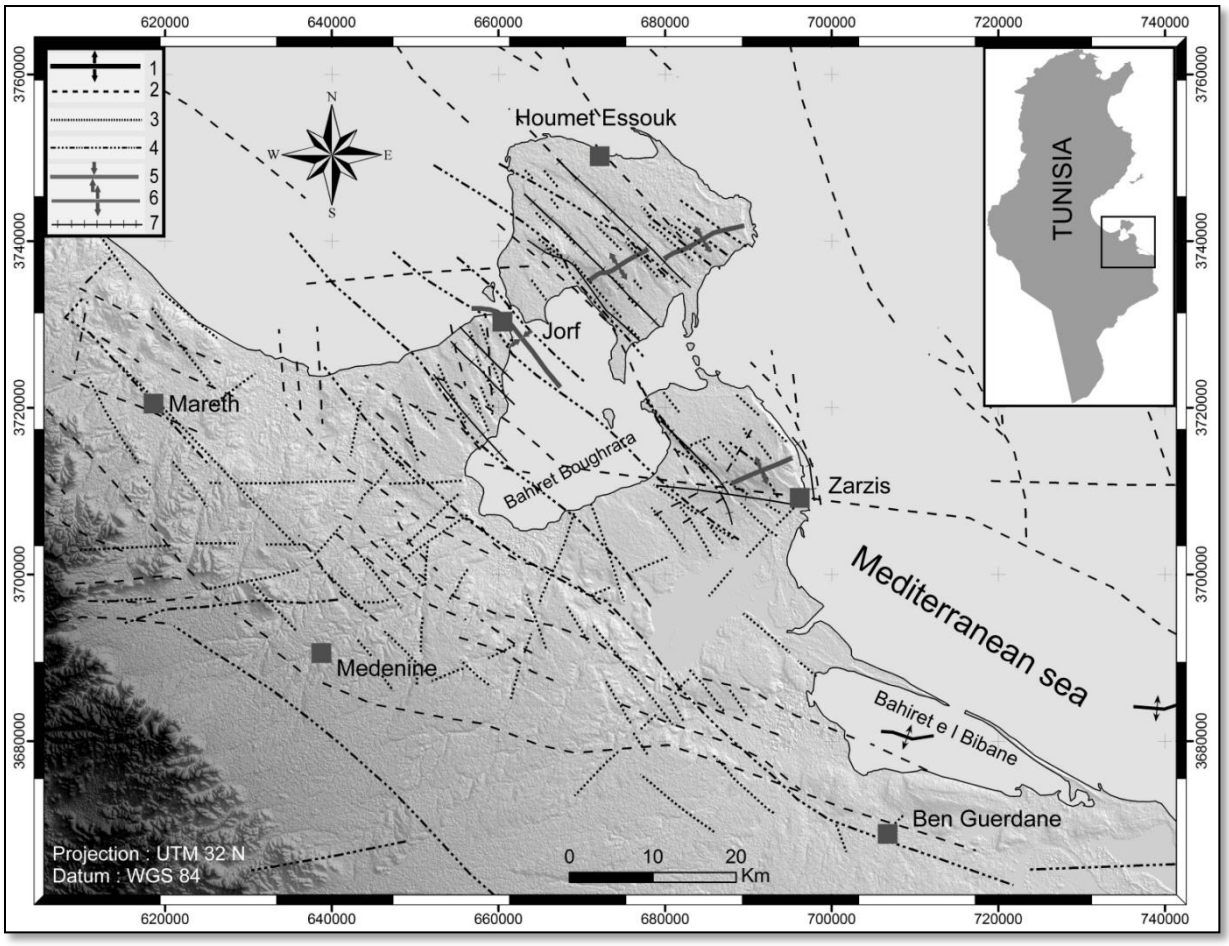

Figure 76. Synthetic structural sketch map issued from the bibliography (1. Anticline, 2. Fault (from Ben Ferjani et al., 1990) ; 3. Fault (from Bouaziz, 1995) ; 4. Fault (from Rabia, 1998) ; 5. Syncline, 6. Anticline, 7. Fault (from Touati and Rodgers, 1998). Quadrangle Location of the studied area. ***Note the discrepancies and the apparent structural geometric complexity of the previous studies.***

3. Seismic settings

Tunisia converges towards Europe in a NW direction, with average speeds of 3.6 mm/year to the North and 2.6 mm/year to the West (Nocquet and Calais, 2003 and 2004). This corresponds to a displacement vector of 4.4 mm/year in a N315°E direction (GPS measurement are still carried on between Tunisia and Sardinia) (Argus et al., 1989 ; Nocquet and Calais, 2004). Its seismicity is known by different types of focal mechanisms (normal faults, reverse faults, normal strike-slip faults or strike-slip reverse faults) (Kacem, 2004 ; Ben Hassen, 2012), but the most powerful ones are linked to reverse faults , which conforms the existence, since the Miocene, of a NW-SE regional tightening spreading on NNW-SSE since the Quaternary (Jauzein, 1967 ; Turki, 1985 ; Zargouni, 1985 ; Rouvier, 1977 ; Bouaziz, 1995). Actually, Tunisia is known for a less frequent, superficial seismicity with moderate to low magnitudes and depths of the superficial epicentres (Ben Hassen, 2012). Therefore, it is characterized by a Tellian domain of high seismicity, a medium seismicity Atlas area and a Saharan platform showing a seismic stability with a very weak activity (Kacem, 2004 ; Ben Hassen, 2012).

4. Methodology and Results

The plan of this research is to combine, using geomatics (creation of geo-database and treatment of the data by a GIS Software (Arcgis.9.x)), Digital Terrain Model data (issued from SRTM) for morphostructural analyses (Dix and Jackson, 1981 ; Boucher, 1995 ; Deffontaines, 1990 and 1991; Deffontaines and Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1994ab ; Deffontaines et al., 1997 ; Rowan and Bowers, 1995 ; Rowland and Sibson, 2004 ; Masoud et al., 2007 ; Masoud and Koike, 2011 ; Viveen et al., 2012), numerous seismic reflection profiles, new interpretations of bibliographic microtectonic data and geologic map at 1/50000 scale and field work, to precise (1) how to simplify the tectonic chronology by using a new coherent neotectonic and structural model and (2) what are the geodynamic stress regimes involved in coastal Jeffara. All the maps presented in this paper use **UTM** (Universal Transverse Mercator) Zone 32 N projection and **WGS 84** (World Geodetic System 1984) Datum

4.1. Digital Elevation Model (SRTM) and lineament analyses

The Altimeter data used are SRTM type (Shuttle Radar Topographic Mission). They were gathered during an 11-day mission carried out by the spaceship Endeavour (STS-99) in February 2000 and in an altitude of 233 km. This campaign used the technique of radar interferometry IFSAR (Inter-ferometric Synthetic Aperture Radar) (Rabus et al., 2003 ; Bourgine and Baghdadi, 2005 ; Jordan et al., 2005 ; Shortridge, 2006 ; Mantelli et al., 2009 ; Nasa Science Missions, 2012).

These altitudinal data were given with a horizontal precision of 20 m (circular error confidence 90%) in a grid of 90 * 90 m per cell and an error RMSE from +/-5 to 20 m (Miliaresis and Paraschou, 2005). They were downloaded with .hgt (hight) extension, in geographic coordinate system with a matrix spacing 3'' (0.0008 333°) and geo-referenced under the geodetic system WGS84. Later, they were projected to UTM zone 32N and resampled by the nearest method next to a matrix spacing of 50 m to work in a scale of 1/50.000 and to improve the quality of the MNT display. For a further exploitation of the data a DEM relief shading maps were created and calculated by 3*3 neighbourhood operator (Horn, 1982 ; Grohmann et al., 2007). These maps represent the relief following the illumination of an area using an artificial source, stimulating the sun light. By modifying the angular azimuth, the elevation of the source of light and the vertical exaggeration, we obtain a different luminance map (Fig.77). Thus, the distinction of structures and « morphologic alignements » (Dix and Jackson, 1981 ; Boucher, 1995 ; Deffontaines, 1986 a b, 1990 and 1991; Deffontaines and Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1994ab ; Rowan and Bowers, 1995 ; Deffontaines et al., 1997 ; Deffontaines, 2000 ; Rowland and Sibson, 2004 ; Masoud et al., 2007 ; Slama, 2008 ; Masoud and Koike, 2011 ; Viveen et al., 2012) in the relief shading maps becomes easy. They may correspond to morphologic structures linked to: (1) the tectonic by corresponding to zones of weakness inside the geologic layers as in faults or fractures (Oakey, 1994 ; Fichler et al., 1999 ; Kudo et al., 2004 ; Salem et al., 2005 ; Milbury

et al., 2007) ; (2) erosion (3) anthropogenic systems (Jordan et al., 2005).To precise and update the tectonic joints and folds in order to complete the geologic maps of Perthuisot (1985), relief shading maps related in azimuts N000°E, N045°E and N0135°E and their complementary angles (N180°E, N225°E, N270°E and N315°E), having fixed an elevation of the light source (30°) and the vertical exaggeration (20x), were realized (Fig. 77. B). The study of the different maps and the associated rose (Fig. 77. C) prove the presence, in the studied area, of : (1) alignments of major direction NW-SE, often cited in the bibliography (Perthuisot, 1985 ; Ben Ferjani et al.,1990 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati and Rodgers, 1998). Two less frequent tectonic directions were detected NNW-SSE and WNW-ESE (Fig. 77 C) ; (2) NE-SW numerous folds offsets and right lateral en-echelon folds (located on the South East of Jerba island, Jorf Peninsula, the North West of Zarzis, and on the North West of Bahiret el Bibane) (Fig. 77 A).

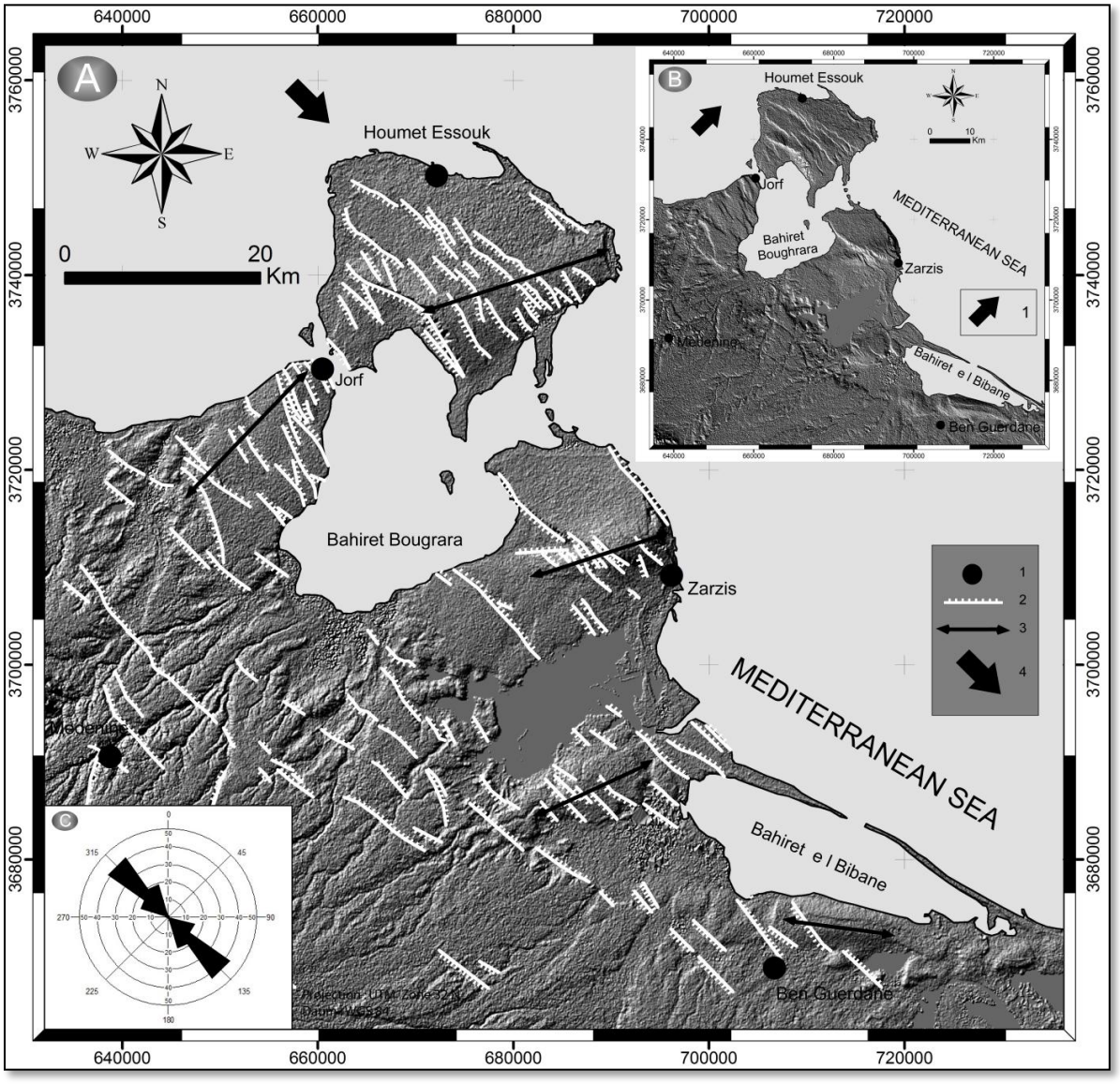

Figure 77. (A) Coastal Jeffara structural scheme compiled from different DEM hill-shading (the base map is the N315° E relief shading map) (1. City, 2. Fault, 3. Fold, 4. Azimuth N315° E) ; (B) SRTM DEM hill-shading of the studied area (1. Azimuth N225 °E, Elevation 30°, Vertical exaggeration 20 x) ; (C) Rose plot of the alignments

4.2. New interpretation of the geologic maps and the contribution of the field work

A new interpretation of geologic maps on 1/50000 scale (Houmet Essouk (n°148), Midoun (n°149), Jorf (n°159), Sidi Shamack (n°160) and Zarzis (n°171)) done by Perthuisot (1973 - 1980), will be referred below and proved by field data.

The tectonic analysis of geologic maps shows the presence of two types of structures (Fig. 78) : (1) N 145° E et N55° E trending faults with small displacement, forming cliffs that are visible in the island's landscape. Apart from the Essouheil fault which presents a notable displacement, the Zarzis area doesn't present any important accident (Perthuisot, 1985) ; (2) highly-curved faults occupying the heart of three promontories (Perthuisot, 1985) and characterized by a N070E° direction in the east of Jerba and North East of the Zarzis peninsula and a N035E° direction, in the South East of the island and North of the Jorf promontory (Perthuisot, 1985).

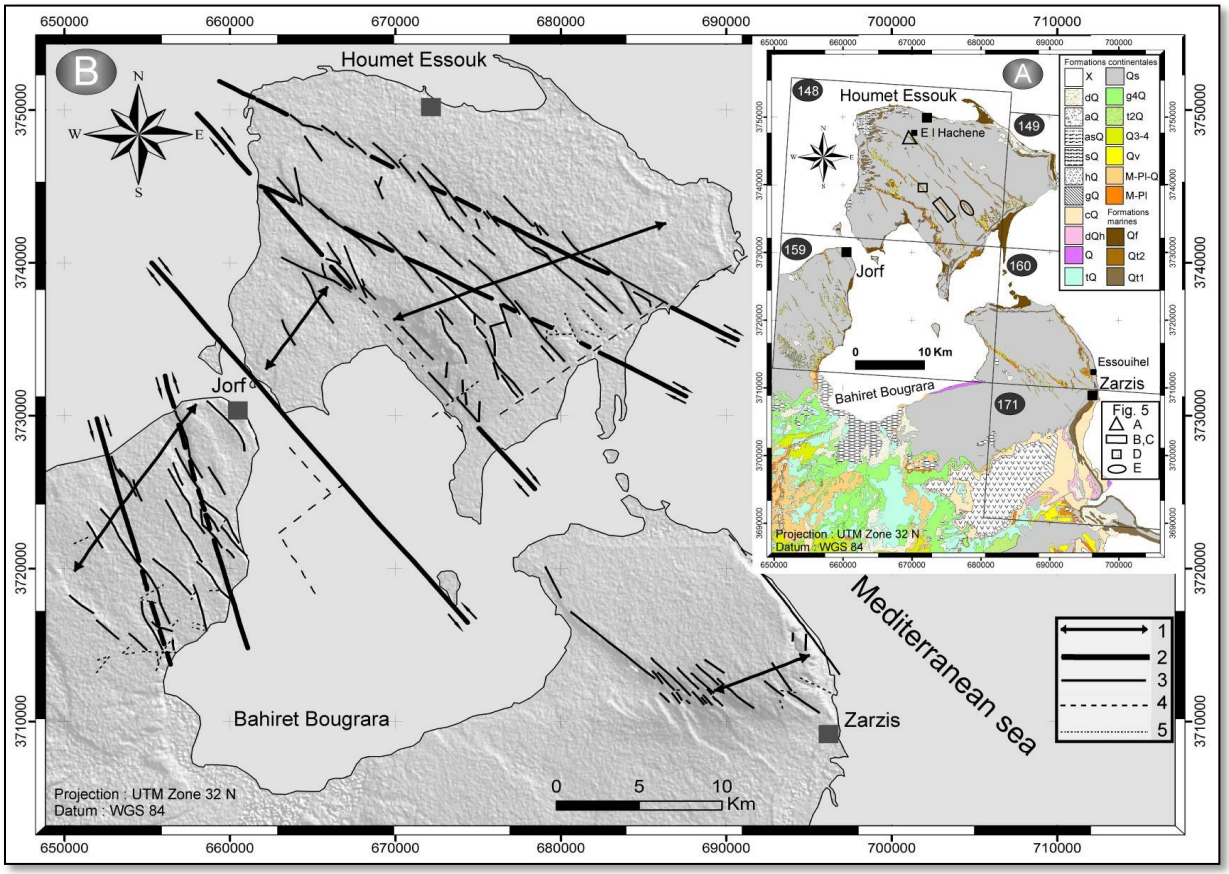

Figure 78. (A) Mosaic of geologic maps at 1/50.000 scale of Jerba island, Jorf and Zarzis (Southern Tunisia) (148. Houmet Essouk, 149. Midoun, 159. Jorf ; 160. Sidi Chamakh and 160. Zarzis geologic maps)

(**Continental formations** (Holocène – Present : **dQ** : Current dunes , **aQ** : Current alluviums, **sQ** : Filling of continental sebkhas, **hQ** : Halites, **gQ** : Gypsum, **cQ** : shelly sands, **dQh :** Current dunes, **tQ** : Historic terrace, **Qs** : Red silts), **g4Q** (Late Pleistocene) : Fine silts and conglomeratic deposits with gypsum crusting, **t2Q** (Middle – Late Pleistocene) : gypsum crusting or gypsum silts, **Qv** (Villafranchian) "Salmon colored limestone crust " : silty-

clayey sediments, crusting limestone nodules, a laminated, nodule crusts, **M-Pl** (Mio-Pliocene) : alternations of red clay and sandstone with conglomeratic beds ; **marine and coastal formations** (**Qf** : Flandrian beach sandstones , **Qt1** : Neotyrrhénian sand dunes or marine deposits, **Qt2** : Eutyrrhenian sand dunes or marine deposits)) (modified from geologic maps at 1/50.000 and 1/100.000 scales) (B) Tectonic description of Jerba Island, Jorf and Zarzis peninsula (1. Anticline's axis, 2. Hypothetic deep fault, 3: Fault, 4: Hypothetic fault, 5: Diaclase) (modified from Perthuisot, 1985).

Although diachronic, the «carbonated villafranchian cuirass» is an excellent indicator of the current deformation. Thus, the Villafranchian and Mio-Pliocene deposits are, here, reinterpreted in tectonic structures : tension gashes and normal faults, associated to a major NW-SE right lateral strike slip fault (Fig. 79). In fact, based on the reinterpretation of geologic maps on 1/50.000 (Perthuisot, 1985) associated with topographic and field observations, different cases of figures are presented (Fig. 78 A ; Fig. 79). The first example shows that the villafranchian deposits appear on either side of Mio-Pliocene clays and sands, with a conservation of footwalls altitudes. The absence of the vertical component and the rectilinearity of tectonic joints suggest a tension gashes structure directing N130°E (NNW-SSE), perpendicular at the axis of the minor principle of the least constraint σ3 (NNE-SSW) (Fig. 79. D).The second example concerns the cartographic dissymmetry of the «villafranchian cuirass». Field observations and the study of the SRTM confirm the presence of a variation in altitude and, therefore, of the vertical deformation component, with a more important altitude of the western side. The cartographic asymmetry and the difference in altitude are a proof of the «sinking» of the NW block comparing to the SE compartment, which explains the presence of a vertical fault, interpreted as a normal fault (Fig. 79. B). We notice that the cases presenting a cartographic asymmetry without a remarkable altitude variation in both sides of Mio-pliocene clays and sands corresponding to a degradation of escarpment by summit erosion. On the fields, we noticed an eroded normal fault scarp in the NW of Jerba (more precisely in the south of El Hachene village (Fig75. B)), made by a seaside cuirassic level and red silts. This scarp reveals the trace of a N130°E normal fault with a SW dipping and a 7° topographic slope, confirming the asymmetry of the outcrops of the villafranchian carapace and of Mio-Pliocene clays and sands (Fig. 78. A and Fig. 79. A). The sigmoid tectonic structures (S) reveal a right lateral strike slip movement directed N120° E and N130°, are interpreted as tension gashes in S, associated to a NW-SE right lateral strike-slip fault (Fig. 79. C). Different figure cases corresponding to structures in horst and graben (Fig. 79. E), found between two normal faults, with an asymmetry opposite on both sides and a metric to decametric apparent cartographic denivelation on both sides of tectonic joints.

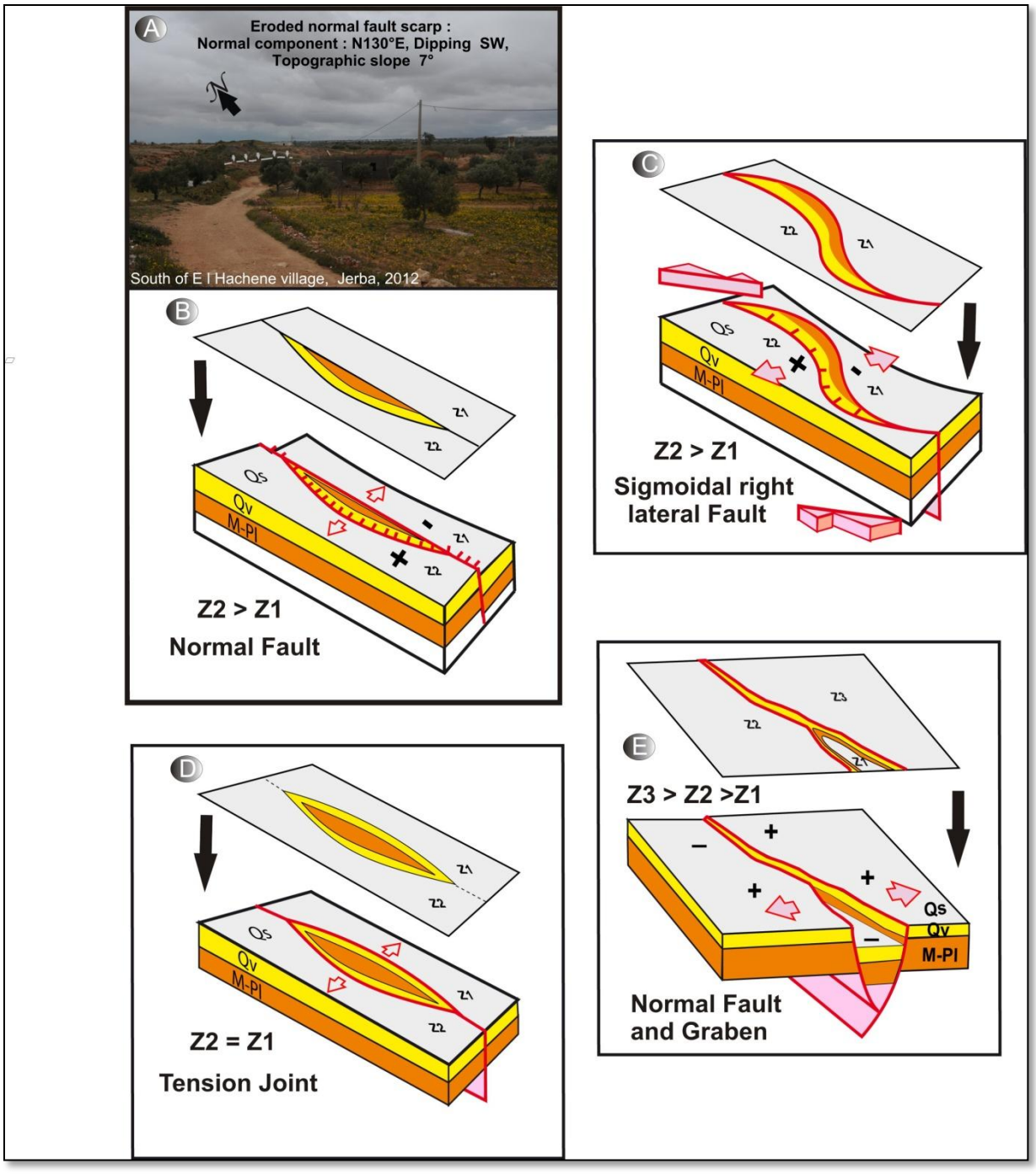

Figure 79. 3D views : Geology and altitude (geologic maps at 1/50.000 scale, Location on Fig. 4 A) (A) Field's photo showing the track of the N130 °E normal fault ; (B) Normal fault ; (C) Sigmoidal right lateral fault ; (D) Tension joint ; (E) Normal fault and graben (Qs. Red silts ; Qv. Villafranchian limestones's shell and nodular silts ; M-Pl. Mio-pliocene sands and claystones)

By observing the organization of the fractures and tectonic structures taken from our new structural pattern and geologic maps on 1/50.000 of the coastal Jeffara, we notice that : (1) in Jerba, they are totally absent in the Northern an NE part of the island (nearby the line linking the towns of Houmet Essouk and Midoun (Fig. 75. B)) and they become concentrated in the

centre of Jerba (in the south of the geographic line connecting Houmet Essouk to Midoun) ; (2) in the peninsula of Zarzis , they are present in the west of Zarzis. The N120°E to N130°E fractures and the tectonic structures present, in the Jerba island and the Zarzis peninsula, in the form of a right lateral echelon tension gashes disposed in the N120°E faults, a sigmoide tension gashes (in S) and a N130°E normal faults associated to a major right latral strike-slip movement, are concentrated on the heart of a deformation corridor. The latter is bordered to the north (in the South of the geographic line connecting Houmet Essouk to Midoun) by a major accident which does not appear on the outcrops and which extends in the sea. We interpret this accident as a N120°E to N130°E right lateral strike-slip boundary fault. Thus, the fracture fields and the tectonic joints in Jerba are interpreted as «horse fail» of a N120°E to N130°E right lateral strike-slip fault, that stretches until offshore .

4.3. Contributions of 2D seismic reflection profiles

4.3.1. Technical seismic survey presentation

Survey	Operator	Field Contractor	Date	Source
MT	Mobil	Command Ray Geophysic	1974	Dynamite
81-KR	ELF Aquitaines	CGG	1981	Vibroseis

Tableau 22. Technical Survey Data (ETAP)

4.3.2. Seismic interpretation

Several 2D reflection seismic lines that are representative, perpendicular and parallel to tectonic structures are described and newly interpreted. The interpretation of the SW-NE P1 profile, allows following locally reflectors having an apparent dipping towards the NE. In SW, it's impossible to follow the reflectors that are totally intersected by a number of dense faults. Consequently, this zone looks transparent on seismic lines. Towards the NE, the reflectors seem truncated and moved vertically with a strong presence of faults. This line shows the presence of a dense network of strike-slip normal faults that are more important in the SW (transparency area on the seismic profile) (Fig. 80).

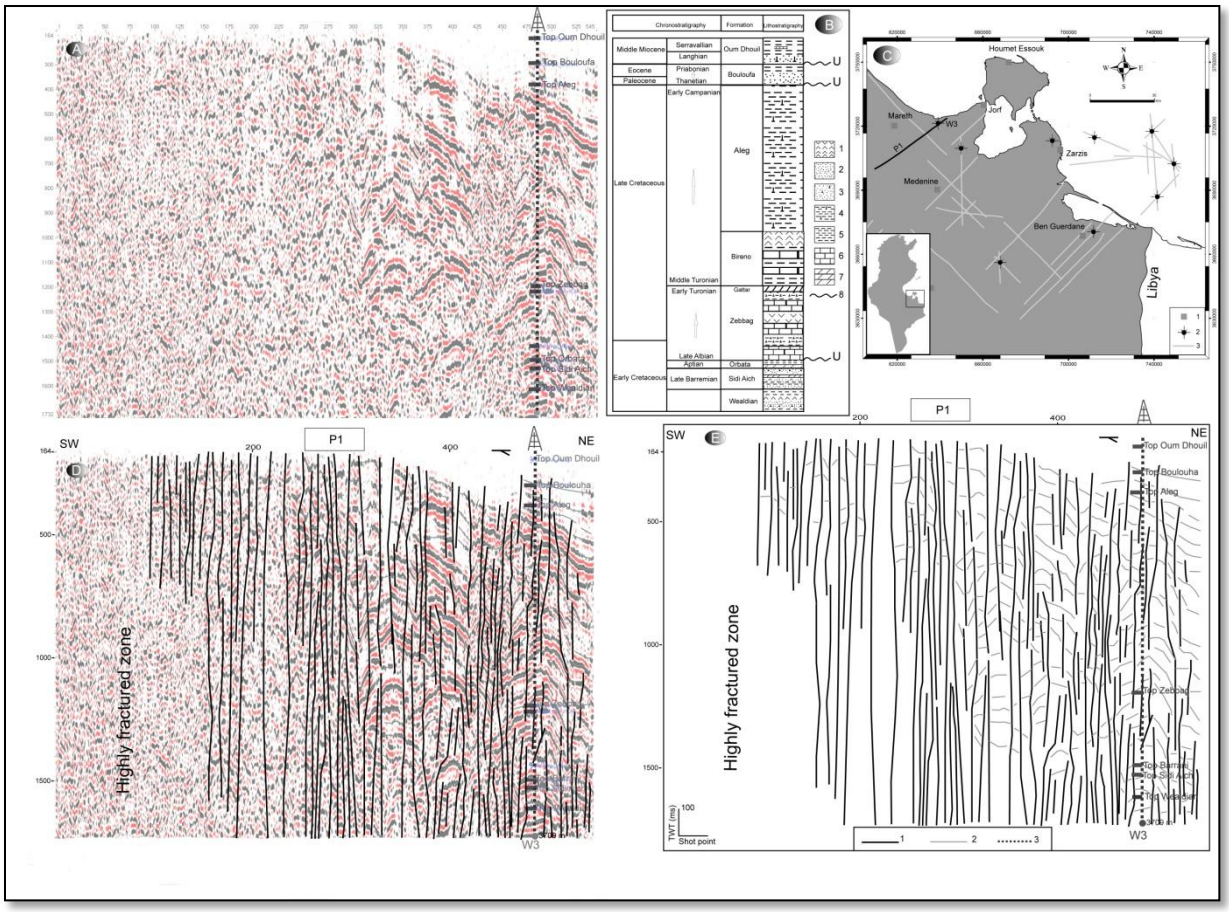

Figure 80. (A) Seismic reflection profile (P1) ; (B) Lithostratigraphic units within W3 well (1. Gypsum and/or anhydrite, 2. Sands, 3. Sandstone, 4. Marls, 5. Claystone, 6. Limestone, 7. Dolomite, 8. Unconformity) ; (C) Block selected seismic lines (1. Town, 2. Well, 3. Seismic lines) (D) and (E) Interpretation of the line drawing (1. Fault, 2. Reflector, 3. Lithostratigraphic column of the well)

The NE-SW (NE on the left) P2 profile reveals a zone characterized by a big continuity of seismic reflectors dipping towards the NE and consequently moderately fractured vertically. This line also shows, between the CDP (Common Depth Point) 450 and 600, the presence of a transparent zone (highly fractured area) with asymmetry of seismic reflectors on both sides. This geometry is characterised of a transtensive strike-slip zone, with numerous strike-slip faults. The line P3 of direction N-S is oblique regarding structures. However, it focuses on Paleozoic reflectors relatively continuous, intersected by vertical faults interpreted as strike-slip faults (Fig. 81).

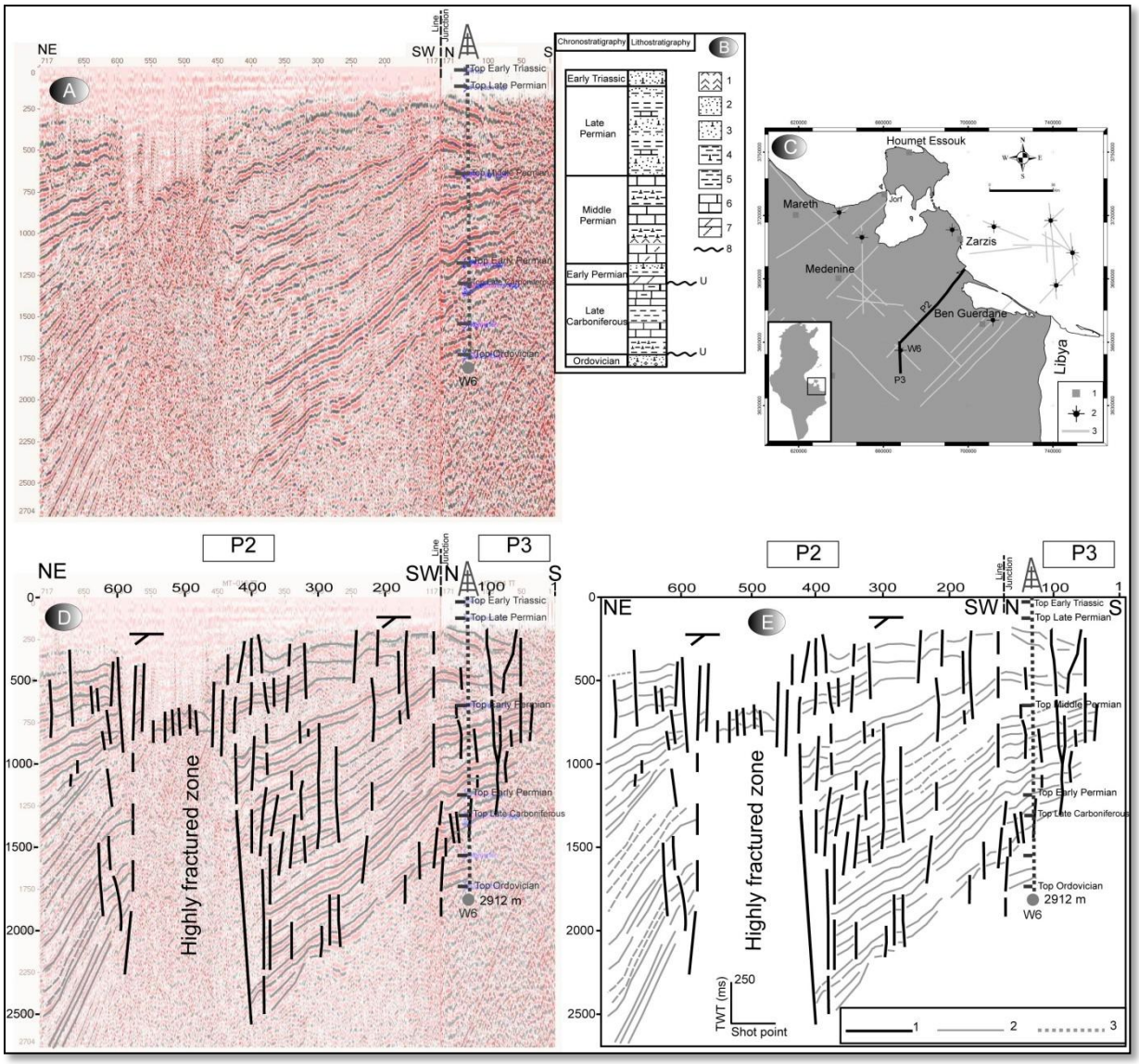

Figure 81. (A) Seismic reflection profile (P2 and P3) ; (B) Lithostratigraphic units within W6 well (1. Gypsum and/or anhydrite, 2. Sands, 3. Sandstone, 4. Marls, 5. Claystone, 6. Limestone, 7. Dolomite, 8. Unconformity) ; (C) Block selected seismic lines (1. Town, 2. Well, 3. Seismic lines) (D) and (E) Interpretation of the line drawing (1. Fault, 2. Reflector, 3. Lithostratigraphic column of the well).

The line P4 of direction NE-SW (NE on the left) is located further south and it underlines four zones of continuous reflectors separated by « corridors » where the vertical fracturing is important and the reflectors seem vertically stacked, truncated and discontinuous. The shear zones are located successively from NE to SW between CDP 1000 and 920, 850 and 660, 500 and 350 and 202 and 1. We notice that, in depth, the fracturing increases. The formations studied present a general apparent dip towards the golf of Gabes (NE) (Fig. 82).

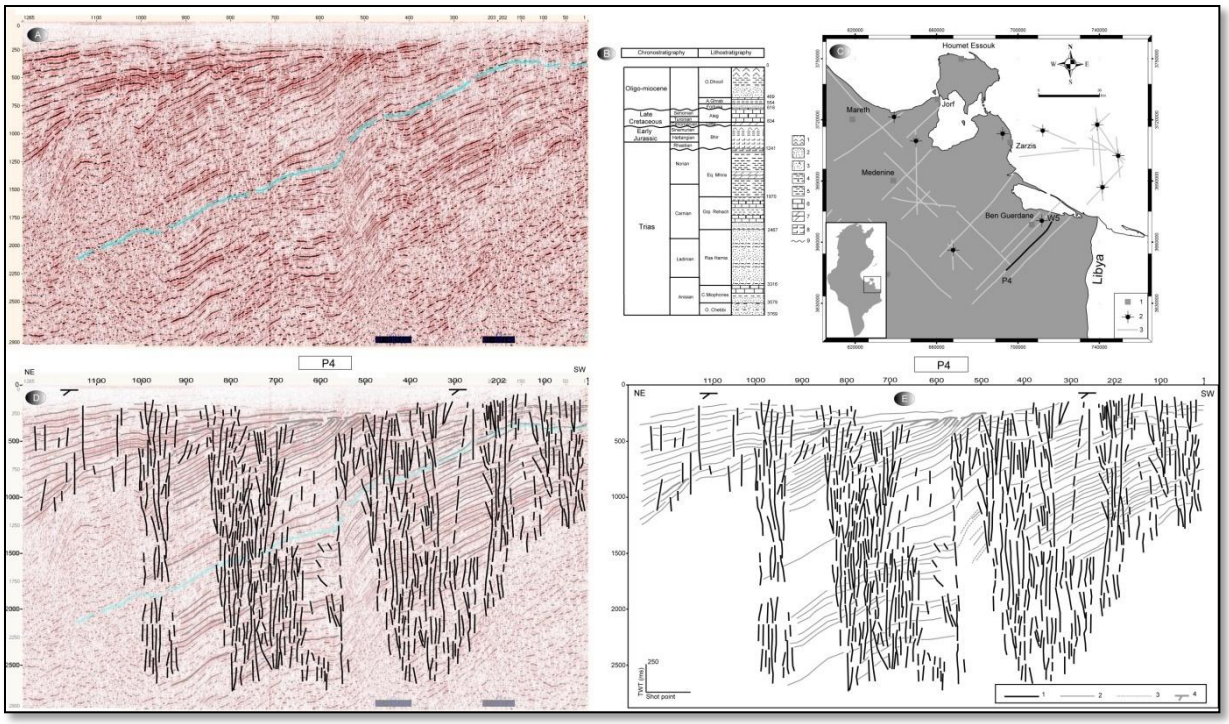

Figure 82. (A) Seismic reflection profile (P4) ; (B) Lithostratigraphic units within W5 well (1. Gypsum, 2. Sands, 3. Sandstone, 4. Marls, 5. Claystone, 6. Limestone, 7. Dolomite, 8. Anhydrite, 9. Unconformity) (C) Block selected seismic lines (1. Town, 2. Well, 3. Seismic line) (C) and (D) Interpretation of the line drawing (1. Fault, 2. Reflector, 3. Discontinuous reflector, 4. Unconformity).

The seismic profiles interpreted are of principal direction NE-SW, perpendicular in the NW-SE major structures of Jeffara, they focus on the presence of vertical fractures, interpreted here as major shear zone or NW-SE strike-slip vertical corridors separating a series of reflectors having a general NE dipping towards the Gabes gulf.

4.4. New interpretation of bibliographic microtectonic data

The coastal Jeffara structural study is completed by a new interpretation of microtectonic data of S. Bouaziz (1995). The sites are successively located in : (1) Mio-Pliocene deposits (M-P1), which are made up of red clay and sandstone with conglomeratic pasts (Jedoui and Perthuisot, 1997ab ; Jedoui, 2000) ; (2) the salmon colored upper villafranchian crust (Qv) (Perthuisot, 1977 and 1985) and (3) the Tyrrhenian marine sediments (Fig. 84 and 85). The microtectonic bibliographic data focus on the complex tectonic history, highlighted by the presence of multiphase constraint systems whose continuity on time is complicated (Bouaziz, 1995 ; Bouaziz et al., 2003) (Fig. 83).

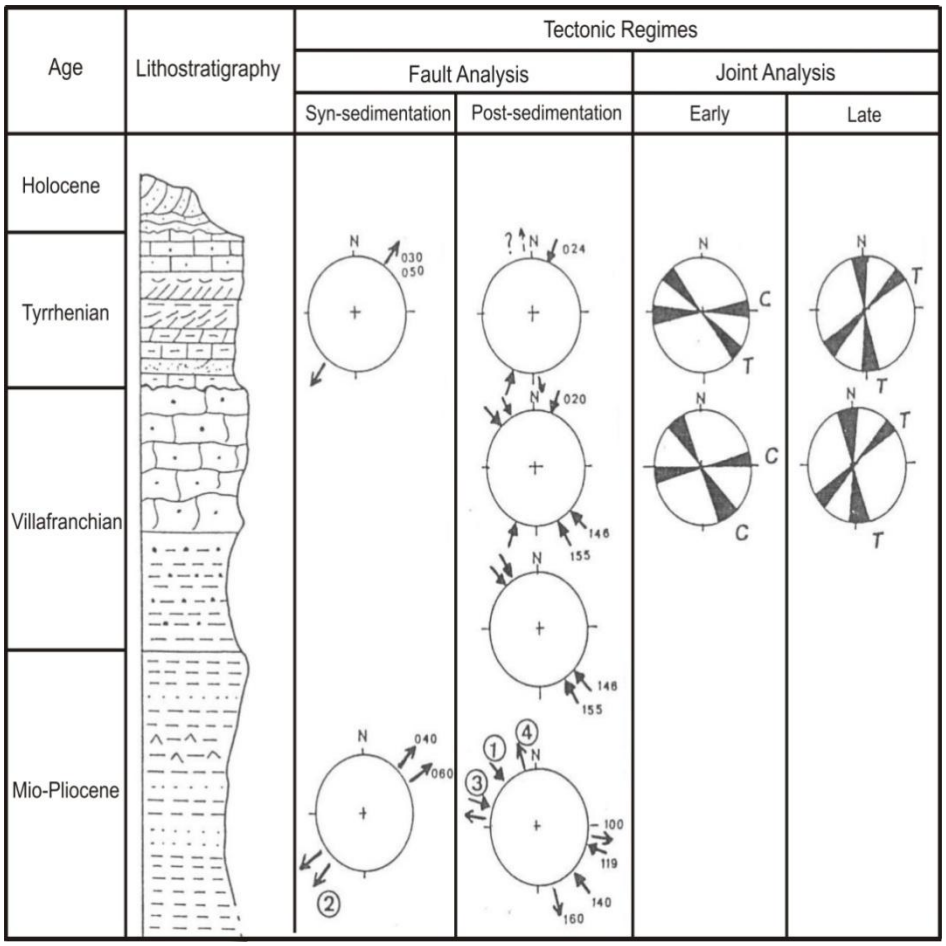

Figure 83. Tectonic regimes and paleostress data evolution of Jerba Island (modified from Bouaziz, 1995) (1, 2, 3, 4 : Chronologic succession of paleostress data (from the oldest to the newest), C. Shear Joint, T. Tension Joint, Compression, Extension)

Below, a simpler and more coherent interpretation of paleostress perfectly studied by Bouaziz (1995) will be suggested. We propose that all the constraint states can be divided in two groups:

(1) The first formed by paleostress describing the Africa-Eurasia shortening system. It concerns the strike-slips with a constraint axis σ1 directed NNW-SSE to NNE-SSW (sites S274a, S276f, S272a, S294) and the NNW-SSE compression (S296d) (Fig. 84) ;
(2) The second group containing all the extensions, multi-directional extensions and multi-directional faults linked to the halokinetic activities (Fig. 85).

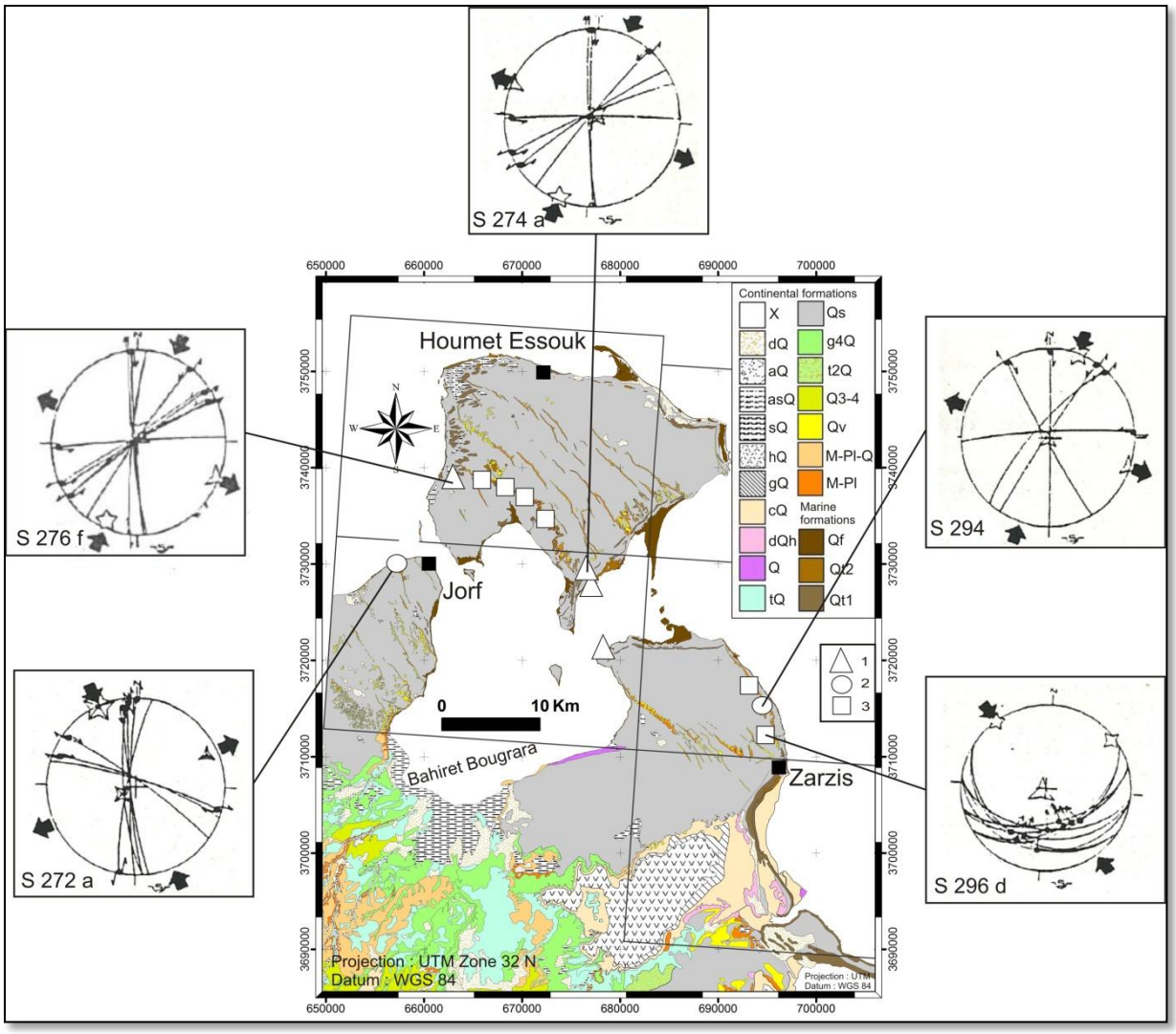

Figure 84. Location of microtectonic sites (modified from Bouaziz, 1995) **on the mosaic of 1/50.000 geologic maps and Reconstitution of paleostress dues to the shortening Africa/Eurasia system (1. Tyrrhenian site, 2. Villafranchian site, 3. Mio-Pliocene site)**

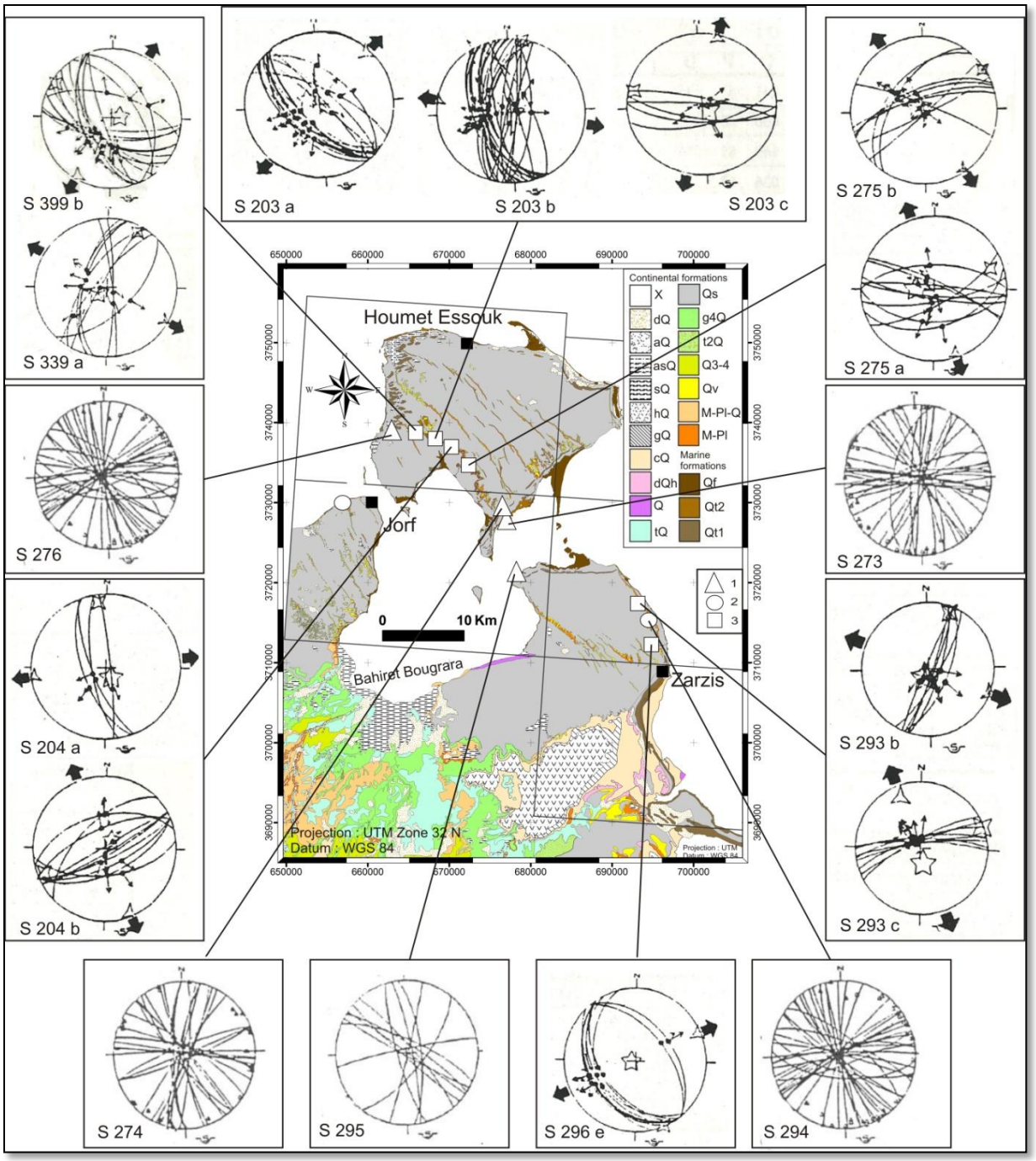

Figure 85. Location of microtectonic sites (modified from Bouaziz, 1995) **on the mosaic of 1/50.000 geologic maps (Perthuisot, 1985) and Reconstitution of paleostress dues to the halokinetic activities (1. Tyrrhenian site, 2. Villafranchian site, 3. Mio-Pliocene site)**

5. Discussions

According to our geomorphic and seismic analyses, the geodynamic history of the coastal Jeffara seems to be mainly related to: (1) the convergence NS to NW-SE of African and Eurasiatic plates (Mattauer et al., 1977; Dercourt et al., 1986 ; Bousquet et al., 1986 and 1988 ; Guiraud and Maurin, 1991), and (2) the halokinetic activities (Burollet, 1973 ; Rabia,

1998 ; Touati and Rodgers, 1998). Thus, the study of the structural deformation, the palaeographic and geodynamic evolution of South Tunisia at depth is complex due to the thick formation of Mesozoic evaporates (Burollet, 1973). We cite the Bhir formation (Rhetian -lower Lias) with a maximal thickness of 881m for W5, made up of anhydrite bands, salt and varicoloured clays (Ben Ferjani et al., 1990 ; Aissaoui, 2005 ; Chandoul et al., 1993 ; Geologic report of W5 well, ETAP) ; also the Mestaoua formation from the upper Lias to the Aalenian, with an average thickness varying from 200 to 400 m in boreholes (496 m to W1: undifferentiated series, 59m to W3 : undifferentiated series) (Geologic reports of W1 and W3 wells, ETÄP) and made up of anhydrite and gypsum with dolomite intercalations (Chandoul et al., 1993 ; Rabia, 1998; Bouaziz et al., 1999). We confirm the presence of : (1) major NW-SE Alignments, often mentioned in the bibliography (Perthuisot, 1985 ; Ben Ferjani et al.,1990 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998, Touati and Rodgers, 199), minor NNW-SSE to NW-SE direction mentioned by Jedoui and Perthuisot (1997ab) and finally, less noticed WNW-ESE one (Fig. 77). These alignments added to the different structures mentioned by Perthuisot (1985) such as the low dipping N145°E and N 55°E faults, describing visible cliffs in the island of Jerba, the notable dipping N145°E Essouihel fault (in the north of Zarzis) ; (2) NE-SW numerous folds offsets and right lateral en-echelon folds (N070°E parallel folds located on the South East of Jerba island, on the North West of Bahiret el Bibane and on the North West of Zarzis and a N035°E fold situated in the north of Jorf Peninsula) (Fig. 78) ; (3) Cartographic tectonic structures confirmed by field data , such as shifted fold axis (SE of Jerba and north of Zarzis), an echelon right lateral tension gashes, arranged on N120°E , sigmoide tension gashes (in S), a N130°E normal faults (Fig. 79). These structures are associated with predominant directions N120°E to N130°E defining a transtensive right lateral strike-slip movement and (4) Normal strike-slip faults structured in « strike-slip corridors » which are confirmed by the analysis of available seismic lines (Fig. 80, 81 and 82). However, dense fractures and different tectonic joints in Jerba island are interpreted as «an ending of two opposites tectonic right lateral horse tails» associated with a N120°E - N130°E and N150°E – N160°E right lateral strike slip faults, forming a great pull-apart basin (Bahiret Boughrara) (Fig. 86. A).

So, Jerba Island and Zarzis peninsula, covering the south cost of the Gabes gulf, are situated on a major N120°E right lateral strike slip fault. The presence of thick evaporitic formations (Rhetian – Lower Lias Bhir and upper Lias – Aalenian Mestaoua formations) lead to a particular behavior of the cover : coastal Jeffara seems to be completely fractured by dense networks of vertical accidents. Formerly, cut up the studied area by several N120°E – N130°E « vertical fault corridors », with low normal component.

6. Conclusions

The new interpretation of structural data developed by previous authors (Perthuisot, 1985 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Bouaziz et al. 2002) and the current multi-disciplinary analyses confirm that the structural deformation of the coastal Jeffara is simpler that previously suggested. We point out the presence of : (1) a continuous

compressive/strike slip movement with σ1 generally directed NNW-SSE to N-S, linked to a N-S shortening system ; and (2) an eastern migration of the «gulf Gabes floor » toward the free Mediterranean sea boundary (Deffontaines et al., 2008). Each transtensive displacement causes the diapiric rise up and multi-directional halokinetic extension. Salt movement occurred from Early Jurassic and continued until Cretaceous even Cenozoic times, resulting in thickness variations in the overlying series, shows the existence of continuous tectonic activity located along the major faults (Hlaeim, 1999). This activity is confirmed by the presence of multi-directional faults, extensions and multi-directional extensions deduced from the previous microtectonic studies of S. Bouaziz (1995).

To conclude, the coastal Jeffara is linked to « relay zones» of a major right lateral strike slip transtensive fault, with the principal minor constraint axis σ3 directed E-W and the principal major constraint axis σ1 generally directed N-S. Thus, Jerba Island and Jorf and Zarzis peninsula appear as a pull-apart basin enabling the setting of a diapiric complex with important petroleum interest (Fig. 86. B).

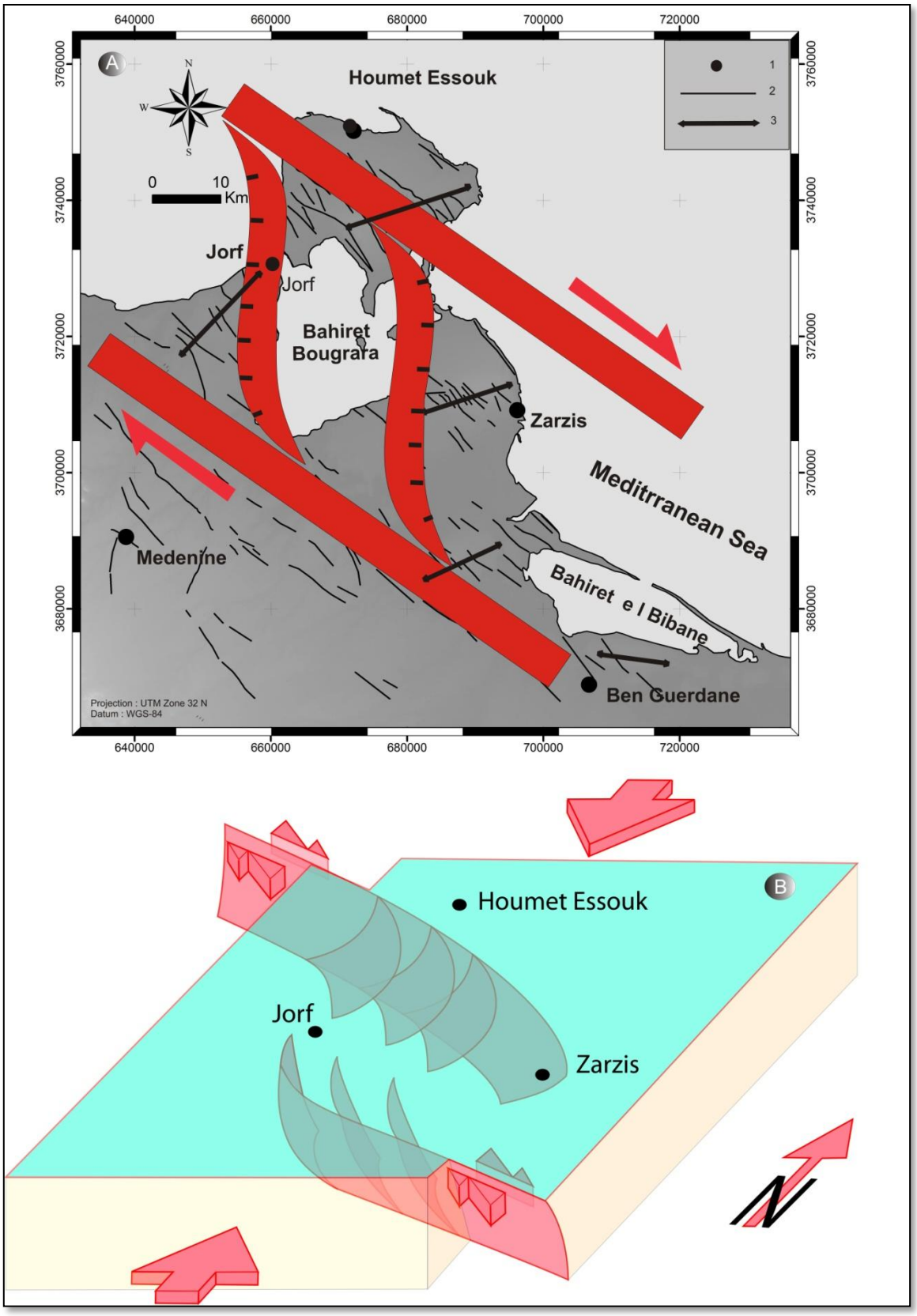

Figure 86. (A) Structural model showing the geodynamic context of coastal Jeffara (1. Town, 2. Fault, 3. Anticline) (B) 3 D synthetic block showing the geodynamic context of coastal Jeffar

Acknowledgments

Authors would like to thank ETAP (Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières) for access to seismic reflection data and well data. We also thank H. Zetrini for his contribution in field work and Ghedhoui and Zetrini families for their hospitality.

References

Aissaoui, S., 2005. Evaluation géologique du permis Ksar Haddada. E.T.A.P, 26 pp.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Euroasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. J. Geophys. Res., V. 94, pp. 5585-5602.

Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting Southern Europe and Nothern Africa result of a right-lateral shear zone between the Appalachian and the Ourals. Bull. Geol. Soc. Am., V. 88, pp. 1305-1320.

Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique de l'avant pays de la chaine alpine de Tunisie du début du Mésozoique à l'Actuel. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris-Sud, 328 pp.

Ben Ayed, N., Kessibi, 1981. Mise en évidence de deux couloirs de décrochement E-W dextre en bordure de la plateforme saharienne (Tunisie méridionale), Actes du 1er Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis, Septembre 1981, V. 1, pp. 291-301.

Ben Ferjani, A., Burollet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum Geology of Tunisia. Mem. E.T.A.P., V. 1, Tunis, ETAP, pp. 194.

Ben Hassen, M., 2012. Analyse de la déformation récente dans l'Atlas méridional de la Tunisie par Géomorphométrie et Interférométrie radar (DINSAR). Thèse Doc., Univ. Tunis II-Univ. Paris-Est, pp. 335

Bodin, S., Petitpierre, L., Wood, J., Elkanouni, I., Redfern, J., 2010. Timing of early to mid-cretaceous tectonic phases along North Africa : New insights from the Jeffara escarpment (Libya – Tunisia). J. African Earth Sc., V. 58, pp. 489-506.

Bouaziz, S., 1986. La déformation dans la plateforme du Sud tunisien (Dahar et Jeffara) : Approche multiscalaire et pluridisciplinaire. Thèse 3ième cycle, Univ. Tunis, 1986, 180 pp.

Bouaziz, S., 1995. Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas sahariens (Tunisie méridionale) : Evolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse de Doc. Etat, Univ. Tunis II, 486 pp.

Bouaziz, S., Barrier, E., Turki, M.M., Tricart P., 1999. La tectonique permo-mésozoique (anté-vraconienne) dans la marge sud téthysienne en Tunisie méridionale. Bull. Soc. Geol. France, V. 170, pp. 45-56.

Bouaziz, S., Barrier E., Soussi M., Turki M.M., Zouari H., 2002. Tectonic evolution of the northern african margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. Tectonophysics, V. 357, pp. 227-253.

Bouaziz S., Jedoui Y., Barrier E., Angelier J., 2003. Néotectonique affectant les dépôts marins tyrrhéniens du littoral sud-est tunisien : implications pour les variations du niveau marin. C. R. Acad. Sc. Paris, V. 335, pp. 247-254.

Boucher R.K., 1995. The relevance of lineament tectonics to hydrocarbon occurrences in the Cooper and Eromanga Basins, South Australia. Journal of Petroleum Exploration Society of Australia, Vol 21, pp. 69–75.

Bourgine, B., Baghdadi, N., 2005. Assessment of C-band SRTM DEM in a dense equatorial forest zone. Comptes Rendus Geoscience 337, pp. 1225–1234.

Bousquet, J.C., Philip, H., 1986. Neotectonic of the Calabrian arc and Apennines (Italy): an exemple of plio-quaternary evolution from island arcs to collisional stages. The origin of arcs by Wezel, in F.C, ed., pp. 305-326.

Bousquet, J.C., Lanzafame, G., Paquin C., 1988. Tectonic stresses and volcanism: in-situ stress measurements and neotectonic investigations in the Etna area (Italy). Tectonophysics, V. 149, pp. 219-231.

Burrolet, P.F., 1973. Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne. Livre Jubi. M. Solignac., Ann. Mines Geol., Tunis, V. 26, pp. 111-120.

Burrolet, P. F., Desforges G., 1982. Dynamique des bassins néocrétacés en Tunisie. Mémoire Géologique, Vol 7, Univ. Dijon, pp. 381-389.

Burrolet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. Tectonophysics, V. 195, pp. 359-369.

Busson, G., 1967. Le mésozoïque saharien, 1ère partie : l'extreme Sud tunisien. Edition C.N.R.S., France, Serv. Geol., V. 8, pp. 194.

Chandoul, H., Burrolet, P.F., Ben Ferjani, A., Memmi L., 1993. Receuil des coupes Types de Tunsie I : Trias et Jurassique. Mémoire n° 4, E.T.A.P, 95 pp.

Chikhaoui, M., Turki, M.M., Delteil, J., 1991. Témoignage de la structurogenèse de la marge téthysienne en Tunisie, au Jurassique terminal – Crétacé (Région du Kef, Tunisie septentrionale). Geol. Méditerranéenne, Tome XVIII, N°3, pp. 125-133.

Deffontaines, B., 1986 a. Approche géomorphologique de la néotectonique, Application à la région de Fougères (Ille et Vilaine), Principaux résultats scientifiques et techniques. B.R.G.M, pp. 63-64.

Deffontaines, B., 1986 b. Approche géomorphologique des surfaces, un exemple d'application: le Nord du Fossé Rhénan (Bas-Rhin, France). BRGM (Mém. D.E.A. Géomorphologie et Dynamique des Milieux Naturels, Paris VII - Institut de Géographie), pp. 31.

Deffontaines, B., 1990. Digital Terrain Model and Morpho-neotectonics, Application in the Strasbourg area, Rhinegraben, France, Bull. INQUA N.C., 13: 58-59.

Deffontaines, B., 1991. Morpho-neotectonic and Morphostructural studies based upon digital terrain model (DTM): the Saverne and Luneville examples. Int. Coll. on Carpathians geology and the contribution of remote sensing tool exploration, Paris -La Défense, 22-24/05/1991.

Deffontaines, B., 2000. Formes et déformations de la surface terrestre : Approches morphométriques et applications. Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Pierre et Marie Curie, P6, 60 pp.

Deffontaines, B., Chorowicz, J., 1991. Principle of drainage basin analysis from multisource data, Application to the structural analysis of the Zaire Basin, Tectonophysics, pp. 237-263.

Deffontaines, B., Lee, J.C., Angelier, J., carvalho, J., Rudant, J.P., 1994. New geomorphic data on the active Taiwan orogen : a multisource approach. J. Geophysical Research, V. 99, pp. 243-266.

Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., Chu, H.T., Mouthereau, E., Lee, C.T., Deramond J., Lee, J.E., Yu, M.S., Liew, P.M., 1997. Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach. Tectonophysics, V. 274, pp. 61-82.

Deffontaines, B., Slama, T., Rebai, N., Turki, M.M., 2008. Tunisia structural extrusion revealed by numerical geomorphometry, Geol. Soc. Am. spec workshop, Potsdam, June 2008.

Dercourt, J., Zonenhain, L.P., Picou, L.M., Kazmin, V.G., Le Pichon X kniper, A.L., Grandjacquet, C., 1986. Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS, Tectonophysics, V. 123, 1986, pp. 241-315.

Dix, O.R., Jackson, M.P.A., 1981. Statistical analysis of lineaments and their relation to fracturing, faulting, and halokinesis in the East Texas Basin. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Austin TX, Report 110, 30.

Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., Sabat, F., 1999. On the interference between the early Apennines–Maghrebides back arc extension and the Alps-betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean. Bol. Soc. Geol. Ital.118, pp. 75– 89.

Fichler, C., Rundhovde, E., Olesen, O., Saether, B.M., Ruelatten, H., Lundin, E., Dore, A.G., 1999. Regional tectonic interpretation of image enhanced gravity and magnetic data covering the mid-Norweigian shelf and adjacent mainland. Tectonophysics, V. 306 (2), pp. 183–197.

Frison De Lamotte, D., Michard, A., Saddiqi, S., 2006. Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. C. R. Geosc., V. 338, pp. 1-10.

Frison De Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia) : an overview. Tectonphysics, V. 475, pp. 9-28.

Gabtni, H., Jellouli, C., Mickus, K.L., Zouari, H., Turki, M.M., 2005. Geophysical constraints on the location and nature of North Saharian Flexure in southern Tunisia. Pure Appl. Geophys., V. 162, pp. 2051-2069.

Gabtni, H., Jallouli, C., Mickus, K.L., Zouari, H., Turki, M.M., 2009. Deep structure and crustal configuration of the Jeffara basin (Southern Tunisia) based on regional gravity, seismic reflection and borehole data : How to explain a gravity maximum within a large sedimentary basin ?. Journal of Geodynamics, 2009, pp. 142-152.

Gatni, H., Alyahyaoui, S., Jallouli, C., Hasni, W., Lee Mickus K., 2012. Gravity and seismic reflection imaging of a deep aquifer in an arid region : case history from the Jeffara basin, southeastern Tunisia. Journal of African Earth Sciences, pp. 85-97.

Geologic reports of W1, W2, W3, W4 and W5 petroleum well. E.T.A.P

Grohmann, C.H., Riccomini Cl., Alves F.M., 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. Computers & Geosciences, V. 33, pp. 10-19.

Guiraud, R., Maurin, J. C., 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé Inférieur : synthèse structurale, mise en evidence de deux phases dans la genèse des basins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. Bull. Soc. Geol. Fr, 162 (5), pp. 811 – 823.

Hlaiem, A., 1999. Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. Tectonophysics, V. 306, pp. 79-95.

Horn, B.K.P., 1982. Hill shading and the reflectance map. Geo-Processing 2, pp. 65–146.

Jedoui, Y., 1979. Etude hydrologique et sédimentologique d'une lagune en domaine méditerranéen : Le Bahiret el Bou ghrara. Thèse Doc. 3ième cycle, Univ. Bordeaux I, pp. 190.

Jedoui, Y., 2000. Sédimentologie et géochronologie des dépots littoraux quaternaires : reconstitution des variations des paléoclimats et du niveau marin dans le Sud-Est tunisien. Thèse de Doctorat, Université Tunis II, pp. 338.

Jedoui, Y., Perthuisot, J.P., 1997. Notice de la carte géologique de Zarzis. Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie.

Jordan, G., Meijninger, B.M.L., Hinsbergen, D.J.J.V., Meulenkarnp, J.E., Dijk, P.M.V., 2005. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. International J. Applied Earth Observation and Geoinformation, V. 7, pp. 163-182.

Juazein, A., 1967. Contributions à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne. Tunisie septentrionale. Ann. Mines Geol., Tunis, V. 22, pp. 415.

Kacem, J., 2004. Etude sismotectonique et évaluation de l'aléa sismique régional du Nord-Est da la Tunisie - Apport de la géophysique dans l'identification des sources sismogéniques. Tunis, Univ. Tunis El Manar, pp. 168.

Kudo, T., Yamamoto, A., Nohara, T., Kinoshita, H., Shichi, R., 2004. Variations of gravity anomaly roughness in Chugoku district, Japan: relationship with distributions of topographic lineaments. Earth Planets Space 56 (5), e5–e8.

Mantelli, L. R., Rossetti, D. F., Albuquerque, P. G., Valeriano, M. M. 2009. Applying SRTM digital elevation model tounravel Quaternary drainage in forested areas of Northeastern Amazonia, Computers & Geosciences, V. 35, pp. 2331–2337.

Masoud, A., Koike, K., Teng, Y., 2007. Geothermal Reservoir Characterization Integrating Spatial GIS Models of Temperature, Geology, and Fractures. Proc.12th Conference of International Association for Mathematical Geology, Beijing, China, August pp. 26-31.

Masoud, A. A., Koike, K., 2011. Auto-detection and integration of tectonically significant lineaments from SRTM DEM and remotely-sensed geophysical data, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, V. 66, pp. 818 – 832.

Mattauer, M., Tapponier, R., Poust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Geol. France, pp.521-526.

Mejri L., 2012. Tectonique Quaternaire, paléosismicité et sources sismogéniques en Tunisie Nord-orientale : étude de la faille d'Utique. Thèse Doc., Univ. Toulouse – Univ. Tunis El Manar, pp. 183.

Milbury, A.E.C., Smrekar, S.E., Raymond, C.A., Schubert, G., 2007. Lithospheric structure in the east region of Mars'dichotomy boundary. Planetary and Space Science 55 (3), pp. 280–288.

Miliaresis, G.C., Paraschou, C.V.E., 2005. Vertical accuracy of the SRTM DTED level 1 of the Crete. International J. Applied Earth Observation and Geoinformation, V. 7, pp. 49-59.

M'rabet, A., Ben Ismail, H., Soussi, M., Turki, M.M., 1989. Jurassic rifting and drifting of North African margin and their sedimentary response in Tunisia. Abstracts vol 2 of 3, 28th International Geological Congress, Washington D. C, USA., July 9 – 19, pp. 2 - 473

NASA Science Missions, 2012. [Available online] http://science.nasa.gov/missions/

Noquet, J.M., Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions. Geophys. J. Int., V. 154, pp. 72-88.

Nocquet, J.M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe. Pure Appl. Geophys., V. 161, pp. 661-681.

Oakey, G., 1994. A structural fabric defined by topographic lineaments: Correlation with Tertiary deformation of Ellesmere and Axel Heiberg Islands. Canadian Arctic. Journal of Geophysical Research 99 (B10), pp. 148 – 227.

Olivet, J.L., Auzende, J.M., Beuzart, P., 1983. Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence : A new model – Comment. Marine Geology, V. 53, pp. 237-238.

Outtani, F., Addoum, B., Mercier, E., Frizon De Lamotte, D., Andrieux, J., 1995. Geometry and kinematics of the south front, Algeria and Tunisia. Tectonophysics V. 249, pp. 233–248.

Perthuisot, J. P., 1977. Le Lambeau de Tlet et la structure néotectonique de l'ile de Jerba (Tunisie). C. R. Acad. Sc. Paris.

Perthuisot, J. P., 1985. Cartes géologiques au 1/50.000 et notices explicatives des feuilles de Houmet Essouk, Midoun, Jorf, Sidi Chamakh. Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie.

Rabia, M. C., 1998. Système d'Informations Géo-scientifique et Télédétection multi-capteurs : Application à une étude mult-thèmes de la Jeffara orientale. Thèse Doc., Université Tunis II, pp. 320.

Rabus B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The shuttle radar topography mission - A new class of Digital Elevation Models acquired by spaceborne Radar. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, V. 57, pp. 241-262.

Raulin, C., Frison De Lamotte D., Bouaziz, S., Khomsi, S., Mouchot, N., Ruiz, G., Guillocheau, F., 2011. Late Triassic-early Jurassic block tilting along E-W faults, in southern Tunisia : New interpretation of the Tebaga of Medenine. J. of Afric. Earth Sc., V. 61, pp. 94-104.

Ricou, L.E., 1992. Une frontière de plaques au sein de la Pangée Permo-triasique. La place du Maroc. Notes Mem. Serv. Geol., V. 366, Rabat, pp. 83-94.

Rouvier, H., 1977. Géologie de l'extrême Nord tunisien. Thèse, Univ Pierre et Marie Curie, pp. 1000.

Rowan, L.C., Bowers, T.L., 1995. Analysis of linear features mapped in Landsat thematic mapper and side-looking airborne radar images of the Reno 1 degree by 2 degree Quadrangles, Nevada and California; implications for mineral resource studies. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 61 (6), pp. 749 – 759.

Rowland, J.V., Sibson, R.H., 2004. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Geofluids 4 (4), pp. 259–283.

Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H, Ushijima, K., 2005. Subsurface structural mapping using gravity data of Hohi Geothermal Area, Central Kyushu, Japan. Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey.

Shortridge, A.M., 2006. Shuttle Radar Topography Mission Elevation data error and its relationship to land cover. Cartography and Geographic Information Science, 33, pp. 65-75.

Slama, T., 2008. Conception orienté objet d'un SIG pour l'analyse quantitative morpho-structurale et morpho-néotectonique (tectonique active) de la partie nord-est de la zone des diapirs, Tunisie septentrionale, méthode numérique et applications. Thèse Doctorat, Univ. Tunis El Manar, Fac. Sc. Tunis, pp. 476

Touati, M. A., Rodgers M. R., 1998. Tectono-stratigraphic history of the Southern Gulf of Gabes and the hydrocarbon habitats, Proceedings of the 6th Tunisian Petroleum Exploration Production Conference, Tunis, Mai, pp. 343-370.

Turki, M.M., 1985. Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan-Nebhana. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis and Revue Sc. Terre, C.S.T-I.N.R.S.T (e´d.), 7, pp. 228.

Viveen, W., Van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M., Vidal-Romani, J.R., 2012. Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. Tectonophysics, 544-545, pp. 13-30.

Yelles-Chaouche, A.K., Ait-Ouali, R., Bracene, R., Derder, M.E.M., Djellit, H., 2001. Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie). Bull. Soc.Géol, France 172, pp. 285–293.

Zargouni, F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse Doc. Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. Edit. Mem. I.N.R.S.T., V. 3, pp. 302.

Discussions et limites

1. Apports des données de sismique réflexion 2D à l'étude de la subsurface de la Jeffara

1.1. Apport de l'interprétation des lignes directionnelles à l'étude morphostructurale de la Jeffara : Mise en place d'une carte structurale de subsurface

L'interprétation de plusieurs lignes sismiques réflexions 2D représentatives car perpendiculaires et parallèles aux structures tectoniques de la Jeffara plaide en faveur de la présence de couloirs de décrochements transtensifs, avec une remontée salifère locale à travers les grandes zones de fractures (voir par exemple, dans partie II, chapitre 2, les Fig. 29, 31, 32). Par ailleurs, sur les sections sismiques, la présence de zones de fractures verticales « hâchant » les réflecteurs sismiques et les déplaçant verticalement, sans composante normale majeure, d'une part, et de zones de couloirs de décrochement transtensif caractérisés par une composante normale notable, matérialisée par un pendage des réflecteurs (correspondant aux couches sédimentaires) globalement vers le NE, d'autre part a été mise en évidence (Fig. 87). Cette géométrie structurale est caractéristique d'une zone décrochante transtensive (Deffontaines et al., 2008), confirmée par la carte structurale de subsurface (Fig. 87).
Par ailleurs, la « transparence » de la section et la continuité des réflecteurs sur certaines lignes (partie II, chapitre 2 : Fig. 25, 26, 28, 29, 30 et 31) et leur discontinuité sur d'autres (Fig. 24, 27, 32, 33 et 34) sont interpétées comme liées à l'intensité de la fracturation et de la proximité des « corridors de failles» (Fig. 87).

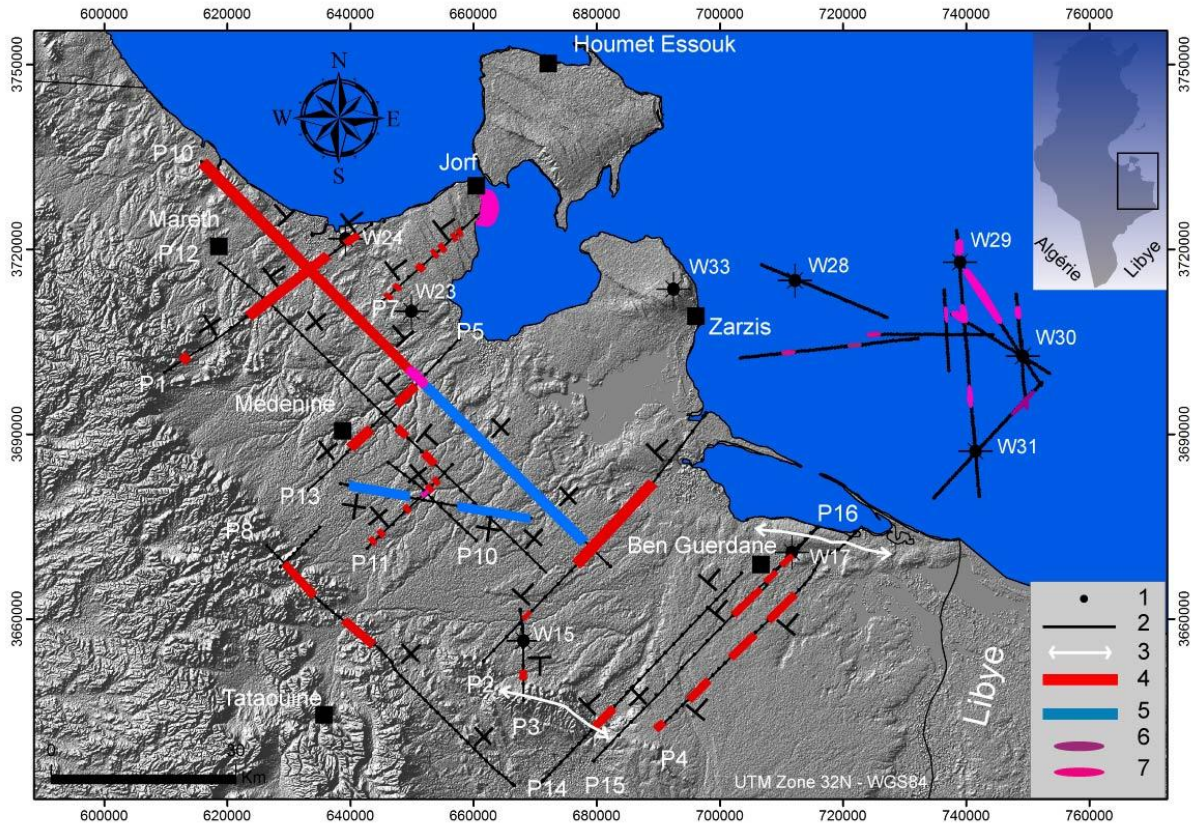

Figure 87. Carte structurale de subsurface déduite à partir de l'interprétation des lignes de Sismique Réflexion 2D (1. Shot Point, 2. Ligne sismique, 3. Plis, 4. Corridors, 5. Zone de fracuration distribuée sans composante normale, 6. Activité diapirique arrivant en surface, 7. Activité diapirique profonde)

1.2. Apports des lignes sismiques pour la détermination du modèle géodynamique de Ksar Haddada

Il était intéressant de reconnaître la structuration de la « marge africaine » et du Nord du crâton africain, dans une zone où l'inversion est faiblement ressentie. La région aplanie de Ksar Haddada révèle peu de relief et la présence de quelques lignes sismiques a permis de mieux contraindre la géométrie structurale de la zone.

Par ailleurs pour évaluer le système pétrolier de la zone, les toits des formations réservoir et roche mère, respectivement la formation Accacus (Silurien Inférieur) et la formation Tannezuft (Silurien Supérieur) ont été cartographiés à partir de la sismique et validés par quelques puits (W1, W2 et W3). Ces réflecteurs, d'épaisseur variable et de continuité moyenne, sont caractérisés par un changement du caractère sismique traduit probablement par un changement dans la lithologie des formations. Les cartes isobathes au toit des formations siluriennes soulignent la présence d'une structuration en horst et graben, ce qui confirme les observations évoquées par plusieurs auteurs (Ben Ferjani et al., 1990 ; Bouaziz, 1995 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Rabia, 1998) avec une tendance générale E-W, avec toutefois quelques

petites structures locales de direction NW – SE et NE-SW, situées vers le Nord (au Nord du puits W1) (Fig. 44 et 45).

Par exemple, l'interprétation de la carte permet de déceler la présence d' (1) un graben central de direction E-W, encadré au Nord et au Sud par deux structures en horst ; (2) un graben situé plus au Sud. Le graben central abrite les 3 puits W1, W2 et W3, implantés sur des structures anticlinales. Ces dernières sont entrecoupées par des réseaux de failles majeures normales de direction principale E-W (direction paléozoique, reconnue dans les travaux de Ben Ayed, 1986 ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Rabia, 1998), qui deviennent plus importantes au cœur du graben central et quelques petites failles locales de direction NW-SE et NE - SW, situées plus au Nord. Ces failles ont généralement gardé le même comportement entre le Silurien Inférieur et le Silurien Supérieur mis à part une faille située au SE de la carte isobathe au toit de l'Accacus qui s'est inversée (Fig. 44 et 45).

2. Apports des données de surface à l'étude morphostrucurale de la Jeffara : Mise en place d'une carte morphsotructurale synthétique

Le développement de l'imagerie spatiale et des outils de traitement d'images a donné un nouvel essor au domaine de la télédétection et notamment à celui de la cartographie spatiale (Lammali, 1989). Par ailleurs, les apports qualitatifs des données télé-analytiques altimétriques (MNT SRTM) et les paramètres morphométriques quantitatifs du relief et du réseau hydrographique ont été incontestables pour l'étude de la déformation néotectonique de la Jeffara (Fig. 89). Ces derniers représentent les unités de la surface topographique et présentent des caractères souvent liés aux structures tectoniques actives (Prud'homme, 1972 et 1981 ; Chorowicz, 1984 ; Deffontaines and Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1990, 1991, 1992, 2000 ; Deffontaines et al., 1994ab).

2.1. Contributions des données altimétriques du MNT SRTM

L'étude télé-analytique de la Jeffara, par le biais du MNT SRTM, a été d'un apport crucial dans l'approche morpho-structurale de la zone d'étude, qui est caractérisée par une couverture mio-plio-quaternaire meuble, peu conservatrice des tectoglyphes, et par une topographie peu contrastée (Perthuisot, 1977 et 1985ab ; Rabia, 1998 ; Jedoui, 2000). Le modèles numérique de terrain (SRTM) a fortement contribué à la compréhension des processus de surface par les informations quantitatives fournies et calculées à partir de l'altitude. Ainsi, l'utilisation de données altimétriques est actuellement considérée comme une approche morpho-tectonique susceptible de donnée des indicateurs efficaces sur la localisation des alignements tectoniquement actifs (citons par exemple Chorowicz et al., 1989 ; Deffontaines, 1990 ; Deffontaines et Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1994ab ; Velandia et al., 2005, Slama, 2008, etc.).

Les données altimétriques utilisées font partie d'une large gamme de données topographiques libres, dont le MNE GTOPO30 « Global Topography 30-arc-second », le MNE ETOPO 5, 2 et 1 « Earth Topography », le MNE SRTM « Shuttle Radar Topographic Mission » et le MNE

ASTER GDEM « Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation ».

L'évaluation du niveau de détail topographique (Level Of Detail) (Slama et al., 2002 et Slama, 2008), en se basant uniquement sur la résolution planimétrique a permis d'écarter le MNE GTOPO 30. Avec une résolution spatiale de 30 secondes d'arc (approximativement 1km à l'équateur), ce dernier est destiné à des études plus globales (Montgomery et Brandon, 2002). La validation interne et externe de la qualité des MNEs ASTER GDEM et du MNE, SRTM est remportée par le MNE SRTM avec une erreur quadratique moins élevée (15.11 m), que celle du ASTER GDEM (17.68m), qui a présenté lors de la validation interne plusieurs artéfacts, pouvant affectés le calcul des paramètres morphométriques. Ainsi, avec une résolution planimétrique de 3 secondes d'arc (approximativement 90 m à l'équateur), et une erreur quadratique moyenne acceptable à l'échelle de la presente étude, le MNE SRTM a été retenu pour le calcul des paramètres morphométriques (Fig. 55 et 56).

Le calcul et l'interprétation des paramètres morphométriques de 1er ordre (l'altitude, la pente, l'aspect et les estompages) de la Jeffara orientale a permis de déceler (1) la présence d'une direction NW-SE majoritaire d'alignements morpho-structuraux actifs. Cette direction a été souvent décrite par (Perthuisot, 1985 ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998, Touati et Rodgers, 1998) et une direction NE-SW moins fréquente, reconnue par Perthuisot (1985), Perthuisot et Jedoui (1997ab) et Rabia, 1998 et d'une dernière direction WNW-ESE plus « timide » (Fig.61 et 77. A et B, Fig. 89) ; (2) des axes de plis décalés en dextre (au SE de l'île de Jerba et au Nord de la ville de Zarzis), des plis en échelon de direction globale ENE-WSW (au Sud de l'île de Jerba, au Nord de Zarzis et au Sud de Sebkhat el Melh), des plis de direction respective NNE-SSW et E-W au Nord de Jorf et au Sud de Bahiret el Bibane (Fig. 61 et 77. A, Fig. 89). Ces alignements morphostructuraux, s'ajoutent aux différentes structures évoquées par Perthuisot (1985) (Fig. 78) dont les failles, à faible rejet, de directions N145°E et N055°E décrivant des escarpements visibles dans l'ile de Jerba et la faille d'Essouihel (au Nord de la ville de Zarzis) de direction N145° E dont le rejet est notable ; et des plis parallèles, de direction N070 °E, situés au SE de Jerba, au Nord de la ville de Zarzis et au NW de Bahiret el Bibane et un plis de direction N035 °E au Nord de Jorf ; (3) de différencier les zones dont la pente est nulle, telles que les cuestas et les corniches, qui sont formées par les barres carbonatées massives des membres « Gattar » et « M'rabtine » et les sebkhats (Fig. 59), (4) la présence majoritaire de pixels orientés vers le NE et vers l'Est, qui est en étroite adéquation avec les couloirs de décrochements transtensifs de direction NW-SE, mis en évidence par la sismique, qui montrent un pendage des couches vers la mer Méditerranée. Les orientations NE et SW sont aussi bien représentées et confirment la présence d'alignements morphostructuraux de direction NE-SW mis en évidence par Perthuisot, 1985 ; Perthuisot et Jedoui, 1997ab et Rabia (1998) (Fig. 60 et 89).

En ce qui concerne le SE de la Jeffara, l'étude morphométrique à partir des données MNT SRTM a permis de souligner une direction majoritaire d'alignements E-W à WNW –ESE, qui pourrait être en relation avec les failles normales E-W décelées dans les cartes isobathes aux

tops des formations siluriennes (formation Accacus du Silurien Supérieur et formation Tannezuft du Silurien Inférieur) (Fig. 42 A et C).

2.2. Topographie plane de la Jeffara et comblement des dépressions

L'exactitude des relevés topographiques est fortement dépendante des méthodes d'acquisition et des artéfacts résultants (Miliaresis et Paraschou, 2005, Slama, 2008, Ben Hassen, 2012).

Pour le MNE SRTM, la valeur habituelle de RMSE est généralement proche de 10 m (Miliaresis et Paraschou, 2005 ; Massonnet et Elachi, 2007). Dans la présente étude, ces mêmes données ont montré une valeur plus élevée, qui est de 15.11 m. Cela pourrait être expliqué par le fait que les zones de rivage sont très mal interprétées, par la technique de l'interférométrie radar, en raison de la présence de vagues. Ainsi, les points GPS, caractérisés par la plus faible valeur d'altitude (vers la côte méditerranéenne) présentent la valeur de RMSE la plus élevée (Fig. 56).

Pour rendre les données SRTM exploitables pour d'éventuels processus d'extraction automatique (réseau de talwegs..) et de calculs géomorphométriques, une opération de comblement, par interpolation des valeurs de pixels avoisinants, des zones de dépressions fictives s'avère nécessaire. Ces dernières sont souvent considérées comme des erreurs du MNT (Charleux Demargne, 2001). Par ailleurs, plus le terrain est plat plus l'extraction automatique des paramètres géomorphométriques génère des erreurs (Lammali, 1989 ; Payraudeau, 2002), vu que la majorité des algorithmes se basent principalement sur la variable altitude et sur une analyse du voisinage d'un pixel (Le Roux, 1992, Charleux Demargne, 2001). Malgré l'opération de comblement des dépressions sur la Jeffara maritime, qui était vraiment critique, vu sa topographie proche du niveau marin et la présence de multiples dépressions couvrant les terres basses dont Bahiret Boughrara au SE de Jorf, Bahiret el Bibane au Sud de Zarzis, Sabkhet Boujmel et Sabkhet el Melah… des erreurs relatives aux calculs des paramètres morphométriques peuvent être engendrées.

2.3. Contributions de l'analyse du tracé du réseau hydrographique :

Malgré le remplissage de la couverture sédimentaire mio-plio-quaternaire meuble, l'étude du réseau de drainage et ses paramètres morphométriques a permis de mettre en évidence des déformations néotectonique de la surface topographique de la zone d'étude, principalement sur la zone de passage de l'accident majeur de la Jeffara.

L'étude des critères de linéarité des cours d'eau, d'angle de confluence, la détermination de la typologie du réseau hydrographique et la densité de drainage, qui sont en étroite relation avec la nature lithologique et l'état de fracturation des terrains substratums (Deroin, 1992) se montrent utiles pour la délimitation des différents ensembles morphostructuraux de la Jeffara, souvent décrits par les travaux antérieurs (Perthuisot, 1977 et 1985ab ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Jedoui, 2000) : (1) les reliefs du Dahar, présentant un réseau de talwegs dendritique à subdentritique et des valeurs élevées de la densité de drainage (Di > 3), (2) la Jeffara continentale, caractérisée par un réseau parallèle et une densité de drainage moyenne variant de 1 à 3 et (3) la Jeffara maritime, caractérisée par des valeurs de densité de drainage faibles à

nulles et un réseau en Treillis caractéristiques des zones de fractures parallèles (Perthuisot, 1977 et 1985 ; Rabia, 1998).

Par ailleurs, (1) les anomalies de drainage, localisées dans la Jeffara continentale mettent l'accent sur le possible rejeu néotectonique des failles préexistantes et (2) la fréquence élevée des anomalies de drainage circulaires pourrait mettre en évidence, localement, la présence de dômes enfouis, en étroite relation avec l'activité halocinétique démontrée par la nouvelle interprétation des profils sismique réflexion 2D (partie II, chapitre 2 : Fig. 24 – 34) et connue dans la Jeffara par diverses auteurs (Perthuisot, 1985 ; Ben Ferjani et al., 1985 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers)

Malgré le réseau hydrographique peu développé dans la Jeffara orientale couverte par des terrains mio-plio-quaternaire meuble, non propice au développement du réseau de drainage, des anomalies du réseau de drainage ont été mise en évidence, causées par une activité récente des failles décrochantes transtensives de la Jeffara (Fig. 89).

2.4. Apports de la relecture des cartes géologiques au 1/50 000 (Perthuisot, 1985ab) et des missions de terrain à la compréhension du contexte structurale de la Jeffara maritime

Une nouvelle lecture des cartes géologiques au 1/50.000 (Houmet Essouk (n° 148), Midoun (n°149), Jorf (n° 159), Sidi Chamakh (n°160) et Zarzis (n°171), réalisées par Perthuisot (1985), a été évoquée et confirmée par des données de terrain.

L'analyse tectonique des cartes géologiques au 1/50.000 montre la présence de deux types de structures : (1) des failles de faible rejet et de direction N 145° E et N055° E. Mise à part la faille d'Essouihel, qui présente un rejet notable, la région de Zarzis ne présente pas d'accident important (Perthuisot, 1985ab) ; (2) des plis de grand rayon de courbure, occupant le cœur des trois promontoires (Perthuisot, 1985ab) et caractérisés par une direction N070 °E, à l'Est de Jerba et au NE de la péninsule de Zarzis ; et une direction N035 °E, au SE de l'île et au Nord du promontoire de Jorf (Perthuisot, 1985)

Bien que diachrone, la «cuirasse villafranchienne » carbonatée représente un excellent marqueur de la déformation actuelle. Ainsi, les dépôts villafranchiens et mio-pliocènes ont été réinterprétés en structures tectoniques : fentes de tension et failles normales, associées à un décrochement majeur NW-SE dextre (Fig. 79). En s'appuyant sur la réinterprétation des cartes géologiques au 1/50.000 (Perthuisot, 1985), associée à la topographie et les observations sur le terrain, différents cas de figures se présentent (Fig. 79). Le premier exemple montre que les dépôts villafranchiens apparaissent de part et d'autre des argiles et sables mio-pliocènes, avec conservation des altitudes des épontes. L'absence de la composante verticale et la rectilinéarité des joints tectoniques suggèrent une structure en fente de tension de direction N 130 °E (NNW-SSE), perpendiculaire à l'axe de la contrainte principale minimale σ3 (NNE-SSW) (Fig. 79.D).

Le second exemple concerne la dissymétrie cartographique de la cuirasse villafranchienne. Les observations terrain et l'étude du SRTM confirment la présence d'une variation d'altitude et donc d'une composante verticale de la déformation, avec une altitude plus importante, généralement, du coté ouest. La dissymétrie cartographique et la différence d'altitude sont témoins d'un affaissement du compartiment NE par rapport aux compartiments SW, ce qui explique la présence d'une faille à composante verticale, interprétée comme faille normale (Fig.79. B).

Remarquons que les cas de figures présentant une dissymétrie cartographique, sans variation d'altitude notable de part et d'autre des argiles et sables mio-pliocènes correspondent à une dégradation d'escarpement par érosion sommitale. Sur le terrain, on a observé un escarpement érodé situé au NW de Jerba, plus précisément au Sud du village El Hachène, formé par une cuirasse organisée en corniche et des limons rouges. Cet escarpement révèle la trace d'une faille normale de direction N130° E avec un regard SW et une pente topographique de 7°, confirmant la dissymétrie des affleurements de la carapace villafranchienne et les argiles et sables mio-pliocènes (Fig.79. A).

Les structures tectoniques sigmoïdes (en S), révèlent un décalage dextre suivant les directions N120° E et N130° E sont interprétées comme des fentes de tension en S, associées à un mouvement décrochant dextre (Fig. 79.C). Différents cas de figures correspondent à des structures en horst et en graben, situées entre deux failles normales, avec une dissymétrie opposée des deux cotés et une dénivellation cartographique apparente métrique à décamétrique de part et d'autre des joints tectoniques (Fig. 79. E).

L'organisation des fractures et des structures tectoniques est particulièrement : (1) sur Jerba, elles sont absentes sur toute la partie N et NE de l'ile (aux alentours de la ligne reliant les villes de Houmet Essouk et Midoun) et elles deviennent concentrées au centre de Jerba (bien au Sud de ligne géographique reliant Houmet Essouk à Midoun) ; (2) sur la péninsule de Zarzis, elles sont présentes à l'Ouest de la ville de Zarzis (Fig.78). Les fractures de directions prédominantes N120 °E à N130 °E et les structures tectoniques présentes, sur l'île de Jerba et la péninsule de Zarzis, sous la forme de fentes de tensions en échelon dextre, disposées sur la directions N120 ° E, des fentes de tension de direction N130 °E, des failles normales de directions N130 °E, des fentes de tension en S, associées à un mouvement décrochant dextre se concentrent au sein d'un grand couloir de déformation. Ce dernier est bordé au Nord (bien au Sud de la ligne géographique reliant Houmet Essouk à Midoun) par un accident majeur, qui n'apparait pas à l'affleurement et qui se prolonge en mer. Cet accident est interprété comme une faille bordière majeure décrochante dextre de direction N120 °E à N130 °E.

Ainsi les champs de fractures et les joints tectoniques sur Jerba sont interprétés en terminaison en queue de cheval d'un décrochement N120E à N130 °E dextre, qui continue jusqu'en offshore (Fig. 91).

Sur le terrain, de multiples failles décrochantes dextres de direction moyenne N120°E à N130°E ont été relevées. La photo ci-dessous (Fig. 88) représente une illustration d'un décrochement N120° E, repéré sur l'escarpement du port de Boughrara

Figure 88. Illustration d'un décrochement dextre N120° dans la croûte villafranchienne (Localité : Escarpement du port de Boughrara, Jorf, 2012). *Remarquer les stries mécaniques de glissement horizontal, situées sur le petit miroir de la cuirasse (détail voir encart à droite).*

En conclusion, l'étude morphostructurale à partir des données alitimétriques libres et du réseau hydrographique, a permis (Fig. 89), (1) d'une part de confirmer l'activité néotectonique des fractures de la Jeffara orientale et d'autre part, (2) de mettre à jour les cartes d'alignements morphostructuraux mis en place par les auteurs précédents (Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998).

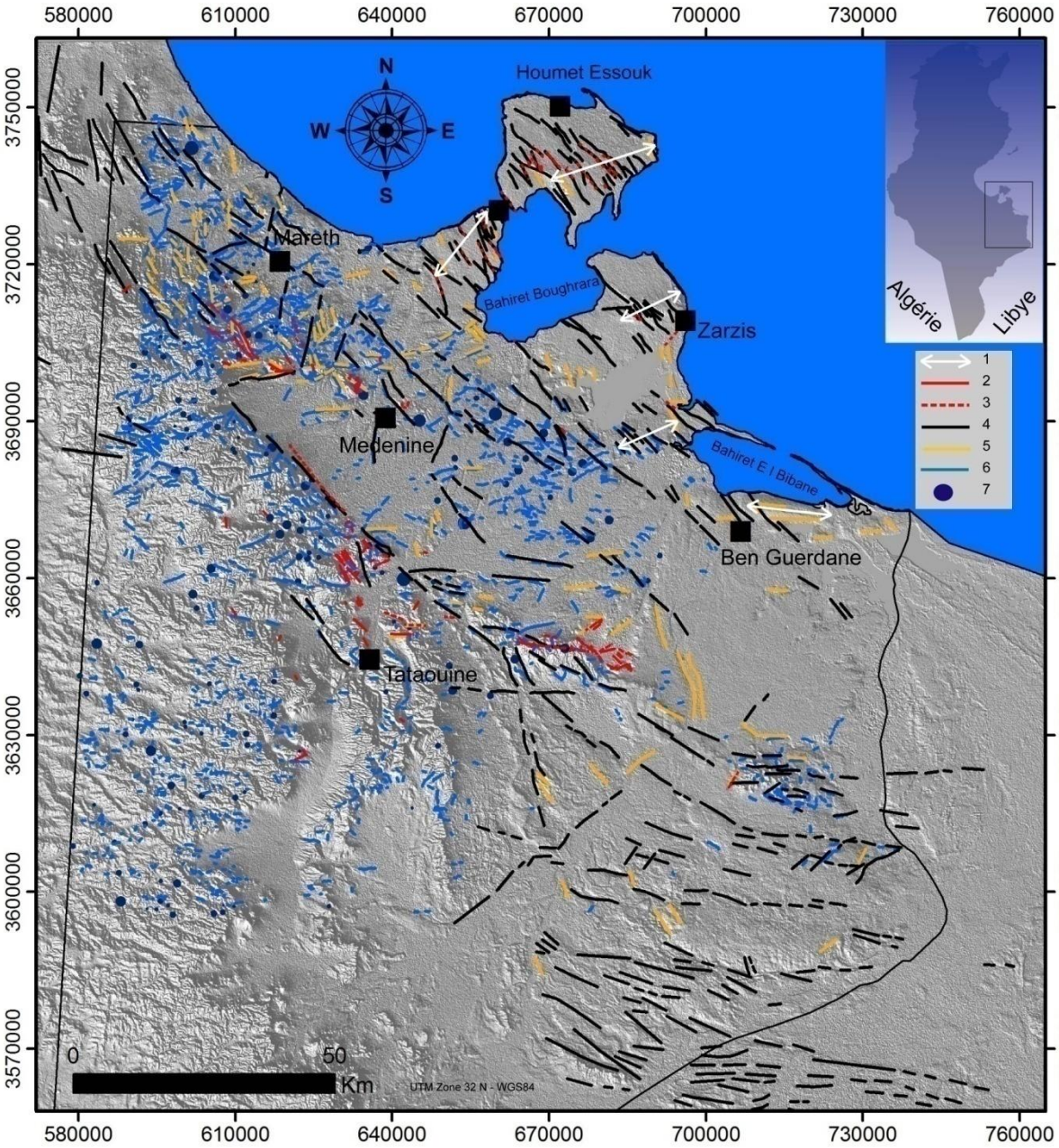

Figure 89. Carte morphostructurale synthétique déduite à partir de l'interprétation du réseau hydrographique et du MNT SRTM et ses dérivés (1. Plis, 2 et 3 : Faille des cartes géologiques disponibles, respectivement, confirmée et supposée, 4. Discontinuités extraites à partir des estompages du MNT SRTM, 5. Discontinuités déduites de la carte d'aspect, 6 et 7. Discontinuités déduites à partir des anomalies du réseau hydrographique)

3. Superposition des données de surface et de subsurface et mise en place d'une carte structurale de synthèse

Certes, il existe une relation intime entre la présence de morpho-structures visibles en surface (typologie du réseau hydrographique, paramètres morphométriques qualitatifs et quantitatifs déduits à partir du MNT SRTM) et des structures géologiques profondes (Ben Ferjani et al., 1990 ; Bédir, 1995 ; Rabia, 1998 ; Slama, 2008 ; Ben Hassen, 2012). Dans le but de

déterminer la signature que possèdent les structures en subsurface sur les formes actuelles du paysage de la Jeffara, la carte structurale néotectonique de subsurface et la carte morpho-structurale synthétique, issue des analyses morphométriques de surface, ont été superposées dans le but d'élaborer une carte structurale de synthèse de la Jeffara. L'interprétation de cette dernière souligne : (1) la présence de zones de fractures verticales, engendrant un déplacement verticale des couches sédimentaires, sans composante normale significative et de zones de couloirs de décrochements transtensifs caractérisés par une composante normale notable ; (2) la présence de remontée salifère locale à travers les grandes zones de fractures, aussi bien onshore qu'offshore. Ces remontées sont caractérisées par des anomalies de drainage circulaires en surface, confirmant, par conséquent, la présence de dômes enfouis, en étroite relation avec l'activité salifère continue ; (3) la concentration d'une multitude d'alignements morphsotructuraux déduits à partir de l'interprétation des paramètres morphométriques du MNT SRTM et du réseau de drainage, sur les zones de fractures, confirme l'activité néotectonique de ces dernières (Fig. 90).

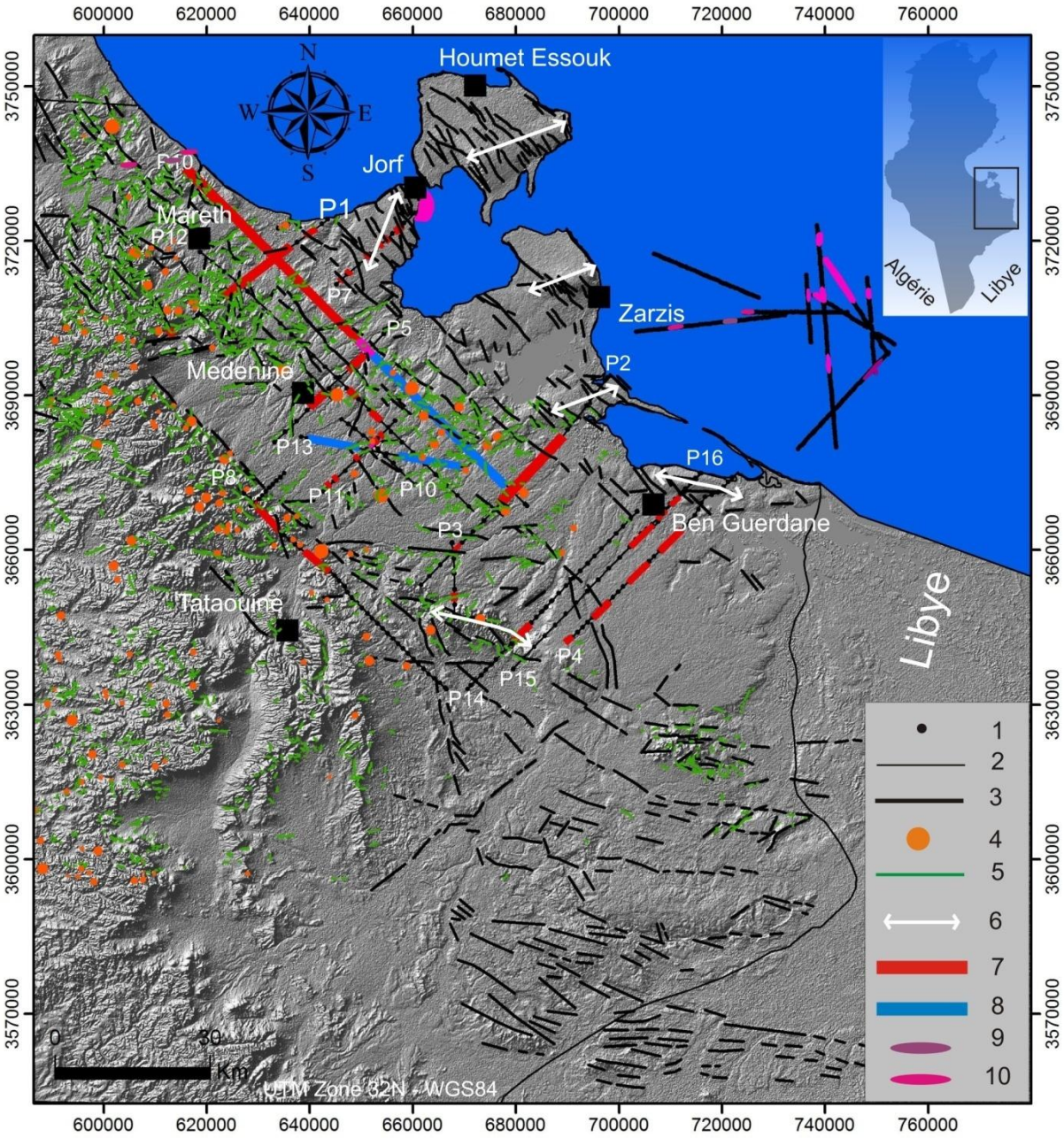

Figure 90. Carte synthétique morphostructurale et de subsurface de la Jeffara (1. Shot Point, 2. Ligne sismique, 3. Alignements déduits à partir du MNT SRTM et ses dérivées, 4. Anomalie hydrographique circulaire, 5. Anomalie hydrographique linéaire, 6. Plis, 7. Corridors, 8. Zone de fracuration distribuée, associée à une faible composante normale, 9. Activité halocinétique arrivant en surface, 10. Activité halocinétique profonde)

4. Implications géodynamiques

4.1. Nouveau modèle géodynamique illustrant l'évolution structurale de la Jeffara depuis la limite Crétacé sup. – Crétacé inf

Dans l'aperçu bibliographique de la géodynamique de zone d'étude (Chapitre 1), il apparaît que les auteurs ne s'accordent pas tous sur l'historique des déformations de la Jeffara, qui parait complexe et polyphasé et cela depuis le paléozoïque Inférieur (Burollet et Desforges,

1982 ; Ben Ayed, 1986 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Bouaziz et al., 2002 ; Raulin et al., 2011 ; Gatni et al., 2012).

La présente étude pluri-disciplinaire, basée sur l'interprétation de lignes de Sismiques Réflexion 2D, l' analyse morphostructurale à partir du MNT SRTM et du réseau hydrographique, , la relecture des cartes géologiques au 1/50000 de la Jeffara maritime et des données de microtectoniques antérieures de qualité de S. Bouaziz (1995), confirmées par les données de la mission de terrain, permet de simplifier l'interprétation structurale développée par les auteurs antérieurs (Perthuisot, 1985 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Bouaziz et al. 2002) par (Fig. 91) : (1) un continuum compressif/décrochant avec σ1 globalement NNW-SSE à N-S entrainant un raccourcissement presque N-S et (2) un échappement du « plancher » du golf de Gabès vers l'Est, liée à la bordure libre méditerranéenne (Deffontaines et al., 2008). Chaque déplacement transtensif engendrerait une remontée diapirique et une extension halocinétique pluri à multidirectionnelle. Cette dernière est confirmée par la présence de failles multidirectionnelles, des extensions et extension multidirectionnelle déduites à partir des travaux microtectoniques de Bouaziz (1995) sur la Jeffara maritime.

Ainsi, la région de la Jeffara maritime correspond à des zones de relais d'un décrochement majeur dextre, avec une direction de l'axe de la contrainte principale minimale σ3, qui serait E-W et de l'axe de contrainte principale maximale σ1 globalement N-S. L'île de Jerba et les péninsules de Jorf et Zarzis apparaissent, alors, comme un bassin en pull apart permettant la mise en place d'un complexe diapirique à intérêt pétrolier, dont le cœur est occupé par Bahiret Boughrara (Fig. 91).

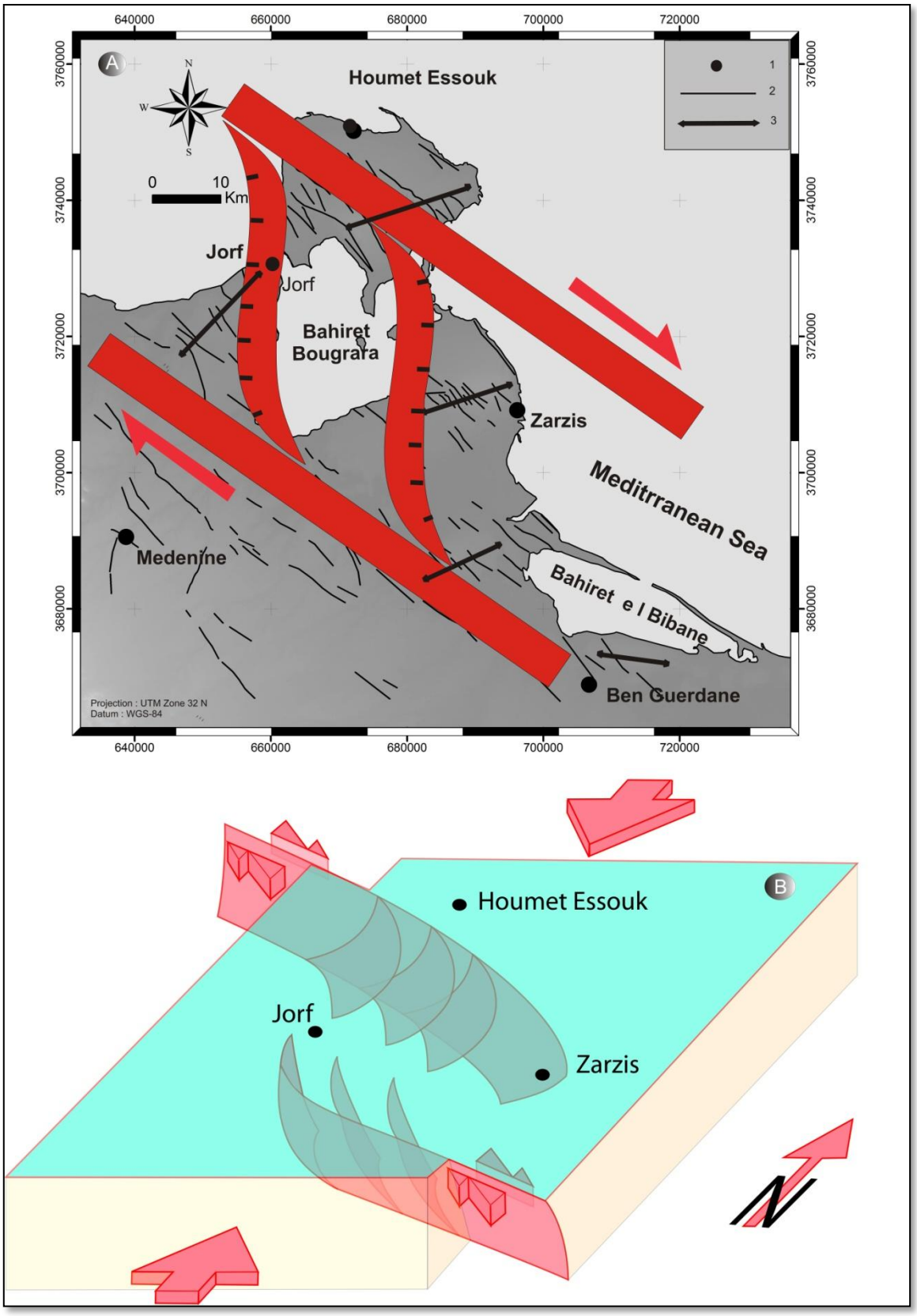

Figure 91. Modèle illustrant le contexte géodynamique de la Jeffara maritime (1. Ville, 2. Alignement ; 3. Plis)

(Ghedhoui et al., 2014, Tectonophysics, soumis)

4.2. Place de la tectonique salifère dans la structuration de la Jeffara

L'étude néotectonique, morphostructurale et sismique de la Jeffara montre que son évolution géodynamique et paléogéographique est compliquée en profondeur par des formations épaisses d'évaporites mésozoïques. Parmi ces dernières on cite, la formation Bhir, d'âge Rhétien – Lias Inférieur avec une épaisseur maximale de 881 m à W5, représentée par des alternances de bancs d'anhydrite, de sel et d'argiles bariolées (Burollet et al., 1990 ; Aissaoui, 2005 ; Chandoul et al., 1991 ; Rapport géologique du puits W5) ; la formation Mestaoua d'âge Lias Supérieur – Aalénien avec une épaisseur moyenne variant de 200 à 400 m en forage (496 m à W1 : série indifférenciée ; 59 m W3 : série indifférenciée)(Rapports géologiques des puits W1 et W3), formée par de l'anhydrite et du gypse avec des intercalations de dolomies (Chandoul et al., 1991 ; Rabia, 1998; Bouaziz et al., 1999), qui deviennent plus fréquent vers le NNW du golf de Gabes (Touati et Rodgers, 1998).

La Jeffara maritime, correspondant à la cote sud du Golf de Gabès, est située sur un accident décrochant dextre transtensif majeur orienté N120°E. La présence de formations épaisses d'évaporites mésozoïques (formation Bhir d'âge Rhétien – Lias Inférieur et la formation Mestaoua d'âge Lias Supérieur – Aalénien) engendre un comportement tout à fait particulier de la structuration sus-jacente : la Jeffara côtière apparaît totalement hachée par des accidents verticaux à très forte fréquence, engendrant une structuration en panneaux rectangulaires et losangiques, décrite antérieurement par Rabia (1998) et une organisation en Horst et Graben (Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Gabtni et al., 2012). Cette structuration est en relation aussi bien avec les directions majeures des failles (N120° à 160° et N045°E) (Ben Ayed, 1986 ; Bouaziz, 1995 et Rabia, 1998), confirmées par la présente étude qu'avec la remontée salifère active et continue suivant ses directions majeures de failles, depuis l'Aptien (Perthuisot, 1981 ; Snoke et al., 1988 ; Patriat et al., 2003) et depuis le Jurassique Inférieure et continue jusqu'au Cénozoïque à Gafsa et dans des les chaînes Nord des Chotts (Hleim, 1999) et confirmée par l'interprétation des profils sismiques couvrant la Jeffara. L'étude morpho-structurale effectuée par Rabia (1998) montre que certaines structures diapiriques (haut fond de Ras Zira, située au Sud de Zarzis) se confondent avec des structures actuelles de la Jeffara. Lors des déformations distensives du Jurassique Supérieur – Crétacé Inférieur, la migration de sel a été accentuée par les failles actives. Ainsi l'halocinèse syn-sédimentaire forme des structures tectoniques en murs et dômes de sel dans la couverture sédimentaire, qui évolueront en plis lors d'une phase compressive (Hleim, 1999). Ce modèle pourrait être appliqué à la Jeffara maritime. Le sel est alors remobilisé par les contraintes compressives lors de la migration de l'Afrique vers l'Eurasie, à travers les plis et les failles préexistants et constitue un niveau de décollement, pouvant influencer le style tectonique et géodynamique de la Jeffara. La surface de décollement faciltera l'extrusion vers l'Est du bloc du Sahel par le biais des couloirs de décrochements transtensifs de la Jeffara.

4.3. Seismicité

Les données de la carte de risque sismique mondial élaborée dans le cadre du programme d'Estimation du Risque Sismique à l'échelle du Globe (Global Seismic Hazard Assessment Program : GSHAP (1993-1998)), disposent la majorité des mécanismes au foyer des séismes à la limite des plaques. Par ailleurs, l'étude du sens de déplacement de la plaque africaine vers la plaque eurasiatique, en Méditerranée occidentale, permet de mettre en évidence une convergence dans une direction NW à NNW (Nocquet, 2002 ; Nocquet & Calais 2003 et 2004 ; D'Agostino et al., 2008) et une direction N-S à NW-SE (Argus et al., 1989; DeMets et al., 1990 et 1994 ; Kreemer & Holt, 2001; Sella et al., 2002). La vitesse de convergence varie entre 4 mm/an à la longitude de Gibraltar et 7,8 mm à la longitude de la Sicile (modèles NUVEL 1 (DeMets et al., 1990) et NNR-NUVEL-1A (DeMets et al., 1994)) utilisant les observations utilisées par Argus et al., 1989) et entre 3 et 6 mm/an vers la Sicile et 2.5 et 4.5 mm/an vers Gibraltar (Nocquet, 2002 ; Nocquet et Calais, 2004).

La Tunisie converge vers l'Europe fixe selon une direction NW, avec des vitesses moyennes de 3,6 mm/an vers le Nord et de 2,6 mm/an vers l'Ouest. Cela correspond à un vecteur de déplacement de 4,4 mm/an dans une direction N315°E (Travaux de mesures GPS continues entre la Tunisie et la Sardaigne (Hollenstein et al., 2003; D'Agostino et Selvaggi, 2004; Nocquet et Calais, 2004).

L'analyse des mécanismes au foyer des séismes dans le bassin méditerranéen montre que la majorité des événements sismiques produits dans le domaine du Rif sont liés à des failles décrochantes. Dans l'Atlas tellien, on décrit des mécanismes au foyer associés à des décrochements et à des failles inverses dont les axes sont majoritairement NNW-SSE (Buforn et al., 2004 ; Belabbes, 2008 ; Stich et al., 2009 ; Ben Hassen, 2012).

En Afrique du Nord, l'Algérie septentrionale se distingue des pays voisins par un risque sismique élevé, contrairement à sa voisine la Tunisie connue par une sismicité peu fréquente et superficielle et avec des magnitudes modérées à faibles et des profondeurs des épicentres superficielle (Ben Hassen, 2012). Particulièrement, la plateforme saharienne, est connue par une sismicité faible (Kacem, 2004). Ainsi, la présence des formations évaporitiques sous-jacentes, jouant le rôle de modérateurs ont permis d'amortir les contraintes sismiques. La flexure Nord saharienne (FNS), située à la limite de la latitude N34°, formant une barrière paléogéographique entre le domaine atlasique au Nord et la plateforme saharienne au Sud constitue la limite sud de l'activité sismique (Gabtni et al., 2005). Certes, la Tunisie est décrite par différents types de mécanismes au foyer (failles normales, failles inverses, failles normales décrochantes ou failles inverses décrochantes) (Kacem, 2004) mais les plus dominants sont liés à des failles inverses, ce qui confirme l'existence, depuis le Miocène, d'un serrage régional de direction NW – SE qui évolue en NNW-SSE depuis le Quaternaire (Jauzein, 1967; Turki, 1985 ; Zargouni, 1985; Rouvier, 1977; Ben Ayed, 1993 ; Bouaziz, 1995).

4.4. Place de la Jeffara dans le contexte de la marge africaine et dans le système de rapprochement Afrique - Eurasie

La Tunisie, est située sur la marge Nord africaine, à la limite de deux domaines distincts : (1)

de la marge continentale passive, qui s'étend vers l'Est, au moins depuis le Crétacé Supérieur, du Nord de la Libye jusqu'en Egypte et (2) de la chaîne orogénique alpine cénozoïque, qui borde la plateforme saharienne stable du NW de la Tunisie jusqu'au Maroc (Outtani et al, 1995 ; Bouaziz et al., 2002 ; Bracene et al., 2003 ; Yelles – Chaouche et al., 2006, Frison De Lamotte et al., 2009). Par sa positon géographique, l'Atlas tunisien constitue l'avant-pays plissé dont l'analyse de la déformation est fortement contrainte par les évaporites triasiques (Rabia, 1998 ; Bouaziz et al., 1999). Plus au Sud la plate forme saharienne constitue un bon enregistreur de l'évolution géodynamique de la Neotéthys à la Méditerranée (Aubouin et Debelmas, 1980 ; Dercourt et al., 1993)

La Jeffara, située au Sud de la Tunisie, présente un terrain d'évolution géodynamique permanent provoquée par la convergence N-S à NW-SE des plaques africaine et eurasiatique (Mattauer et al., 1977 ; Philip et Meghraoui, 1983 ; Dercourt et al., 1986 ; Bousquet et al., 1988 ; Guiraud et Maurin, 1991), qui a débuté à la limite du Crétacé Inférieur – Crétacé Supérieur (Bouaziz, 1995, Bouaziz et al, 1999 ; Bouaziz et al., 2002) et généralisée au Crétacé terminal – Eocene, suite à l'ouverture de l'Atlantique nord (Grimaud et al., 1982; Olivet et al., 1983 ; Mejri, 2012). Cette évolution est généralement considérée comme soumise à l'influence de la diversité des régimes tectoniques dans la région (Bouaziz et al., 1999, Bouaziz et al., 2002, Serpelloni et al., 2007 ; Belabbes, 2008). Son évolution géodynamique et paléogéographique a subit, au cours des temps géologiques, les influences du « Gondwana », du craton africain au Sud et des mers au Nord et à l'Est ; à savoir la Paléo-téthys, la Téthys, la Mésogée jusqu'à l'actuelle Méditerranée (Bouaziz, 1995).

Par ailleurs, la présente étude pluri-disciplinaire a confirmé la relation étroite entre le système de raccourcissement Afrique/Eurasie qui a débuté à la limite du Crétacé Inférieur – Crétacé Supérieur (Bouaziz, 1995, Bouaziz et al, 1999 ; Bouaziz et al., 2002) et généralisé au Crétacé terminal – Eocene, suite à l'ouverture de l'Atlantique nord (Grimaud et al., 1982; Olivet et al., 1983 ; Mejri, 2012) et le contexte géodynamique de la Jeffara. Ce dernier se trouve conjointement lié à la migration de l'Afrique vers l'Eurasie et à la tectonique salifère qu'a connue la région (détails dans les paragraphes 4.1 et 4.2 de ce même chapitre).

5. Limites

5.1. Données sismiques

5.1.1. Manque et qualité des profils sismiques

5.1.1.1. Profils directionnels de la Jeffara

Les profils sismiques directionnels interprétés, bien que nombreux, ne permettent pas d'établir une carte structurale précise de la Jeffara continentale et maritime. Le maillage relativement « lâche » entre les lignes rend le suivi de la continuité des failles difficile et la précision de leur géomérie impossible. En plus de la dispersion dans l'espace des profils sismiques, le caractère ancien des campagnes (1974 pour MT et MTB, 1981 pour 81KR, 1982 pour 82KR

et M82, 1983 pour 83KR, 1984 pour 84KR et M84) rend la qualité des lignes moyenne à médiocre par endroit, ce qui pourraît nuir à la qualité de l'interprétation. Signalons que les campagnes MT et M84 sont scannées, ce qui affecte davantage leur qualité.

5.1.1.2. Profils sismique du permis Ksar Haddada

La qualité moyenne de la sismique de la campagne UT 82 et son caractère ancien (problèmes de décalage (Shift) aperçus dans les croisements des lignes sismiques), le nombre limité des puits de calage utilisés (caractère extrapolatifs de l'interprétation au fur et à mesure qu'on s'éloigne du puits), la continuité moyenne des horizons montrant un changement du caractère sismique du probablement à un changement lithologique ont rendu, par endroit, l'interprétation et le suivi des horizons difficiles et extrapolatifs.

5.1.2. Conversion TWT – Profondeur : limite de la méthode des iso-vitesses

Le passage de la carte isochrone (ensemble des courbes ayant la même valeur du temps double (ms) pour un horizon donné) indiquant la profondeur en temps double (TWT) du réflecteur pointé à la carte isobathe (ensemble des courbes ayant la même valeur de profondeur (m) est fait en suivant une loi mathématique simple :

Vitesse moyenne (m / s) = (Profondeur (m) / TWT (ms)) * 2000

donc

Profondeur (m) = (Vitesse moyenne (m/s) * TWT (ms)) / 2000

d'où

Carte isobathe (exprimée en m) = Carte isovitesse exprimée en (m/s) * (Carte isochrone (exprimée en ms) / 2000)

Cette dernière équation met en relation la carte isochrone et la carte isovitesse, qui définie la répartition de la vitesse entre les puits forés pour un horizon donné. Puisque (1) la donnée de la vitesse est issue pour chaque horizon à partir du profil sismique vertical (PSV) des puits et (2) le nombre de puits disponibles pour l'opération de calage se limite à 3 puits (W1, W2, W3), la carte d'isovitesse pour un horizon donné reste peu représentative de la vitesse de ce dernier sur tous le permis. Il est aussi important de signaler que les nombreux passages latéraux de faciès des formations siluriennes suivies (Accacus et Tannezuft) ont été d'une grande influence sur l'uniformité de la célérité des ondes entre les puits. Ce qui pourrait modifier davantage la répartition de la vitesse, même entre les puits.

5.2. Découpage des puits et suivi des horizons

Bien que nombreux et bien répartis dans la Jeffara, les puits pétroliers utilisés souffrent d'un mauvais découpage lithostratigraphique. Plusieurs études lithostratigraphiques ont succédé les

rapports géologiques finaux dans le but de faire une révision des découpages proposés par les opérateurs. Vu, leur caractère confidentiel, on a pu en procurer plusieurs mais pas la totalité. Dans ce travail, on a travaillé avec les anciens découpages de certains puits et avec les nouvelles révisions lithostratigraphiques pour d'autres, ce qui a rendu le travail de synthèse difficile et délicat afin de trouver une concordance quant à la terminologie des formations, leurs équivalents latéraux et leur âge.

5.3. Terrain : conditions difficiles

5.3.1. Mauvais temps

La dernière mission de terrain organisée en Mars 2012, a été contrainte par le mauvais temps qu'a connu la Jeffara (Régions de Tataouine, Medenine et Zarzis). Des pluies exceptionnelles ont fait le bonheur de la population locale et surtout de nombreux agriculteurs de la région. Certes, la pluie était bénéfique pour les régions du Sud tunisien, mais elle a rendu compliquée l'exploration du terrain.

5.3.2. Lithologie Mio-Plio-Quaternaire argilo-sableuse non propice à l'enregistrement des tectoglyphes

La présence, dans la Jeffara, d'une couverture mio-plio-quaternaire meuble peu propice à la préservation de la déformation active a rendu le travail de terrain difficile et a favorisé la présente étude multidisciplinaire, basée sur les données de télédétection (MNT SRTM) et les données de subsurface (profils de Sismique Réflexion 2D), pour la localisation des sites à intérêt potentiels lors des différentes missions de terrain.

5.4. Données topographiques et géologiques

5.4.1. Homogénéisation de la mosaïque des cartes géologiques au 1/100000

Afin de soustraire les influences que peuvent avoir la nature lithostratigraphique des terrains géologiques et les passages latéraux de faciès sur les paramètres morphométriques calculés à partir de MNT SRTM et du réseau de drainage, ainsi que sur le comportement du réseau hydrographique, une étude des cartes géologiques au 1/100 000 a été nécessaire.

L'assemblage de ces cartes, a fait surgir plusieurs problèmes cartographiques sur les limites des cartes : discontinuités, problèmes d'âges et/ou de lithostratigraphie des couches limitrophes des cartes. Une carte géologique de synthèse a été élaborée, en se basant sur une étude lithostratigraphique des différentes formations problématiques, de la typologie du réseau hydrographique qui les draine, ainsi que du MNT, une légende de synthèse révisée a été effectuée.

5.4.2. Qualité des données topographiques disponibles

Bien qu'anciennes, les données topographiques au 1/50.000 couvrant la Jeffara maritime (Houmet Essouk (n°148), Midoum (n°149), Jorf (n°159), Sidi Chamakh (n°160), Zarzis (n°171), Bougrara (n°170)), sont de bonne qualité mais leur couverture spatiale est limitée, puis qu'elles ne couvrent que l'île de Jerba et les péninsules de Jorf et Zarzis. Le reste de la zone d'étude est largement couvert par des cartes avec une échelle planimétrique au 1/100.000 (Mareth (n°83), Matmata (n°91), Medenine (n°92), Zarzis (n°93), Ajim (n°94), Ghomrassen (n°99), Kirchaou (n°100), Ben Guerdane (n°101), Foum Tataouine (n°108), Sidi Toui (n°109). En étant anciennes (élaborées entre 1905 et 1930), ces cartes disponibles en format papier sont d'une qualité médiocre. Elles soufrent de l'invisibilité par endroit des courbes de niveau et d'une erreur quadratique moyenne élevée lors de l'opération de georéférencement.

5.5. Limites du résesau de talwegs automatique

L'automatisation d'extraction du réseau de talwegs met de côté plusieurs facteurs naturels (topographie, nature du terrain, végétation, géologie…) dont l'influence sur le réseau hydrographique est non négligeable. Le réseau de drainage automatique a été écarté dans la présente étude morphostructurale puisqu'il souffre de plusieurs limites rendant son utilisation délicate et/ou erronées dans les zones plates et à topographie peu contrastée (Fig. 67 et 68) :

- L'utilisation d'une maille carrée lors de l'échantillonnage en maille de 50 m et la projection du MNT SRTM en UTM introduit un lissage de la surface topographique (Carvalho, 1995) et rend les données altimétriques, partiellement, erronées à l'entrée ;
- Une répartition homogène de la dynamique de la fréquence spatiale. Dans ce contexte : les reliefs du Dahar ont un rendu plus fiable que celui de la plaine de la Jeffara ;
- Plus le terrain est plat plus l'extraction automatique génère des erreurs (Lammali, 1989 ; Payraudeau, 2002), vu l'incertitude de la direction d'écoulement adoptée par l'algorithme D8, qui dans la majorité des méthodes d'extraction automatique repose sur une analyse du voisinage d'un pixel (Le Roux, 1992). Ce cas est rencontré lors du calcul du réseau de talwegs de la Jeffara orientale, caractérisée par de faibles altitudes qui deviennent nulles vers la mer méditerranée. Dans la Jeffara maritime, l'extraction automatique du réseau de talwegs a généré beaucoup d'erreurs, vu sa topographie proche du niveau marin et la présence de multiples dépressions couvrant les terres basses de l'Est de la Tunisie jusqu'au NW libyen (Gabtni et al., 2009) dont Bahiret Boughrara au Sud-Est de Jorf, Bahiret el Bibane au Sud de Zarzis, Sabkhet Boujmel et Sabkhet el Melah ;
- L'utilisation de l'algorithme de la méthode D8 lors de l'automatisation de l'extraction du réseau de talwegs privilégie les 4 directions principales (N-S, E-W, NW-SE, NE-SW) (Deffontaines, 1990 ; Charleux Demargnes, 2001 ; Ben Hassen, 2012) en négligeant les directions intermédiaires. Le Diagramme en rose associé, au réseau de

talwegs automatique de la Jeffara montre la présence de 4 directions principales avec une différence d'angle de 45° et une présence plus « timide » des autres directions.

- le bruit inhérent à la construction d'un MNT introduit quelques petites dépressions qui sont généralement non significatives (fausse cuvette) (Le Roux, 1992). Ainsi la présence de cuvette, mis à part les dépressions réelles du terrain, dans un produit représentant des lignes de talwegs est considérée comme un défaut. Ce cas de figure a été fréquemment rencontré dans la carte du réseau de talwegs automatique de la Jeffara, principalement aux alentours de Bahiret Boughrara au Sud-Est de Jorf, Bahiret el Bibane au Sud de Zarzis, Sabkhet Boujmel et Sabkhet el Melah.

Ainsi, la qualité de l'extraction du réseau de talwegs est principalement dépendante de l'algorithme adopté, de la qualité du MNE utilisé (précision altimétrique et pas de la maille) et de la topographie du terrain … La ressemblance entre le réseau hydrographique naturel et le réseau de talwegs automatique est fortement liée à la résolution du MNT (Deffontaines et Chorowicz, 1991 ; Carvalho, 1995, Ben Hassen, 2012) et au seuil utilisé lors de l'extraction automatique.

Conclusions générales

1. Conclusions méthodologiques :

Intérêts de l'analyse multi-disciplinaire (SIG et télédétection, étude géomorphologique et géomorphométrique, interprétation de profils simiques) à l'étude morphostructurale de la Jeffara

Dans un premier volet de la thèse, nous avons pu mettre en évidence par le biais de la nouvelle interprétation des profils de sismique réflexion 2D, (1) la présence de couloirs de failles décrochantes transtensives dont l'activité néotectonique est prouvées, puisqu'elles affectent les couches superficielles de la section sismique, dont la couche villafranchienne, (2) ainsi que la présence d'une activité halocinétique locale dans la Jeffara. La mise en place de cartes isobathes aux toits des formations siluriennes a souligné la direction majoritaire E-W des failles et la structuration en horst et graben de direction E-W qui se trouvent délimités par des failles normales de même direction.

Dans un second volet de ce travail, les paramètres géomorphométriques calculés à partir des données téléanalytiques altimétriques (MNT SRTM) et du réseau hydrographique naturel, ainsi que la typologie de ce dernier, s'avèrent sensible aux perturbations néotectoniques et ont permis de déceler l'activité récentes des réseaux de failles NW-SE et NE-SW qui hâchent complètement la Jeffara en panneaux losangiques (Rabia, 1998). Dans le SE de la Jeffara (région de Ksar Haddada), l'étude morphométrique à partir des données MNT SRTM a permis de souligner une direction majoritaires des alignements E-W à WNW –ESE, qui pourrait être en relation avec les failles normales E-W décelées dans les cartes isobathes aux tops des formations siluriennes (formation Accacus (Silurien Supérieur) et formation Tannezuft (Silurien Inférieur).

La mise en place d'une géodatabase intégrant les données multi-sources (MNT SRTM, cartes topographiques et géologiques, données de terrain, profils sismiques réflexion 2D, données de terrain), traitées par un logiciel SIG (Deffontaines 1990 ; Deffontaines et al. 1994 ; Deffontaines, 2000 ; Slama, 2008 ; Deffontaines et al., 2008 ; Ben Hassen, 2012) a permis de mettre en place une carte structurale de synthèse intégrant les discontinuités de surface et les failles de subsurface et d'actualiser les traits morphologiques mis en évidence par les différents auteurs.

En conclusion, les processus d'automatisation des différentes étapes de calcul ont diminué la complexité apparente de l'étude morphométrique, aidant à définir les relations préexistantes entre la morphostructuration de surface et les structure profondes. Néomoins, ces calculs restent nécessiteux d'une étude complémentaire, basée sur d'autres méthodes telles que la sismique, l'investigation du terrain.., permettant de mieux cerner les relations complexes entre les déformations de surface et de subsurface.

2. Conclusions thématiques

2.1. Synthèse morphostructurale et géodynamique et héritage tectonique de la Jeffara

Cette étude pluridisciplinaires de la néotectonique de la Jeffara a permis de retracer son histoire géodynamique qui semble être en étroite relation, d'une part, avec la convergence N-S à NW-SE des plaques africaine et eurasiatique (Mattauer et al., 1977 ; Philip et Meghraoui, 1983 ; Dercourt et al., 1986 ; Bousquet et al., 1988 ; Guiraud et Maurin, 1991) et d'autre part avec l'activité halocinétique, qui parait active depuis l'Aptien (Perthuisot, 1981 ; Snoke et al., 1988 ; Patriat et al., 2003).

L'étude géomorphologique par l'analyse morphométrique du réseau de drainage, l'analyse du modèle numérique de terrain (MNT, SRTM), confirmée par les données sismiques et les données de terrain ; toutes intégrées sous une Geodatabase et traitées par un logiciel SIG démontre la présence, dans la Jeffara, de réseaux de couloirs de décrochement transtensifs dextre de direction NW-SE dont l'activité néotectonique est confirmée et la présence de failles NE-SW, déja évoquées par Perthuisot (1985), Bouaziz (1995) et Rabia (1998). Des indices de décrochement dextre, associés à la présence de fentes de tension en échelon de direction NW-SE à Jerba, des plis décalés en dextre à Jorf, des plis dissymétriques, ainsi que des diapirs NW-SE et NE-SW, qui s'étalent suivant la direction préférentielle des fractures en offshore ont été mis en évidence. Ces indices plaident en faveur d'un modèle montrant l'existence de couloirs de failles décrochantes transtensives dextre permettant l'extrusion du bloc du Sahel veres la bordure méditerranéenne libre (Deffontaines et al., 2008, 2014, Ghedhoui et al., 2014, Ghedhoui et al., 2014, soumis). Ce qui explique la présence, en offshore, de petits bassins pétroliers NW-SE et NE-SW, allongés suivant l'ouverture des grandes fractures.

Ainsi, la morphostructuration déduite dépend aussi bien de l'héritage tectonique de la zone étudiée que du cadre néotectonique qui est généralement contrôlé par cette structuration profonde affectant le substratum (Rabia, 1998 ; Slama, 2008 ; Ben Hassen, 2012).

Il apparaît aux vues de la bibliographie que la déformation néotectonique de la Jeffara côtière est complexe : J.P Perthuisot (1977 et 1985) a mis en évidence la présence d'une phase distensive Eo-tyrrhénienne (légèrement post-villafranchienne) et une phase compressive tyrrhénienne responsable de la morphologie actuelle de Jerba et des péninsules de Jorf et Zarzis. Cette dernière a fait (1) rejouer les failles N045°E et N165°E en mouvements coulissants au niveau du socle et (2) a induit la formation, dans la couverture, de plissements à grand rayon de courbure ; S. Bouaziz (1995), suggère une structuration organisée en demi-graben, avec la présence de failles en échelon de direction principale de N120° E à N160° E. Quant à Touati et Rodgers (1998), montrent que la compression post-villafranchienne de direction NNW-SSE est responsable du façonnement de la topographie actuelle de la Jeffara maritime. A son tour Rabia (1998) défend l'important rôle qu'a joué la tectonique distensive

du Jurassique Supérieur – Crétacé Inférieur et principalement le contexte transpressif du Crétacé Supérieur sur la structuration actuelle de la Jeffara, en soulignant que la morphologie actuelle de la Jeffara a été définitivement acquise lors d'une phase transpressive, qui a atteint son maximum au post-Villafranchien.

L'interprétation structurale mitigée développée par les auteurs précédents (Perthuisot, 1985 ; Bouaziz, 1995 ; Rabia, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Bouaziz et al. 2002) peut être simplifiée par (1) un continuum compressif/décrochant avec σ1 globalement NNW-SSE à N-S entrainant un raccourcissement presque N-S et (2) un échappement du « plancher » du golf de Gabès vers l'Est, liée à la bordure libre méditerranéenne (Deffontaines et al., 2008). Chaque déplacement transtensif engendrerait une remontée diapirique et une extension halocinétique pluri à multidirectionnelle. Cette dernière est confirmée par la présence de failles multidirectionnelles, des extensions et extension multidirectionnelle déduites à partir des travaux microtectoniques de Bouaziz (1995).

En conclusion, la région de la Jeffara maritime correspond à des zones de relais d'un décrochement majeur dextre, avec une direction de l'axe de la contrainte principale minimale σ3, qui serait E-W et de l'axe de contrainte principale maximale σ1 globalement N-S. Ainsi, l'îlele de Jerba et les péninsules de Jorf et Zarzis apparaissent, alors, comme un bassin en pull apart permettant la mise en place d'un complexe diapirique à intérêt pétrolier (Fig.91). Ainsi les champs de fractures et les différents joints tectoniques sur l'île de Jerba sont interprétés en terminaison de 2 queues de cheval inversées d'un décrochement N120°E à N130 °E dextre, qui forme un bassin en pull apart dont le cœur est occupé par Bahiret Boughrara (voir article Ghedhoui et al., 2014, soumis, partie III chapitre 3).

Au Sud Est, l'analyse des alignements morphostructuraux (Dix and Jackson, 1981 ; Boucher, 1995 ; Deffontaines, 1986 a b, 1990 and 1991; Deffontaines and Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1994ab ; Rowan and Bowers, 1995 ; Deffontaines et al., 1997 ; Deffontaines, 2000 ; Rowland and Sibson, 2004 ; Masoud et al., 2007 ; Slama, 2008 ; Masoud and Koike, 2011 ; Viveen et al., 2012) met en avant une possible relation entre la structuration profonde à savoir le réseau de failles normales de direction E – W, décelées sur les cartes isobathes au toits des formations Accacus (Silurien Supérieur) et Tannezuft (Silurien Inférieur) et les alignements de surface qui ont montré une direction caractéristique E-W (Fig. 42 , 44 et 45).

2.2. Intérêts pétrolier de la Jeffara

Le présent travail est d'un apport crucial dans la détermination de l'intérêt pétrolier de la Jeffara orientale et de la région de Ksar Haddada (SE de la Jeffara).

2.2.1. Jeffara orientale

La Jeffara côtière se trouve entrecoupée par des couloirs d'une multitude de failles verticales orientée N120°E – N130° E, à faible composante normale. Localement certaines d'entre elles

présentent des orientations N150-160°E et dessinent la présence d'un grand bassin en pull-apart : Bahiret Boughrara dans laquelle s'est développé, probablement, un diapir de sel à forts intérets pétroliers. La dépression est ennoyée par la mer et correspondrait alors au sommet effondré du diapir (Fig. 91).

Ces couloirs de failles décrochantes transtensives hâchent complètement la Jeffara rendant difficile la mise en place de réservoirs exploitables malgré la présence de remontées salifères et de plusieurs réservoirs prouvés. Ces derniers sont représentés par les carbonates de la formation **Zebbag** et la formation **Krachoua** et les grés de la formation **M'rabtine,** qui sont les principaux objectifs pétroliers de la région. Ils sont productifs dans les gisements d'Ezzaouia et El Bibane (Zarzis). Les grés de la formation **Meloussi**, qui produisent de faibles quantités d'huile dans le champ de Robbana (Jerba) et les grés de la formation **Sidi Aich**, qui ont montré de très bons indices dans le puits de Boughrara, sont de moindre importance (Rapports interne ETAP) (Fig. 92).

En offshore, la présence de bassins de direction NE-SW et NW-SE s'ouvrant selon les grandes fractures et la remontée salifère, qui atteint par endroit le stade diapir favorisent davantage le piégeage des hydrocarbures.

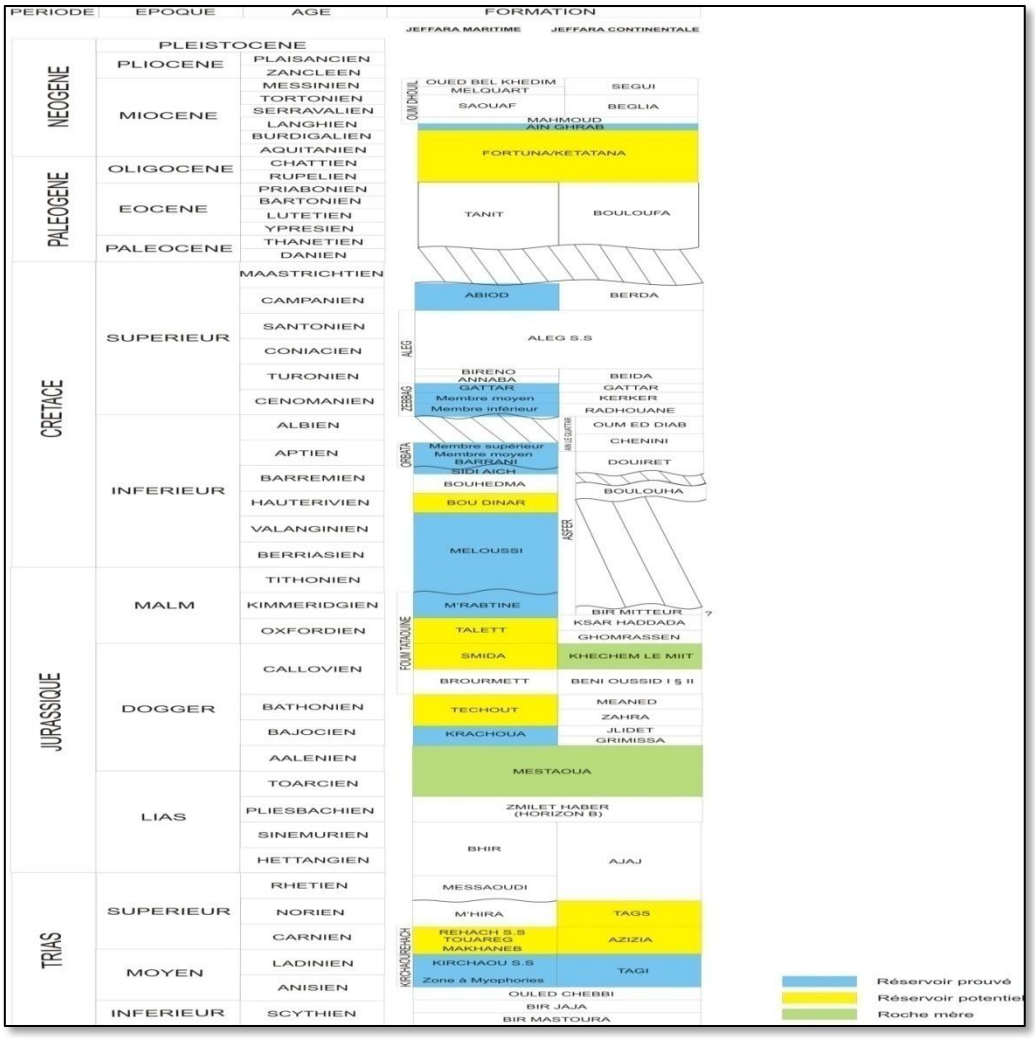

Figure 92. Log synthétique illustrant les formations réservoirs mésozoique et cénozoiques de la Jeffara (Compilation des Rapports géologiques finaux des puits ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Charte ETAP, 2001)

2.2.2. La région de Ksar haddada (SE de la Jeffara)

L'étude sismique du permis de Ksar Haddada confirme l'importance du contrôle que présente le style structural sur les roches mère et réservoir (Taktak et al., 2010 and 2012). Les processus de maturation, de génération et de migration des hydrocarbures sont ainsi profondément influencés par les phénomènes orogéniques qu'a connus la région. La principale roche mère recensée au SE de la Jeffara (formation Tannezuft) est caractérisée par un pouvoir réflecteur de la vitrinite variant de 0.7 à 1 (Ferjaoui et al., 2001, ETAP). Le stade de la fenêtre à huile n'a pas été atteint puisque la maturité des argiles siluriennes a été ralentie par l'orogenèse hercynienne. Ce qui pourrait expliquer la non productivité de nombreux puits forés dans la région, qui n'ont montré que des indices de gaz et/ou des traces d'huile (W15, W9, W10, W11, W13, W4, W5, W17, W16, W12, W14, W1, W2) et d'autres qui se sont avérés secs (W3).

3. Perspectives

Le présent travail a permis d'apprécier l'intérêt d'une méthodologie basée sur l'analyse de données multi-sources intégrée sous une base de données géographiques géoréférencées (Geodatabase) dans le cadre d'une étude morphostructurale. L'apport crucial de la vue synoptique, qu'offrent les données de télédétection et la facilité de l'exploitation des données (analyse spatiale et traitement) et de l'enrichissement de la base de données est confirmé dans la Jeffara. Cette dernière est caractérisée par plusieurs structures morphologiques immergées (Rabia, 1998), par la monotonie de sa topographie (Rabia, 1998 ; Jedoui, 2000 ; Gabtni et al., 2009) et par une couverture mio-plio-quaternaire meuble, ce qui rend difficile son étude structurale par les moyens conventionnels de terrain. Néanmoins, l'investigation téléanalytique nécessite des études complémentaires par d'autres méthodes telles que la géophysique et les données terrain pour une compréhension morphostructurale et géodynamique globale fiable et concluante.

Dans ce contexte, (1) un nombre plus élevé de lignes sismiques 2D couvrant la Jeffara aussi bien continentale que maritime serait important pour la cartographie précise des failles néotectonique de subsurface et (2) des données téléanalytiques à haute résolution serait appréciable pour la compréhension du modèle géodynamique de la Jeffara.

Liste des Figures

Figure 1. Logigramme de la méthodologie adoptée *32*

Figure 2. Localisation géographique de la Zone d'étude *35*

Figure 3. Ensembles morphostructuraux du Sud tunisien *36*

Figure 4. (A) Réseau de failles de la Jeffara orientale extraites à partir des cartes géologiques au 1/100 000; (B) Diagramme en rose illustrant la direction des failles *41*

Figure 5. Synthèse bibliographique du contexte géodynamique de la Jeffara orientale depuis le Trias Inférieur *44*

Figure 6. Grés de la formation Kirchaou *51*

Figure 7. Dolomies de la formation Mekhaneb *52*

Figure 8. Dolomies de Rehach *53*

Figure 9. Argile rouge de la formation Mhira *54*

Figure 10. Formation Mestaoua et son extension latérale *56*

Figure 11. Argiles et Grés du membre Maaned *57*

Figure 12. Argiles sableuses du membre Beni Oussid II *59*

Figure 13. Vue panoramique des membres supérieurs de la formation Foum Tataouine *60*

Figure 14.Sables blancs de la formation Bir Miteur *61*

Figure 15. Argiles de la formation Douiret *62*

Figure 16. Grés de la formation Chenini *62*

Figure 17. Vue panoramique des membres de la formation Zebbag *65*

Figure 18. Membres Kerker et Gattar (Formation Zebbag, Crétacé Supérieur) *65*

Figure 19.Log stratigraphique synthétique de la Jeffara continentale et maritime *69*

Figure 20. Dispositif opérationnel de la sismique réflexion *80*

Figure 21. Diagramme illustrant les différentes phases de traitement sismique *82*

Figure 22. Comportement des ondes de surfaces et des ondes de volume suite à un ébranlement émis en surface *83*

Figure 23. Dispositif schématique VSP (Vertical Seismic Profile) *84*

Figure 24. (A) Profil sismique P1 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W24; (C) Plan de position des lignes sismiques (D) et (E) Section sismique interprétée *92*

Figure 25. (A) Profils sismiques P2 et P3 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W15 ; (C) Plan de position des lignes sismiques (D) et (E) Section sismique interprétée. *93*

Figure 26. (A) Profil sismique P4 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W17 ; (C) Plan de position des lignes sismiques (D) et (E) Section sismique interprétée. *94*

Figure 27. (C) Profil sismique P5 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W23; (A) Plan de position des lignes sismiques (D) et (E) Section sismique interprétée *95*

Figure 28. (C) Profil sismique P6 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W17 ; (A) Plan de position des lignes sismiques (D) et (E) Section sismique interprétée *96*

Figure 29. (A) Plan de position de la ligne sismique ; (B) Unités stratigraphiques du puits W23 ; (C) Profil sismique P7 ; (D) et (E) Section sismique interprétée *98*

Figure 30. (A) Profil sismique P8 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W15 ; (C) Plan de position des lignes sismiques (D) et (E) Section sismique interprétée. *99*

Figure 31. (A) Profil sismique P10 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W24 ; (C) Plan de position des lignes sismiques (D) et (E) Section sismique interprétée *100*

Figure 32. (A) Profil sismique P1 ; (B) Plan de position des lignes sismiques ; (C) et (D) Section sismique interprétée. *101*

Figure 33. (A) Profil sismique P12 ; (B) Unités stratigraphiques du puits W23 ; (C) Plan de position des lignes sismiques ; (D) et (E) Section sismique interprétée *102*

Figure 34. (A) Profil sismique P13 ; (B) Plan de position des lignes sismiques ; (C) and (D) Section sismique interprétée *103*

Figure 35. Carte structurale de subsurface déduite à partir de l'interprétation des lignes sismiques directionnelles couvrant la Jeffara orientale. *105*

Figure 36. (A) et (B) Localisation géographique de Ksar Haddada ; (C) Localisation des lignes de sismique réflexion 2D disponibles. *109*

Figure 37. Table synthétique résumant les évenements tectoniques, la lithostratigraphie, l'épaisseur des formations et les milieux de dépôts de la région de Ksar Haddada. *111*

Figure 38. Géologie de la Jeffara tuniso-lybienne *112*

Figure 39. Logs sismique au puits *119*

Figure 40. Carte isovitesse au 1/100000 au toit de la formation Acacus (Sud permis Ksar Haddada) *120*

Figure 41. Carte isovitesse au 1/100000 au toit de la formation Tannezuft (Sud permis Ksar Haddada) *121*

Figure 42. (A) Schéma morphostructural de la région de Ksar Haddada ; (B) Estompage SRTM (1 : Azimuth N 180°E, Elevation: 30°, Vertical exaggeration: 20 x) ; (C) Diagramme en Rose des alignements..... 123

Figure 43. Lithostratigraphie détaillée et corrélation N – S – E des puits de calage W1, W2 et W3 125

Figure 44. (A) Carte isobathe au toit de la formation Accacus ; (B) Localisation géographique du permis de Ksar Haddada..... 126

Figure 45. (A) Carte isobathe au toit de la formation Tannezuft (roche mère, Silurien Inférieur) ; (B) Localisation géographique du permis de Ksar Haddada..... 127

Figure 46. Représentations du MNT et du MNE.. 134

Figure 47. Principe de fonctionnement du système de laser aéroporté 135

Figure 48. Dalle GTOPO 30 couvrant l'Afrique de l'Ouest et le Sud de l'Espagne et tableau détaillant les tuiles GTOPO 30 disponibles 136

Figure 49. Composantes spatiales du SRTM space 137

Figure 50. (A) Découpages des dalles du MNE SRTM couvrant la Tunise ; (B), (C), (D) et (E) Dalles disponibles sur la zone d'étude. 138

Figure 51. Mosaique de 4 dalles ASTER GDEM couvrant la zone d'étude..... 139

Figure 52. (A) Composantes du fichier compressé ASTER GDEM, (B) Fichier dem de la dalle N33E010 couvrant la partie NW de la Jeffara ; (C) Fichier QA de la dalle N33E010 ; (D) Tableau illustrant les sources externes 140

Figure 53. Formats du MNE 142

Figure 54. Différence de résolution entre les MNEs libre. (A) : Carte topographique de Houmet Essouk (Jerba) (au 1/50 000) ; (B),(C) et (D) Estompages (Elévation 30°, Azimuth : 225) respectifs du MNE ASTER GDEM et du MNE GTOPO 30..... 143

Figure 55. Illustration des possibles artefacts présents sur ASTER GDEM, , (A) ASTER GDEM, (B) Masque numérique de l'ASTER GDEM, (C) Estompage (élévation 30°, Azimuth 225°), (D) Carte de localisation de la zone test située au Sud de la ville de Medenine..... 145

Figure 56. (A) Plan de position des points GPS (mission de terrain, Mars 2012) ; (B) et (C) Tableaux illustrant les mesures GPS et leurs alitudes respectives sur les MNTs ASTER GDEM et SRTM et l'erreur quadratique moyenne calculée 146

Figure 57. Représentations altidunales de la partie Est du Dahar et de la Jeffara, (A) : MNT TIN calculé à partir de la numérisation des données topographiques des cartes au 1/200 000 ; (B) : Courbes de niveau et points côté numérisés à partir des mêmes cartes; (C) : Assemblage des cartes topographique au 1/200000 ; (D) : Représentation 3 D du relief de la Jeffara..... 149

Figure 58. Principe de calcul de la carte des pentes par le logiciel Arcgis..... 151

Figure 59. Carte de pente de la Jeffara. 153

Figure 60. (A) Carte d'exposition des pentes ; (B) Histogramme représentant l'orientation en fonction du nombre de pixel ; (C) Rosace d'orientation des pixels. *155*

Figure 61. (A) Carte des alignements morphostructuraux déduits à partir des estompages du MNT SRTM ; (B) Estompage azimuth 225°, élévation 30 et exagération verticale 20x ; (C) Estompage azimuth 180°, élévation 30 et exagération verticale 20x *157*

Figure 62. Carte synthétique illustrant les alignements morphostructuraux déduits à partir du MNT SRTM et ses dérivés..... *158*

Figure 63. Différents types de chenaux fluviatiles. *163*

Figure 64. Classification descriptive du réseau hydrographique *166*

Figure 65. Différentes hiérarchisations du réseau hydrographique *168*

Figure 66. Principe de la méthode d'extraction D8 « 8 connexités » appliquée lors de l'extraction du réseau de drainage *169*

Figure 67. Comparaison du rendement de l'extraction du réseau de drainage sur le Dahar et la Jeffara continentale *171*

Figure 68. (A) Réseau de talwegs automatique de la zone d'étude extrait à partir du MNE SRTM ; (B) Diagramme en rose associé. *172*

Figure 69. Réseau hydrographique numérisé à partir des cartes topographiques au 1/100 000 et au 1/200 000..... *173*

Figure 70.Principe de calcul de la densité de drainage..... *175*

Figure 71. Carte de la densité de drainage de la zone d'étude...... *176*

Figure 72. Anomalies du réseau de drainage *177*

Figure 73. Anomalies de réseau de drainage numérisé à partir des cartes topographiques (1/100 000 et 1/200 000)..... *179*

Figure 74. Carte de synthèse illustrant les discontinuités structurales extraites à partir du réseau hydrographique *181*

Figure 75. (A) Geodynamic context of the western Mediterranean domain ; (B) Geography of the studied area *184*

Figure 76. Synthetic structural sketch map issued from the bibliography *187*

Figure 77. (A) Coastal Jeffara structural scheme compiled from different DEM hill-shading ; (B) SRTM DEM hill-shading of the studied area (1. Azimuth N225 °E, Elevation 30°, Vertical exaggeration 20 x) ; (C) Rose plot of the alignments..... *189*

Figure 78. (A) Mosaic of geologic maps at 1/50.000 scale of Jerba island, Jorf and Zarzis (Southern Tunisia)..... *190*

Figure 79. 3D views : Geology and altitude (A) Field's photo showing the track of the N130 °E normal fault ; (B) Normal fault ; (C) Sigmoidal right lateral fault ; (D) Tension joint ; (E) Normal fault and graben 192

Figure 80. (A) Seismic reflection profile (P1) ; (B) Lithostratigraphic units within W3 well ; (C) Block selected seismic lines (D) and (E) Interpretation of the line drawing..... 194

Figure 81. (A) Seismic reflection profile (P2 and P3) ; (B) Lithostratigraphic units within W6 well ; (C) Block selected seismic lines (D) and (E) Interpretation of the line drawing. 195

Figure 82. (A) Seismic reflection profile (P4) ; (B) Lithostratigraphic units within W5 well ; (C) Block selected seismic lines ; (C) and (D) Interpretation of the line drawing 196

Figure 83. Tectonic regimes and paleostress data evolution of Jerba Island..... 197

Figure 84. Location of microtectonic sites on the mosaic of 1/50.000 geologic maps and Reconstitution of paleostress dues to the shortening Africa/Eurasia system 198

Figure 85. Location of microtectonic sites on the mosaic of 1/50.000 geologic maps and Reconstitution of paleostress dues to the halokinetic activities 199

Figure 86. (A) Structural model showing the geodynamic context of coastal Jeffara ; (B) 3 D synthetic block showing the geodynamic context of coastal Jeffara 202

Figure 87. Carte structurale de subsurface déduite à partir de l'interprétation des lignes de sismique réflexion 2D 210

Figure 88. Illustration d'un décrochement dextre N120° dans la croûte villafranchienne 216

Figure 89. Carte morphostructurale synthétique déduite à partir de l'interprétation du réseau hydrographique et du MNT SRTM et ses dérivés..... 217

Figure 90.Carte synthétique morphostructurale et de subsurface de la Jeffara..... 219

Figure 91. Modèle illustrant le contexte géodynamique de la Jeffara maritime..... 221

Figure 92. Log synthétique illustrant les formations réservoirs mésozoique de la Jeffara..... 233

Liste des Tableaux

Tableau 1. Caractéristiques d'une scène LANDSAT 7 ETM. *71*

Tableau 2. Liste des cartes topographiques au 1/50 000 disponibles *73*

Tableau 3. Liste des cartes topographiques au 1/100 000 disponibles *73*

Tableau 4. Liste des cartes géologiques au 1/50 000 disponibles *73*

Tableau 5. Liste des cartes géologiques au 1/100 000 disponibles *74*

Tableau 6. Inventaire des puits pétroliers couvrant la Jeffara orientale *74*

Tableau 7. Inventaire des puits couvrant le Sud du Permis Ksar Hddada (SE Jeffara) *74*

Tableau 8.Caractéristiques techniques des campagnes de sismique réflexion 2D disponibles sur la Jeffara orientale *75*

Tableau 9. Caracteristiques techniques des campagnes B93 et UT82 de sismique réflexion 2D disponibles sur le permis de Ksar Haddada *75*

Tableau 10. Relation Temps – Profondeur dans le puits W31 ..... *88*

Tableau 11. Relation Temps – Profondeur dans le puits W30 ..... *88*

Tableau 12. Relation Temps – Profondeur dans le puits W28 ..... *89*

Tableau 13. Relation Temps – Profondeur du puits W24 ..... *89*

Tableau 14. Relation Temps – Profondeur du puits W15 ..... *90*

Tableau 15. Relation Temps – Profondeur dans le puits W17 ..... *90*

Tableau 16. Relation Temps – Profondeur dans le puits W23 ..... *90*

Tableau 17. Caractéristiques des campagnes sismiques B93 et UT83 ..... *116*

Tableau 18. Puits utilisés dans le calage des données sismiques *116*

Tableau 19. Relation Temps-Profondeur dans le puits W1 ..... *117*

Tableau 20. Relation Temps – Profondeur dans puits W2 ..... *117*

Tableau 21. Relation Temps – Profondeur dans puits W3 ..... *117*

Tableau 22. Technical Survey Data (ETAP) *193*

Références bibliographiques

Abbes, Ch., 2004. Structuration et évolutions tectono-sédimentaires mésozoiques et cénozoiques associées aux accidents bregmatiques à la jonction des marges téthysienne et nord-africaines de la chaine nord-sud, Tunisie centrale. Thèse es Sciences, Univ. Tunis, 437 p.

Abdelkhalek, R., 2013. Accélération matérielle pour l'imagerie sismique : modélisation, migration et interprétation. Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux I, 136 p.

Affian K., 1986. Incidence réciproque des structures océaniques et continentales sur l'évolution du domaines ouest africain (golfe de Guinée et Coté d'Ivoire méridionale). Analyse morphostructurale. Thèse de Doctorat en Océanologie, Univ. Bordeaux I, 337p.

Aissaoui, S., 2005. Evaluation géologique du permis Ksar Haddada. Rapport interne, ETAP, 26 p.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., Stein, S. 1989. Closure of the Africa-Euroasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. J. Geophys. Res., V. 94, pp. 5585-5602.

Arnaud M., et Emery X., 2000. Estimation et interpolation de données spatiales, Méthodes déterministes et méthodes géostatistiques. Edit Hermès, Paris, 224 p.

Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting Southern Europe and Nothern Africa result of a right-lateral shear zone between the Appalachian and the Ourals. Bull. Geol. Soc. Am. V. 88, pp. 1305-1320.

Aubouin J., Debelmas J., 1980. L'Europe alpine : les chaines périméditerranéennes. Introduction. Mem. B.R.G.M, Paris, n°115, pp. 62-66.

Austin, J.R., Blenkinsop, T.G., 2008. The Cloncurry Lineament: Geophysical and geological evidence for a deep crustal structure in the Eastern Succession of the Mount Isa Inlier. Precambrian Research 163 (1-2), pp. 50–68.

Baird, D.W., 1967. The Permo-Carboniferous of southern Tunisia. Guidebook to the Geology and History of Tunisia. Petrol. Expl. Soc. of Libya, Tripoli. 9th Annual Field Conf., pp. 85– 107.

Bajanik S., 1972. Précambrien en Tunisie (Plate-forme saharienne), Notes Serv. Géol. Tunisie, Tunis, 40, pp. 5-17.

Baroni, C., Noti, V., Ciccacci, S., Righini, G., et Salvatore, M.C. 2005. Fluvial origin of the valley system in northern Victoria Land (Antarctica) from quantitative geomorphic analysis. GSA Bulletin, 117, pp. 212-228.

Barrier, E., Bouaziz, S., Angelier, J., Creuzot, J., Ouali, J., Tricart, 2002. Evolution in the Saharian platform (Southern Tunisia). Tectonophysics 357, pp. 227–253 P., 1993. Paleostress. Geodyn. Acta 6 (1), 39– 57.

Barrier, E., Bouaziz, S., Angelier, J., Creuzot, J., Ouali, J., Tricart, P., 1993. Paleostress evolution in the Saharian platform (Southern Tunisia). Geodyn. Acta 6 (1), pp. 39-57.

Barrier E., 1992. Tectonic analysis of a flexed foreland : The Ragusa Platform. Tectonophysics, V. 206, pp. 91-111.

Bédir M., 1995. Mécanismes des bassins associés aux couloirs de coulissements de la marge atlasique de la Tunisie : simostratigraphie, seismo-téctonique et implications pétrolières. Thése de Doctorat en Sciences géologiques, Univ. Tunis II.

Bédir, M., 1988. Géodynamique des basins sédimentaires du Sahel de Mahdia (Tunisie Orientale) de l'Aptien à l'Actuel, sismostratigraphie, sismo-tectonique et structurale. Répercussions pétrolières et sismiques. Thèse de 3ième cycle, Univ. Tunis II, 242 p.

Belabbes S., 2008. Caractérisation de la déformation active par l'Interférométrie Radar (InSAR): Failles sismiques aveugles et cachées de l'Atlas Tellien (Algérie) et du Rif (Maroc) le long de la limite des plaques Afrique-Eurasie. Thèse de Doctorat., Univ. Louis Pasteur , Strasbourg I, 226 p.

Bel Kadhi F., Achech M.H., Ben Gacha A., 1996. Evaluation du potentiel pétrolier du Permis El Ouara, Rapport interne, ETAP.

Ben Ayed N., 1993. Evolution Tectonique de l'Avant-pays de la Chaîne Alpine de Tunisie du Début du Mésozoïque à l'Actuel. Ann. Mines Géol. Tunis, V. 32, 286 p.

Ben Ayed N., 1986. Evolution tectonique de l'avant pays de la chaine alpine de Tunisie du début du Mésozoique à l'Actuel. Thèse Doctorat.d' Etat, Univ. Paris-Sud, Cent-Orsay, 328 p.

Ben Ayed N.; Kessibi M., 1983. Sur l'évolution géodynamique de la Jeffara tunisienne au cours du Mésozoique. Notes Serv. Géol. Tunisie, N°47, pp. 41-54.

Ben Ayed ; Kessibi, 1981. Mise en évidence de deux couloirs de décrochement E-W dextre en bordure de la plateforme saharienne (Tunisie méridionale). Actes du 1er Congrés National des Sciences de la Terre, Tunis, Septembre. V. 1, pp. 291-301.

Ben Ferjani A., Burollet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum Geology of Tunisia. Mem. ETAP., V. 1, Tunis, ETAP, 194 p.

Ben Hassen M., Deffontaines B., Turki M.M., 2014. Analysis of Recent Deformation in the Southern Atlas of Tunisia Using Geomorphometry. Engineering Geology for Society and Territory, Springer international publishing, V.6, pp.147-152.pp.113-118.

Ben Hassen M., 2012. Analyse de la déformation récente dans l'Atlas méridional de la Tunisie par Géomorphométrie et Interférométrie radar (DINSAR). Thèse de Doctorat., Univ. Tunis II-Univ. Paris-Est, 335 p.

Ben Ismail M. H., 1991. Les basins mésozoïques (Trias – Aptien) du Sud de la Tunisie : Stratigraphie intégrée, caractéristiques géophysiques et évolution géodynamique. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ Tunis II, 446 p.

Ben Ismail M. H., 1982. Le Trias et le Jurassique Inférieur de l'extrême Sud tunisien: Etude de sondages profonds de terrain et synthèse paléogéographique. Thèse de 3éme cycle, Paris VI.

Ben Ouezdou H., Zouari H., et EL Ouhaichi L., 1999. Cartes géologiques au 1/100000 et notices explicatives des feuilles N° 75 de Gabès et N°83 Mareth. Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie

Benton M.J., Bouaziz, S., Buffetaut E., Martill D., Ouaja M., Soussi, M., Trueman C.N., 2000. Dinosaurs and other fossil vertebrates from fluvial deposits in the Lower Cretaceous of southern Tunisia. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, V. 157, pp. 217-231.

Berry, P. A. M., Garlick, J. D., & Smith, R. G. 2007. Near-global validation of the SRTM DEM using satellite radar altimetry. Remote Sensing of Environment, 106, 17−27.Bishop, W.F., 1975. Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 59 (3), pp 413–450.

Bishop T. N., Bube K. P., Cutler R. T., Langan R. T., Love P. L., Resnick J. R., Shuey R. T., Spindler D. A., Wyld H. W., 1985. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. Geophysics, 50(6):903–923.

Bismuth H., 1984. Les unités lithostratigraphiques du Miocène en Tunisie orientale. Soc. Sc. Terre, Tunisie. Tunis, 2p. 1pl., 1 fig. Journées de nomenclatures et de classification stratigraphique en Tunisie, 19-20 janvier.

Bodin S., Petitpierre L., Wood J. Elkanouni I., Redfern J., 2010. Timing of early to mid-cretaceous tectonic phases along North Africa : New insights from the Jeffara escarpment (Libya – Tunisia). J. African Earth Sc., V. 58, pp. 489-506.

Boote, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W., 1998. Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa, Geological Society of London, Special Publication. pp. 7–68.

Bouaziz, S., 1998. Carte Géologique de Sidi Toui au 1/100 000. Serv. Géol. Nat. Tunisie, feuille n°.109.

Bouaziz S., 1995. Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas sahariens (Tunisie méridionale) : Evolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse de Doctorat.d' Etat, Univ. Tunis II, 486 p.

Bouaziz S., 1995a. Cartes géologiques au 1/100000 et notices explicatives des feuilles N°92 de Medenine et N°100 de Kirchaou. Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie

Bouaziz S., 1995b. Carte géologique au 1/100000 et notice explicative de la feuille N°99 de Ghomrassen, Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie

Bouaziz S., 1986. La déformation dans la plateforme du Sud tunisien (Dahar et Jeffara) : Approche multiscalaire et pluridisciplinaire. Thèse 3ième cycle, Univ. Tunis, 180 p.

Bouaziz S., Jedoui Y., Barrier E., Angelier J., 2003. Néotectonique affectant les dépôts marins tyrrhéniens du littoral sud-est tunisien : implications pour les variations du niveau marin. C. R. Acad. Sc. Paris, V. 335, pp. 247-254.

Bouaziz S., Barrier E., Soussi M., Turki M.M., Zouari H., 2002. Tectonic evolution of the northern african margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. Tectonophysics, V. 357, pp. 227-253.

Bouaziz S., Barrier E., Turki M.M., Tricart P., 1999. La tectonique permo-mésozoïque (anté-vraconienne) dans la marge sud téthysienne en Tunisie méridionale. Bull. Soc. Geol. France, V. 170, pp. 45-56.

Bouaziz S., El Ouhaichi L., 1999. Carte géologique au 1/100000 et notice explicative de la feuille de Tataouine. Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie.

Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Tricart, P., Turki, M.M., 1998. Tectonic evolution of Southern Tethyan margin in southern Tunisia. In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.), Peri-Tethys Memoir: 3. Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms, vol. 177. Mem. Mus. Natl. Hist. Nat., Paris, pp. 215–236.

Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Turki, M.M., 1994. Paleostress in the Southern Tunisian platform. In: Roure, F. (Ed.), Peri-Tethyan Platforms. Technip Editions, France, pp. 179–196.

Bouaziz, S., Donze, P., Ghanmi, M., Zarbout, M., 1989. La série à dominante continentale (Oxfordien à Cénomanien) de la falaise du Dahar (Sud Tunisien); son évolution du Tebaga de Medenine à la frontière tripolitaine, Géologie Méditerranéenne 16, pp 67–76.

Bouaziz S. et Mello J., 1987. Etude géologique de la région de Tataouine, Rapport Interne, Projet de cartographie géologique du Sud tunisien, Office National des Mines, 139 p.

Boucher R.K., 1995. The relevance of lineament tectonics to hydrocarbon occurrences in the Cooper and Eromanga Basins, South Australia. Journal of Petroleum Exploration Society of Australia, Vol 21, pp. 69–75.

Boukadi N., 1994. Structuration de l'atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des noeuds et des zones d'interférences structurales au contact de grands couloirs tectoniques. Thése de Doctorat en Sciences Géologiques, Univ. Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis, 249p.

Bourgine, B., Baghdadi, N., 2005. Assessment of C-band SRTM DEM in a dense equatorial forest zone. Comptes Rendus Geoscience 337, pp. 1225–1234.

Bousquet J.C., Lanzafame G., Paquin C., 1988. Tectonic stresses and volcanism: in-situ stress measurements and neotectonic investigations in the Etna area (Italy), Tectonophysics, V. 149, pp. 219-231.

Bracene R., Patriat M., Ellouz N., Gaulier J.M., 2003. Subsidence history in basins of northern Algeria. Sedimentary Geology, V. 156, pp. 213-239.

Braun, J. and Sambridge, M., 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization. Basin Research, 9, pp. 27–52.

Burollet P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. Tectonophysics, V. 195, pp. 359-369.

Burollet P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Ann. Mines Geol., Tunis, V. 18, 345 p.

Burollet P. F., Desforges G., 1982. Dynamique des bassins néocrétacés en Tunisie. Mémoire Géologique, V.7, Univ. Dijon, pp. 381-389.

Burrough, P. A. and McDonell, R.A., 1998. Principles of Geographical Information Systems. Oxford University Press, New York, 190 p.

Busson, G., 1972. Le Mésozoique saharien, 2ième partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. 2 Tomes, édt. C.N.R.S. Géol. N°. 11. Paris, pp. 83-110.

Busson G., 1967. Le mésozoique saharien, 1ère partie : l'extreme Sud tunisien. Edition C.N.R.S., France, Serv. Geol., V. 8, 194 p.

Campy, M., Macaire, J.J., 1989. Géologie des Formations Superficielles. Edit. Masson, Paris, 430 p.

Carvalho J., 1995. Extraction automatique d'informations géomorphométriques (réseaux et surfaces enveloppes) à partir de Modèles Numériques de Terrain". Thèse de Doctorat es-Sciences, Univ. Pierre. et Maire. Curie, Paris, 172 pp.

Castany, G., 1954. L'accident Sud tunisien, son âge et ses relations avec l'accident Sud atlasique d'Alge´rie. C. R. Acad. Sci. Paris 238 (8), pp. 916– 918.

Chandoul H. Burrolet P.F., Ben Ferjani A., Memmi L., 1993. Receuil des coupes Types de Tunsie I : Trias et Jurassique. Mémoire n° 4, E.T.A.P, 95 p.

Charleux Demargne J., 2001. Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie : Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants. Thèse de Doctorat, Univ. Marne La Vallée, 275 p.

Charpentier F., 2006. Géomorphologie quantitative et géologie structurale en exploration : Analyse et quantification des relations surface/subsurface en domaine compressif. Rapport TTI Production, 115 p.

Che X., 2005. Extraction et reconstruction du réseau hydrographique à partir du modèle numérique de terrain. Thèse de Doctorat en Informatique.

Chikhaoui M., Turki M.M., Delteil J., 1991. Témoignage de la structurogenèse de la marge téthysienne en Tunisie, au Jurassique terminal – Crétacé (Région du Kef, Tunisie septentrionale). Geol. Méditerranéenne, Tome XVIII, N°3, pp. 125-133.

Chrisman N.R.1986. Obtaining information on quality of digital data.Proceedings of AutoCarto 8, London, vol. 1.

Chorowicz J., 1989. Transfer and transform fault zones in continental rifts: Examples in the Afro-Arabian rift system : Implications of crust breaking., Journal of African Earth Sciences and the Middle East, V.8, pp. 203 – 2014.

Chorowicz J., 1984. Intérêt de la cartographie géologique à petite echelle à partir d'images spatiales dans le Sud Est de la France, Bull. Centre Geomorph. CNRS, Caen, 28, pp. 83-85.

Chorowicz J., Deffontaines B., Huaman-Rodrigo D., Guiuande R., Leguern E. & Thouret J. C. 1992. SPOT Satellite Monitoring of the Eruption of Nevado Sabancaya Volcano (Southern Peru). Remote Sensing of Environment, V. 42, pp. 43-49.

Chorowicz, J., Kim, J., Manoussis, S., Rudant, J., Foin, P., et Veillet, I., 1989. A new technique for recognition of geological and geomorphological patterns in Digital Elevation Models. Remote Sensing of Environment, 29, pp. 229-239.

Clark C.D., Wilson, C., 1994. Spatial analysis of lineaments. Computers & Geosciences, V.20, pp. 1237-1258.

Colleuil and Guirant, 1976. Les déformations néotectoniques de la région de Nabeul en Tunisie. Colloque final ATP géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, Montpellier.

Collins S. H., 1975. Terrain Parameters Digital Form and Digital Terrain Model, The Canadian Surveyor, V. 26, N°5, pp. 507-518.

Daniel J.R.K. 1981. Drainage density as an index of climatic geomorphology. Journal of Hydrology, Vol. 50; pp. 147-154.

Darius Programme, 2009 – 2013. [En ligne]. Disponible sur internet : http://134.157.120.36/darius/index.html

D'Agostino N., Avallone A., Cheloni D., D'Anastasio E., Mantenuto S., Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. J. Geophysical Research, V. 113, 19 p.

D'Agostino, N., Selvaggi, G., 2004, Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements: J. of Geoph. Res, v. 109.

Deffontaines B., 2000. Formes et déformations de la surface terrestre : Approches morphométriques et applications. Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Pierre et Marie Curie, P6, 60 p.

Deffontaines B., 1991. Morpho-neotectonic and Morphostructural studies based upon digital terrain model (DTM): the Saverne and Luneville examples. Int. Coll. on Carpathians geology and the contribution of remote sensing tool exploration, Paris -La Défense, 22-24/05/1991.

Deffontaines B., 1990. Digital Terrain Model and Morpho-neotectonics, Application in the Strasbourg area, Rhinegraben, France. Bull. INQUA N.C., 13: pp. 58-59.

Deffontaines B., 1986 a. Approche géomorphologique de la néotectonique, Application à la région de Fougères (Ille et Vilaine), Principaux résultats scientifiques et techniques. B.R.G.M, pp. 63-64.

Deffontaines B., 1986 b. Approche géomorphologique des surfaces, un exemple d'application: le Nord du Fossé Rhénan (Bas-Rhin, France). Rapport Interne BRGM (Mém. D.E.A. Géomorphologie et Dynamique des Milieux Naturels, Paris VII - Institut de Géographie), 31 p.

Deffontaines B., Ben Hassen M., Ghedhoui R., 2014. Tunisia: A Mature Case Example of Structural Extrusion. Engineering Geology for Society and Territory, Springer international publishing, V.6, pp.147-152.

Deffontaines, B., Slama, T., Rebai, N., Turki, M.M., 2008. Tunisia structural extrusion revealed by numerical geomorphometry. Geol. Soc. Am. spec workshop, Potsdam.

Deffontaines B., Lacombe O., Angelier J., Chu H.T., Mouthereau E., Lee C.T., Deramond J., Lee J.E., Yu M.S., Liew P.M., 1997. Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach. Tectonophysics, V. 274, pp. 61-82.

Deffontaines B. Carvalho J., Chorowicz J., 1994a. A new multisource geomorphic approach based on DEM applied to neotectonics and mas balance of the Strasbourg area (eastern France), AGU Fall meeting special session Geomorphic constraints on tectonic processes.

Deffontaines B., Lee J.C., Angelier J., carvalho J., Rudant J.P., 1994b : New geomorphic data on the active Taiwan orogen: a multisource approach. J. Geophysical Research, V. 99, pp. 243-266.

Deffontaines B., Chorowicz J., 1991. Principle of drainage basin analysis from multisource data, Application to the structural analysis of the Zaire Basin. Tectonophysics, 1991, pp. 237-263.

DeMets, C., Gordon, R.G. & Vogt, P., 1994. Location of the Africa-Australia-India triple junction and motion between the Australian and Indian plates: results from an aeromagnetic investigation of the Central Indian and Carlsberg ridges, Geophys. J. Int., 119, 893–930.

DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F., Stein S., 1990. Current Plate Motions. Geophysical Journal International, V. 101, pp. 425-478.

Depraetere C. 1989. Le relief aussi s'informatise. Orston actualités, pp.15-18.

Depraetere C., 1984. Etudes géomorphométriques comparatives en Afrique du Sud : applications hydrologiques et géomorphologiques. Thèse de 3ème cycle en géographie, Univ. Paris-Sorbonne, PIV.

Dercourt J., Bassoulet J.P., baud A., Butterlin J., Camoin G., Cavelier C., Cacca F., Enay R., Fourcade E., Guiraud R., Lorenz C., Marcoux J., Masse J.P., Orzag F., Philip J., 1993. Paleoenvironmental atlas of the Tethys from Permian to Recent. 28th. Congrès International, Kyoto, Abstracts, V. 1, Kyoto, pp. 116.

Dercourt J. et al., 1986. Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. Tectonophysics, V. 123, 1986, pp. 241-315.

Deroin J. P., 1992. Méthodologie d'utilisation de l'imagerie satellitaire à haute résolution spatiale en zone tempérée : Apport à la connaissance géomorphologique, géologique et minérale des Cévennes et du Bas-Languedoc (Sud de la France). Thèse de Doctorat, Univ Pierre et Marie Curie (Paris 6), 293 p.

Devi R.K.M., Bhakuni S.S., Bora P. K., 2011. Tectonic implication of drainage setup in the Sub-Himalaya: A case study of Papumpare district, Arunachal Himalaya, India. Geomorphology, V. 127, pp. 14-31.

Dix, O.R., Jackson, M.P.A., 1981. Statistical analysis of lineaments and their relation to fracturing, faulting, and halokinesis in the East Texas Basin. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Austin TX, Report 110, 30 p.

Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., Sabat, F., 1999. On the interference between the early Apennines–Maghrebides back arc extension and the Alps-betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean. Bul. Soc. Geol. Ital.118, pp. 75– 89.

Dupéret A., Deffontaines B., 2004. Digital Analysis and Basic Shape Relief Extraction from DTM. International archives of photogrammetry remote sensing and spatial information sciences, V. 35, Part 2, pp. 810-815.

Duvernoy B., H'midi Z., 1994. L'objectif permien sur le rebord nord de la plate-forme saharienne en Tunisie méridionale. 4ième Journées d'Exploration Pétrolière, ETAP, Tunisie, pp. 287-297.

EducticeENSLyon [En ligne]. Disponible sur internet : http://eductice.enslyon.fr/EducTice/recherche/geomatique/veille/imagerie3d/MNT

Egreteau, A., 2005. Etude des variations de l'amplitude de la réflectivité du sous-sol après imagerie sismique en profondeur. Thèse de Doctorat, Ecole des Mines de Paris, 262 p.

ERSDA (Earth Remote Sensing Data Analysis Center), 2011. METI and NASA Release ASTER Global DEM [En ligne]. Disponible sur internet : http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/

ESRI 2009. Environmental Systems Research Institute, Inc., Help Topics, ArcInfo Help, version 9.3. ArcDoc, version 9.3.

Evans I. S., 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In R. J. Chorley ed. Spatial analysis in geomorphology, Methuen and Co. Ltd., London, pp. 17-90..

Falcidieno B., Spagnulo M., 1991. A new method for the characterization fo Topographic Surfaces. International Journal of GIS, 5 (4), pp. 397 – 412.

Ferjanoui M., Meskini A., Acheche M.H., 2001.Modeling of hydrocarbon generation and expulsion from Tannezuft and Aouinet Ouinine formations in southern Tunisia – North Africa. Rock the Foundation Convention, Canadian Society of Petroleum Geologists, 18 – 21 Juine, N 036 p1 – 10.

Ferjaoui M., Meskini A., 2000. Modélisation de la generation et de l'expulsion des hydrocarbures dans les bassins de Ghadamès, de la Jeffara et du Sud des Chotts, Rapport interne, ETAP.

Fichler, C., Rundhovde, E., Olesen, O., Saether, B.M., Ruelatten, H., Lundin, E., Dore, A.G., 1999. Regional tectonic interpretation of image enhanced gravity and magnetic data covering the mid-Norweigian shelf and adjacent mainland. Tectonophysics, V. 306 (2), pp. 183–197.

Florinsky, I.V., et Kuryakova, G.A., 2000. Determination for grid size for digital terrain modeling in landscape investigation-exemplified by soil moisture distribution at a microscale. International Journal of Geographical Information Science, 14, pp. 815-832.

Francois, C., 2001. Traitement sismique des données multitraces de la campagne FAUST relatives au bassin de Nouvelle-Calédonie. Mémoire de fin d'études, diplôme d'ingénieur, Ecole de Physique du Globe, Univ. Strasbourg I, 68 p.

Frappart F. 2006. Hydrologie spatiale : Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux. Thèse de Doctorat en Géophysique et Télédétection spatiale.

Frizon De Lamotte D., Leturmy P., Missenard Y., Khomsi S., Ruiz G., Saddiqi O., Guillocheau F., Michard A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia) : an overview. Tectonphysics V. 475, pp. 9-28.

Frizon De Lamotte, D., Michard A., Saddiqi S., 2006. Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. C. R. Geosc., V. 338, pp. 1-10.

Froidefoid J. X. 1982. Processus d'évolution d'un littoral sableux au cours de l'holocène.Application au domaine Aquitain. Présentation d'une méthode de géomorphologie dynamique et quantitative. Thèse d'état, Univ. Bordeaux I, 273 p.

Gabtni H., Alyahyaoui S., Jallouli C., Hasni W., Mickus K.L., 2012. Gravity and seismic reflection imaging of a deep aquifer in an arid region : case history from the Jeffara basin, southeastern Tunisia , Journal of African Earth Sciences, p. 85-97.

Gabtni H., Jallouli C., Mickus K.L., Turki M.M., 2011. Geodynamics of the Southern Tethysian Margin in Tunisia and Maghrebian domain : new constraints from integrated geophysical study, Arab Journal Geosciences

Gabtni H., Jallouli C., Mickus K.L., Zouari H., Turki M.M., 2009. Deep structure and crustal configuration of the Jeffara basin (Southern Tunisia) based on regional gravity, seismic reflection and borehole data : How to explain a gravity maximum within a large sedimentary basin ?. Journal of Geodynamics, 2009, pp. 142-152.

Gabtni H., Jellouli C., Mickus K.L., Zouari H., Turki M.M., 2005. Geophysical constraints on the location and nature of North Saharian Flexure in southern Tunisia. Pure Appl. Geophys., V. 162, pp. 2051-2069.

Garbrecht, J., Martz, L.W., 1994. Grid size dependency of parameters from digital elevation models. Computers and Geosciences, 20, pp. 85-87.

García Rodríguez J. L., Giménez Suárez M. C., 2010. Comparison of mathematical algorithms for determining the slope angle in GIS environment. Aqua-LAC - V. 2, pp. 78-82.

Ghedhoui R., Deffontaines B., Rabia M.C., 2014. New Structural and Geodynamic Coastal Jeffara Model (Southern Tunisia) and Engineering Implications. Engineering Geology for Society and Territory, Springer international publishing, V.6, pp. 139-146

Ghedhoui R., Deffontaines B., Rabia M.C., 2014. Neotectonics of coastal Jeffara (Southern Tunisia) : State of the art. Tectonophysics, soumis.

GLCF (2010). Global Land Cover Facility. University of Maryland http://www. landcover.org Last checked September 13, 2010.

Goldsworthy, M., Jackson, J., 2000. Active normal fault evolution in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns. Geological Society Journal, 157, pp. 967-981.

Greve, C.W., 1996. Digital Photogrammetry : An Addendum to the manual of photogrammetry. edited by C.W. Greve, ASPRS, Bethesda (MD), USA, 250 p.

Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B.J., Mauffret, A., Miles, P.R., Roberts, D.B., 1982, Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: A new model, Marine Geology, V. 45, pp. 63-77.

Grohmann C.H., Riccomini Cl., Alves F.M., 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. Computers & Geosciences, V. 33, pp. 10-19.

Guiraud, R., Maurin, J. C., 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé Inférieur : synthèse structurale, mise en evidence de deux phases dans la genèse des basins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines, Bull. Soc. Geol. Fr, 162 (5), pp. 811 – 823.

Hallett, D., 2002. Petroleum Geology of Libya. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 503 p.

Hlaiem, A., 1999. Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. Tectonophysics, V. 306, pp. 79-95.

Hocine F, Belhadj Aissa M, Haddoud A., Belhadj Aissa A, 2007. Extraction du réseau hydrologique à partir d'un mnt et utilisation du SIG pour l'étude du bassin versant, journées scientifiques inter-réseaux Hanoi.

Hodgson, M.E., 1995. What cell size does the computed slope/aspect angle represent ? Photogrammetric Engineering andRemote Sensing, 61, pp. 513-517.

Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A., Jenny, S., Goes, S., Giardini, D., 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy. Geophys. Res. Lett., v. 30.

Horn, B. K. P.,1981. Hill shading and the reflectance map. Proceedings of the IEEE, 69(1), pp. 14−47.

Horton R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 56, pp.275-370.

Horton R.E., 1932. Drainage basin characteristics. Trans. Am. Geophys. Union, V. 13, pp. 350-361.

Howard A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation, Bull. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, 51 (11), pp.2246-3428

Jallouli, C., Chikhaoui, M., Braham, A., Turki, M.M., Mickus, K., et Benassi, R., 2005a. Evidence of salt domes in the Tunisian Atlas from gravity and geological data. Tectonophysics, 396, pp. 209-225.

Jallouli, C., Chikhaoui, M., Braham, A., Turki, M.M., Mickus, K., et Benassi, R., 2005b. Reply to the discussion by C.J. Talbot on "Evidence of salt domes in the Tunisian Atlas from gravity and geological data". Tectonophysics, 406, pp. 255-258.

Jannane M., Beydoun W., Crase E., Cao D., Koren Z., Landa E., Mendes M., Pica A., Noble M., Roeth G., Singh S., Snieder R., Tarantola A., Trezeguet D., Xie M., 1989. Wavelengths of earth structures that can be resolved from seismic reflection data. Geophysics, 54(7), pp. 906–910.

Jedoui Y.,2000. Sédimentologie et géochronologie des dépôts littoraux quaternaires : reconstitution des variations des paléoclimats et du niveau marin dans le Sud-Est tunisien. Thèse de Doctorat, Univ. Tunis II, 338 p.

Jedoui Y., 1979. Etude hydrologique et sédimentologique d'une lagune en domaine méditerranéen : Le Bahiret el Bou ghrara. Thèse Doc. 3ième cycle. Univ. Bordeaux I, 190 p.

Jedoui Y.et Perthuisot J.P., 1997a. Notice de la carte géologique au 1/100000 N° 84 d'Ajim, Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie.

Jedoui Y. and Perthuisot J.P., 1997b. Notice de la carte géologique au 1/100 000 N93 de Zarzis. Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie.

Jenson S.K., Domingue J.O., 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 54 (11), pp. 1593 – 1600.

Jordan G., Meijninger B.M.L., Hinsbergen D.J.J.V., Meulenkarnp J.E., Dijk P.M.V., 2005. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. International J. Applied Earth Observation and Geoinformation, V. 7, pp. 163-182.

Juazein A., 1967. Contributions à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne. Tunisie septentrionale. Ann. Mines Geol., Tunis, V. 22, 415 p.

Kacem, J., 2004. Etude sismotectonique et évaluation de l'aléa sismique régional du Nord-Est da la Tunisie - Apport de la géophysique dans l'identification des sources sismogéniques. Tunis, Univ. Tunis El Manar, 168 p.

Kamoun F, 1988. Le Jurassique du Sud tunisien, témoin de la marge Africaine de la Téthys : Stratigraphie, sédimentologie et micropaléontologie, thèse de 3e cycle, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 237 p.

Kamoun F., 1981. Néotectonique en Tunisie: Essai de synthèse à partir d'exemples choisis le long des côtes, Actes du Premier Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis, Septembre 1981, pp. 417-421.

Kaveh F., Deffontaines B., 2006. Photointerpretation du Modèle Numérique de Terrain SRTM, pour l'étude des directions privilégiées de percolation (site de Bursa, Turquie). Photointerpretation, V. 42, pp. 19-29.

Kennelly, P.J., et Stewart, A.J., 2006. A uniform sky illumination model to enhance shading of terrain and urban areas. Cartography and Geographic Information Science. 33, pp. 21-36.

Kim Y.J., 1985. Reconnaissance automatique de formes géomorphologiques et géologique à partir de MNT, Thèse, Univ. Paris VII, 150 p.

Kreemer, C., Holt, W.E., 2001. A no-net-rotation model of present-day surface motions. Geophysical Research Letters, V. 28, pp. 4407-4410.

Kudo, T., Yamamoto, A., Nohara, T., Kinoshita, H., Shichi, R., 2004. Variations of gravityanomaly roughness in Chugoku district, Japan: relationship with distributions of topographic lineaments. Earth Planets Space 56 (5), e5–e8.

Leberl F., 1990. Radargrammetric Image Processing, Artech House, Norwood, 163p.

Lammali N., Recherche automatique du réseau hydrographique à l'aide d'un modèle numérique de terrain. Thèse de Doctorat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 144 p.

Le Pape S. ,1998. Analyse et quantification du réseau hydrographique : le réseau hydrographique comme objet vectoriel. Mémoire d'ingénieur, Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes (ESGT, France), 66 p.

Le Roux D., 1993. Modélisation des écoulements sur un Modèle Numérique de Terrain. Application aux crues et inondations du 22 Septembre 1992. Mémoire de fin d'études, Ingénieur ESGT, Ecole Sup. des Géomètres et Topographes, Parite II, 61 p.

Le Roux D., 1992. Contrôle de la cohérence d'un réseau hydrographique avec un modèle numérique de terrain, Mémoire de fin d'études, Ingénieur ESGT, Ecole Sup. des Géomètres et Topographes, Partie I, 67 p.

Lin, Z, et Oguchi, T., 2006. DEM analysis on longitudinal and transverse profiles of steep mountainous watersheds. Geomorphology, 78, pp. 77-89.

Mantelli, L. R., Rossetti, D. F., Albuquerque, P. G., Valeriano, M. M. 2009. Applying SRTM digital elevation model tounravel Quaternary drainage in forested areas of Northeastern Amazonia, Computers & Geosciences, V. 35, pp. 2331–2337.

Mari, J.L., 2001. Sismique de puits, cours de Géophysique, Univ. Lausanne – Institut Français du Pétrole (IFP)

Mari, J. L., Glangeaud, F., and Coppens, F., 1997. Traitement du signal pour géologues et géophysiciens. Editions Technip.

Masoud, A. A., Koike, K., 2011. Auto-detection and integration of tectonically significant lineaments from SRTM DEM and remotely-sensed geophysical data, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, V. 66, pp. 818 – 832.

Masoud, A., Koike, K., Teng, Y., 2007. Geothermal Reservoir Characterization Integrating Spatial GIS Models of Temperature, Geology, and Fractures. Proc.12th Conference of International Association for Mathematical Geology, Beijing, China, August pp. 26-31.

Massonnet, D., et Elachi, C., 2007. Highresolution land topography. C.R. Geoscience,

Massonnet D., Rossi M., Carmona C., Adragna F., Peltzer G., Feigl K., Rabaute T.,1993.The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature 364, pp. 138-142.

Mathieu, G., 1949. Contribution à l'étude des Monts Troglodytes dans l'Extrême Sud Tunisien. Ann. Mines et Géol., Tunis 4, 82 p.

Mattauer M., Tapponier R., Poust F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Geol. France, pp.521-526.

Mazagol P.O., Martin R., Porteret J., Thyriot C., Etlicher B. (2008): Pré-détermination de zones humides sur le bassin Loire-Bretagne. Conférence francophone ESRI « SIG 2008 », p.19.

McCullagh, M.J., 1988. Terrain and surface modelling systems: theory and practice. Photogrammetric Records, 12, pp. 747-779.

Mebe Program, 2002 – 2007. Barrier E., Vrielynck B., CNRS-Univ. Pierre et Marie Curie [En ligne]. Disponible sur internet : http://ccgm.free.fr/atlas_MEBE_fr.html

Medhioub K., 1984. Etude géochimique et sédimentologique du complexe paralique de la dépression de Ben Guerdane (Sud Est tunisien), Thèse Doctorat. Es Sciences, Univ Pierre et Marie Curie, Paris VI, 270 p.

Medhioub K., 1979. La Bahiret El Bibane, etude géochimique et sédimentologiques d'une lagune du Sud Est tunisien. Thèse de 3^{ième} cycle, Tarvaux du laboratoire de Géologie, Paris VI, 150 p.

Mejri, F., Burollet, P.F., Ben Ferjani, A., 2006. Petroleum geology of Tunisia, A renewed Synthesis. ETAP, 230 p.

Mejri L., 2012. Tectonique Quaternaire, paléosismicité et sources sismogéniques en Tunisie Nord-orientale : étude de la faille d'Utique. Thèse Doctorat., Univ. Toulouse – Univ. Tunis El Manar, 183 p.

Memmi, L., Burollet, P.F., Vitterbo, I., 1986. Lexique stratigraphique de la Tunisie. première partie: Précambrien et Palézoique. Notes Serv. Geol. Tunisie 53, 66 p.

METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS, 2009. ASTER Global DEM Validation, Summary Report, 28 p.

METI, NASA, USGS, 2009. ASTER GDEM Validation. Summary Report, 28 p.

Milbury, A.E.C., Smrekar, S.E., Raymond, C.A., Schubert, G., 2007. Lithospheric structure in the east region of Mars'dichotomy boundary. Planetary and Space Science 55 (3), pp. 280–288.

Miliaresis, G.C., 2006. Geomorphometric mapping of Asia Minor from globe digital elevation model. Geografiska Annaler, 88 A, pp. 209-221.

Miliaresis G.C., et Paraschou C.V.E., 2005. Vertical accuracy of the SRTM DTED level 1 of the Crete. International J. Applied Earth Observation and Geoinformation, V. 7, pp. 49-59.

Mitasova, H., et Hofierka, J., 1993. Interpolation by regularised spline with tension: Application to terrain modeling and surface geometry analysis. Mathematical Geology, 25, pp. 655-657.

Monier, P. 1997. Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application à la généralisation de l'orographie. Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 215 p.

Montgomery D. R., Brandon M. T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, Earth and Planetary Science Letters, Vol. 201, pp. 481-489.

M'rabet A., 1981. Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé Inférieur de Tunisie centrale. Thèse de Doctorat Es Sciences, Univ. Paris-Sud, Orsay,540 p.

M'Rabet, A., Mejri, F., Burollet, P.F., Memmi, L., Chandoul, H., 1995. Catalog of type sections in Tunisia, Cretaceous, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières, Memoir n 8A, 123 p.

M'Rabet A., Mejri F., Burollet P.F., Chandoul H., 1993. Receuil des coupes types de Tunisie. Crétacés, Mémoire ETAP, Tunis, N°8B, 123 p.

M'Rabet, A., Ben Ismail, H., Soussi, M., Turki, M.M., 1989. Jurassic rifting and drifting of North African margin and their sedimentary response in Tunisia. Abstracts vol 2 of 3, 28th International Geological Congress, Washington D. C, USA., July 9 – 19, pp. 2 – 473

NASA Science Mission, 2009 and 2012. [En ligne]. Disponible sur internet http://science.nasa.gov/missions/

Nocquet J.M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe Occidentale par géodésie spatiale, Thèse de Doctorat., Univ. Nice Sophia-Antipolis, 311 p.

Nocquet, J.M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe. Pure Appl. Geophys., V. 161, pp. 661-681.

Noquet, J.M., Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions. Geophys. J. Int., V. 154, pp. 72-88.

Oakey, G., 1994. A structural fabric defined by topographic lineaments: Correlation with Tertiary deformation of Ellesmere and Axel Heiberg Islands. Canadian Arctic. Journal of Geophysical Research 99 (B10), pp. 148 – 227.

Oguchi, T., Aoki, T., et Matsuta, N., 2003. Identification of an active fault in the Japanese Alps from DEM-based hill shading. Computers & Geosciences, V. 29, pp. 885-891.

Olivet, J.L., Auzende, J.M., & Beuzart, P., 1983. Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: A new model – Comment. Marine Geology, V. 53, pp. 237-238.

Ouajaa M., 2003. Etude sédimentologique et paléobotanique du Jurassique Moyen–Crétacé Inférieur du bassin de Tataouine (Sud-Est de la Tunisie), Thèse de Doctorat, Univ. Claude-Bernard, Lyon-1, 161 p.

Oueslati, A., 1993, Les côtes de la Tunisie, recherches sur leur évolution au Quaternaire, Volume Série 2 : Géographie Publications de la faculté des sciences humaines et sociales de Tunis, 402 p.

Oueslati A., 1986. Jerba et Kerkena (iles de la cote de la Tunisie) : leur évolution géomorphologique au cours du Quaternaire. Univ. Tunis 2ième série : Géographie. V. XXI.

Oueslati, A., 1985. Les dépôts holocènes liés au ruissellemnt sutr les côtes de la Tunisie: Notes Ser. Géol. Tunisie, v. 51, pp. 121-131.

Outtani, F., Addoum, B., Mercier, E., Frizon De Lamotte, D., Andrieux, J., 1995. Geometry and kinematics of the south front, Algeria and Tunisia. Tectonophysics V. 249, pp. 233–248.

Paskoff, R., Sanlaville, P., 1983. Les côtes de la Tunisie : variation du niveau marin depuis le Tyrrhénien. Édit. Maison Orient Mediterr. Lyon, V. 14, pp. 1-192.

Paskoff, R., Sanlaville, P., 1979. Le Quaternaire récent de Jerba et de la presqu'ile de Zarzis. Rev. Tunis Geogr., V. 3, pp.43-69.

Paskoff R., Sanlaville P., 1977. Les formations quaternaires de l'ile de Jerba (Tunisie) : essai sur les lignes de rivage. C.R. Somm. Soc. Geol., France, V. 4, pp. 217-219.

Patriat M., Ellouz N., Dey Z., Gaulier J.M., Ben Khilani H., 2003. The Hammamet, Gabes and Chotts basins (Tunisia) : a review of the subsidence history. Sediment. Geol. V. 156, pp. 241-262.

Payraudeau S., 2002. Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. Thèse Sciences de l'Eau, UMR Structures et Systèmes Spatiaux Cemagref-Engref, 436 p.

Pella H., Chandesris A., Wasson J.G., 2004. Constitution d'un système d'information à référence spatiale dans le contexte de la Directive cadre européenne sur l'eau. Ingénieries N°40, pp. 11-20.

Peri-Tethys Program, 1995 – 2000. [En ligne]. Disponible sur internet : http://ccgm.free.fr/atlas_peri_tethys_fr.html

Perthuisot J.P., 1985a. Carte géologique au 1/50000 et notice de la feuille N°171de Zarzis. Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie.

Perthuisot J. P., 1985b. Cartes géologiques au 1/50.000 et notices explicatives des feuilles N°148 de Houmet Essouk, N°149 de Midoun, N° 159 de Jorf et N° 160 de Sidi Chamakh. Publications, Serv. Geol. Nat. Tunisie.

Perthuisot, J.P., 1981. Diapirism in northern Tunisia. Journal of Structural Geology, 3, pp.231-235.

Perthuisot J. P., 1977. Le Lambeau de Tlet et la structure néotectonique de l'ile de Jerba (Tunisie), C. R. Acad. Sc. Paris.

Perthuisot J.P., 1975. La Sebkha el Melah de Zarzis : Genèse et évolution d'un bassin salin paralique, Travaux du Lab. Géologie, 1975, ENS, Paris 9, 152 p.

Peybernès, B., Vila, J.-M., Souquet, P., Charrière, A., Ben Youssef, M., Zarbout, M., 1996. Trois gisements de Brachiopodes dans le Crétacé Inférieur tunisien. Batalleria (Barcelona) 6, pp 45–58.

Peybernès, B., Almeras, Y., Ben Youssef, M., Kamoun, F., Mello, J., Rey, J., Zargouni, F., 1985. Nouveaux éléments de datation dans le Jurassique du Sud-tunisien (plate-forme saharienne). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences – Series IIA – Earth and Planetary Science 300, pp. 113–118.

Philip, H., Meghraoui, M., 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the el Asnam Earthquake of October 10, 1980. Tectonics, V. 2, pp. 17-49.

Pienovi, C ., Spagnuolo, M. 1984. Handling discrete surfaces by analysis and simulation, computer and graphics, 18(6), pp785-793

Pike R.J., Dikau R., 1995. Advances in geomorphometry, Z. Geomorphol., N.F. Suppl.Bd. 101, 238 p.

Poix, C., Sefiha, E. 1999. Un outil simple pour la génération de modèles numériques de terrains. In Cybergeo N°77, Paris

Polidiori L.,1991. Validation de modèles numériques de terrain : Application à la cartographie des risques géologiques. Thèse de Doctorat, Univ. Paris 7, 73 p + Annexes.

Prud'homme R., 1972. Analyse morphostructurale appliqué à l'Aquitaine occidentale et au golfe de gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. de Bordeaux I., 365 p.

Rabia M. C., 1998. Système d'Informations Géo-scientifique et Télédétection multi-capteurs : Application à une étude mult-thèmes de la Jeffara orientale. Thèse de Doctorat, Univ. Tunis II, 320 p.

Rabia M.C., 1996. GIS integration of remote sensing, topographie and sismic data to analyse the morphostructure and sismotectonics. The case of the Jeffara maritime, Tunisia. World Conference on Natural disaster mitigation, Cairo (Egypte), 5-6 Jannuary, 1996.

Rabia M.C., 1995. Analyse de la zone intertidale de la presque île de Zarzis : Géomorphologie côtière et bilan sédimentaire. Complémentarité des données optique et radar. Proceedings du Séminaire international sur les données radar Blobesar, Amman,,22-26 Mars, 1995.

Rabia M.C., 1993. Cartographie des conditions hydrophysiques, géomorphologiques et anthropiques en relation avec l'évolution du littoral de la Jeffara orientale (Sud de la Tunisie) : contribution de la télédétection spatiale. 5ième Journées scientifiques du réseau de Télédétection de l'UREF, Tunis, pp. 21-24.

Rabia M.C., Zargouni F., Tlig S., 1997. Analyse morphostructurale de la Tunsie du SE. Intégration des données topographiques, bathymétriques et de télédétection, GER'97, Ottawa, 24-30 Mai, 1997, 19 p.

Rabus B., Eineder M., Roth A., Bamler R., 2003. The shuttle radar topography mission—A new class of Digital Elevation Models acquired by spaceborne Radar. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, V. 57, pp. 241-262.

Rapports géologiques finaux des puits pétroliers (de W1 à W32). Rapports internes, ETAP

Rapports techniques des campagnes de sismique réflexion 2D MT, MTB, 82KR, M84, M82, B93 et UT82. Rapports internes, ETAP.

Rapports VSP des puits W1, W2, W3, W15, W17, W23, W24, W28, W30, W31. Rapport internes, ETAP.

Raulin C., De Lamotte D.F., Bouaziz S., Khomsi S., Mouchot N., Ruiz G., Guillocheau F., 2011. Late Triassic-early Jurassic block tilting along E-W faults, in southern Tunisia : New interpretation of the Tebaga of Medenine. J. Afric. Earth Sc., V. 61, pp. 94-104.

Rebai N., Slama T. et Turki M.M. 2007: Evaluation de différentes méthodes d'interpolation spatiale pour la production d'un MNT à partir des données topographiques dans un SIG. Revue XYZ, N° 110, pp.23-33.

Readme file ASTER GEDM, 2011

Riazanoff S., 1989. Extraction et analyse automatiques de réseaux à partir de Modèles Numériques de Terrain, contribution à l'analyse d'images de télédétection. Thèse, Univ. Paris VII, 84p.

Riazanoff S., Cervelle B., Chorowicz J., 1988. Ridge and valley line extraction from digital terrain models. International Journal of Remote Sensing, 1366-5901, Vol. 9, Issue 6, pp. 1175 - 1183.

Ricou L.E., 1992. Une frontière de plaques au sein de la Pangée Permo-triasique. La place du Maroc. Notes Mem. Serv. Geol., V. 366, Rabat, pp. 83-94.

Rousseaux F., 2006. Caractérisation d'erreurs sur un modèle numérique de terrain en fonction de zones morphologiques. Bulletin d'information scientifique et technique de l'IGN n° 75, pp.95-100.

Rousseaux F., 2004. Etude des modèles numériques de terrain pour améliorer la fiabilité des calculs d'aléas et de vulnérabilités. Thèse de Doctorat, Univ.Marne-la-Vallée, 161 p.

Rouvier H., 1977. Géologie de l'extrême Nord tunisien. Thèse de Doctorat, Univ Pierre et Marie Curie, 1000 p.

Rowan, L.C., Bowers, T.L., 1995. Analysis of linear features mapped in Landsat thematic mapper and side-looking airborne radar images of the Reno 1 degree by 2 degree Quadrangles, Nevada and California; implications for mineral resource studies. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 61 (6), pp. 749 – 759.

Rowland, J.V., Sibson, R.H., 2004. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Geofluids 4 (4), pp. 259–283.

Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H, Ushijima, K., 2005. Subsurface structural mapping using gravity data of Hohi Geothermal Area, Central Kyushu, Japan. Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey.

Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy. Geological Society of America Bulletin, 67, pp. 597-646.

Sebei, K., 2008. Etude sismostratigraphique de la plateforme de Halk el Menzel : rampe carbonatée sous contrôle de l'eustatisme et de la tectonique. Thèse Sciences Géologiques, Univ. Tunis-El Manar, 151 p.

Sebei, K., Inoubli, M.H., Boussiga, H., Tlig, S., Alouani, R., Boujamaoui, M., 2007. Seismic stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk El Menzel region, NE Tunisia. J. Afr. Earth Sci. 47 (I), pp. 9–29.

Sébrier, M., Ghafiri A., Blµes. J. L., 1991.Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region of moderate seismicity. J. Geodyn., 24, pp. 207- 217.

Sella G. F., Dixon T. H., Mao A., 2002. REVEL: A Model for Recent Plate Velocities from Space. Journal of Geophysical Research, Vol. 107, N° B4, 2081, 10.1029/ 2000JB000033

Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P. ET Gasperini P., 2007. Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanism and GPS data, Geophysical Journal International, Vol.169, pp. 1180-1200.

Shortridge, A.M., 2006. Shuttle Radar Topography Mission Elevation data error and its relationship to land cover. Cartography and Geographic Information Science, 33, pp. 65-75.

Shortridge, A.M., 2001. Characterizing uncertainty in digital elevation models.Ch 11, in Hunsaker, C.T., Goodchild, M.F., Friedl, M.A., et Case, T.J., Spatial uncertainty in Ecology: implications for Remote Sensing and GIS Applications. NY, Edition Springer, pp. 238-257.

Shortridge A M., Messina. J., 2011. Spatial structure and landscape associations of SRTM error. Remote Sensing of Environment 115 pp. 1576–1587

Shreve R.L., 1967. Infinite topologically random channel network. Journal of Geology, Chicago, 75, pp. 178-186.

Sillard N. TP ARCGIS, 2007. [En ligne]. Disponible sur internet : http://www.ensg.ign.fr/FAD/Supports_de_Cours.html

Silverman, B.W., 1986. Density Estimation for Statistics and Data Analysis. New York: Chapman and Hall.

Skidmore A., 1989. A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model. International Journal of Geographical Information Systems, Vol. 3, pp. 323-334.

Slama T., 2008. Conception orienté objet d'un SIG pour l'analyse quantitative morpho-structurale et morpho-néotectonique (tectonique active) de la partie nord-est de la zone des diapirs, Tunisie septentrionale, méthode numérique et applications. Thèse de Doctorat, Univ. Tunis El Manar, Fac. Sc. Tunis, 476 p.

Slama, T., Rebai, N., et Turki, M.M., 2004a. A comparison of spatial interpolation methods for DEM production from topographic data. 32nd IternationalGeological Congress, Florence, Italy, August, Abstracts (part I). 179 p.

Slama, T., Rebai, N., et Turki, M.M., 2004b. The Northern Tunisia GIS, a comprehensive multisources geocoded database for studies geological processes in the northern Tunisia. 32nd Iternational Geological Congress, Florence, Italy, August, Abstracts (part I), 429 p.

Strahler A., 1952. Hypsometric (area-altitude curve) analysis of erosional topography, Geological Society of America, Bulletin 63, pp. 1117-1141.

Srarfi D, 2006 Biostratigraphie, biodiversité, taphonomie et paléoenvironnements des niveaux à vertébrés du Jurassique–Crétacé du Sud-Est de la Tunisie : Implications paléobiogéographiques, Thèse, Univ. Claude-Bernard, LyonI, 300 p.

SRTM Data. [En ligne]. Disponible sur internet : http://srtm.csi.cgiar.org/

Suchandt S., Eineder M., Breit H., Runge H, 2006. Analysis of ground moving objects using SRTM/X-SAR data, ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing 61. pp. 209–224

Taktak F., Bouaziz S., Tlig S., 2012. Depositional and tectonic constraints for hydrocarbon targets of the Lutetian–Langhian sequences from the Gulf of Gabes — Tunisia, Journal of Petroleum Science and Engineering 82-83, pp. 50–65.

Taktak F., Kharbachi S., Bouaziz S., Tlig S., 2010. Basin dynamics and petroleum potential of the Eocene series in the gulf of Gabes, Tunisia, Journal of Petroleum Science and Engineering 75, pp. 114–128.

Tannous I., Le Goff F., Julien, P., 1997. Méthodologie de production de MNT par fusion de données mixte Radar/Optique, Bulletin SFPT, 148 p.

Terraimaging, 2003 – 2013. [En ligne]. Disponible sur internet : (http://www.terraimaging.de/index.php/fr/technologie/laserscanning, 2003 - 2013

Tlig S., 1978. Les conditions de dépôt du Jurassique Supérieur et du Crétacé Inférieur du Sud tunisien, Etude sédimentologique et géochimique. – Thèse 3ème cycle, Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay), 144 p.

Touati, M.A., 1985. Etude géologique et géophysique de la concession Sidi el Itayem en Tunisie Orientale-Sahel de Sfax, The`se 3e`me Cycle. Univ. Paris VI, France, 255 pp.

Touati M. A. et Rodgers M. R., 1998. Tectono-stratigraphic history of the Southern Gulf of Gabes and the hydrocarbon habitats, Proceedings of the 6th Tunisian Petroleum Exploration Production Conference, Tunis, Mai, 1998, pp. 343-370.

Treccani . [En ligne]. Disponible sur internet : http://www.treccani.it/enciclopedia/sismologia/

Trigui A., 1989. Les séries mésozoïques et cénozoïques des forages du permis Kirchaou (Sud tunisien), IVième Journées de l'Exploration Pétrolière en Tunisie. Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières, Mem. Sp 3, pp 345 – 368.

Tucker G.E., Catani F., Rinaldo A. & Bras R.L. 2001: Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. Geomorphology, Vol. 36, Issues 3-4, pp. 187-202.

Tunisian Stratigraphic Chart, 2001.

Turki M.M., 1985. Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan-Nebhana. Thèse Doctorat.d' Etat, 252 p.

USGS, 2009. [En ligne]. Disponible sur internet :http://www.usgs.gov/.

Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., et Villegas, H., 2005. The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. Tectonophysics, 399, pp.313 329.

Viveen, W., Van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M., Vidal-Romani, J.R., 2012. Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. Tectonophysics, 544-545, pp. 13-30.

Wilson J.P., Gallant J.C, 2000. Terrain Analysis: Principles and Applications. Publié par: John Wiley and Sons, New York. 479p.

Yelles-Chaouche, A.K., Ait-Ouali, R., Bracene, R., Derder, M.E.M., Djellit, H., 2001. Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie). Bull. Soc. Géol, France 172, pp. 285–293.

Yilmaz, O., 2001. Seismic data analysis : processing, inversion, and interpretation of seismic data, Society of exploration geophysicists, Vol I and II.

Yoeli P., 1983. Digital Terrain Models and their cartographic and cartometric utilisation. The Cartographic Journal, V. 20, N°1, June 1983.

Zarbout M. et Ghanmi M., 1993. Carte géologique de Bir Touila 1/100 000, Serv. Geol. Nat. Tunisie.

Zargouni F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse Doctorat.d' Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. Edit. Mem. I.N.R.S.T., V. 3, 302 p.

Zouari, H., Kamoun, Y., Regaya, K., Amouri M., Mamou A.,, Ouhaichi L., 1996. Carte géologique au 1/100 000 et notice explicative de Matmata. Cent. Sc. Terre (INRST) et Serv. Géol. (ONM), Tunis, feuille no. 91.

.

TABLE DE MATIERES

RÉSUMÉ 17
ABSTRACT 21
PREMIÈRE PARTIE: 25
INTRODUCTION GÉNÉRALE 25
CHAPITRE 1 27
INTRODUCTION 27
1. Problématique 27
2. Objectifs de l'étude 28
3. Choix de la zone d'étude 30
4. Approche méthodologique 31
CHAPITRE 2 33
CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA JEFFARA 33
1. Cadre géographique et géologique de la zone d'étude 33
1.1. Présentation géographique 33
1.2. Présentation des ensembles morphostructuraux du Sud tunisien 35
2. Cadre géologique de la Jeffara 37
2.1. Historique des travaux 37
2.2. Aperçu structural néotectonique 40
2.3. Aperçu géodynamique 41
2.4. Stratigraphie et paléogéographie 45
3. Intérêts économiques de la Jeffara 69
CHAPITRE 3 71
DONNÉES ET OUTILS 71
1. Collecte de données disponibles 71
1.1. Données de surface (Base de données carto, MNT, Terrain) 71
1.1.1. Données téléanalytiques 71
1.1.2. Cartes topographiques 73
1.1.3. Cartes géologiques 73
1.2. Données de subsurface 74
1.2.1. Puits pétroliers 74
1.2.2. Lignes de sismique réflexion 2D 75
2. Outils 75

DEUXIÈME PARTIE 77
APPORTS DES DONNÉES DE SUBSURFACE A L'ETUDE DE LA GÉOMÉTRIE STRUCTURALE DE LA JEFFARA PAR L'ANALYSE DE PROFILS DE SISMIQUE RÉFLEXION 2D 77
CHAPITRE 1 79
PRÉSENTATION DE LA TECHNIQUE DE SISMIQUE REFLEXION 2D 79
1. Définition 79
2. Traitement des données sismiques 80
2.1. Phase de pré-traitement 80
2.1.1. Corrections d'amplitude 80
2.1.2. Corrections dynamiques (NMO) 81
2.1.3. Corrections de pendage (Dip Move Out, DMO 81
2.2. Phase de construction du modèle de vitesse initiale 81
2.3. Phase de migration 81
2.4. Propagation des ondes sismiques 82
2.5. Sismique des puits 83
2.5.1. Sismosondage 83
2.5.2. Profil sismique vertical (PSV) 84
Conclusions 85
CHAPITRE 2 87
INTERPRÉTATION GÉOPHYSIQUE DE LIGNES DIRECTIONNELLES DE SISMIQUE RÉFLEXION 2D COUVRANT LA JEFFARA ORIENTALE 87
1. Logiciels utilisés 87
2. Calage 87
3. Interprétation des profils de Sismique Réflexion 2D disponibles 91
3.1. Profils P1 de direction NE –SW 91
3.2. Profils P2 de direction NE-SW et P3 de direction N-S 92
3.3. Profil P4 de direction NE-SW 94
3.4. Profil P5 de direction NE – SW 94
3.5. Profil P6 de direction NE-SW 95
3.6. Profil P7 de direction NE – SW 97
3.7. Profil P8 de direction NW-SE 99
3.8. Profil P10 de direction NW – SE 99

3.9. Profil P11 de direction NE – SW 100
3.10. Profil P12 de direction NW – SE 102
3.11. Profil P13 de direction WNW – ESE 103
4. Mise en place d'une carte de synthèse structurale néotectonique de subsurface de la Jeffara orientale 104
CHAPITRE 3 107
GÉOLOGIE STRUCTURALE DU BASSIN DE KSAR HADDADA (SUD EST DE LA JEFFARA - TUNISIE) : CONTRIBUTION DES PROFILS DE SISMIQUE RÉFLEXION 2D ET DE LA GÉOMATIQUE 107
1. Introduction 107
1.1. Etat de l'art 108
1.2. Présentation géographique et choix de la zone d'étude 108
1.3. Contexte géologique et géodynamique 109
1.3.1. Lithostratigraphie 109
1.3.2. Contexte structural 112
1.3.3. Evolution structurale 113
2. Methodologie et Résultats 115
2.1. Données altimétriques MNE SRTM 115
2.2. Profils de sismique réflexion 2D 116
2.2.1. Données disponibles : 116
2.2.2. Calage 116
2.2.3. Horizons pointés 117
2.2.4. Cartes sismiques obtenues 118
3. Discussions 121
3.1. Analyse des alignements morphostructuraux 121
3.2. Corrélation des puits pétroliers disponibles 123
3.3. Cartes isobathes 125
3.3.1. Carte isobathe au toit de la formation Tannezuft 125
3.3.2. Carte isobathe au toit de la formation Accacus 126
3.4. Potentiel pétrolier 127
3.4.1. Roche mère silurienne : Formation Tannezuft « les Hot shales » : Roche mère argileuse noire peu profonde 127
3.4.2. Roche réservoir et couvertures siluriennes : Formation Accacus : Réservoir gréseux marin peu profond et discontinu par érosion du sommet 128

3.5. Système pétrolier 128
3.5.1. Processus de maturation, génération et explusion des hydrocarbures 128
3.5.2. Subsidence 129
3.5.3. Processus de migration 129
4. Conclusions et limites 129
4.1. Conclusions 129
4.2. Limites 130
TROSIÈME PARTIE 131
APPORT DE L'ANALYSE DE LA SURFACE TOPOGRAPHIQUE A L' ETUDE MORPHOSTRUCTURALE DE LA JEFFARA 131
CHAPITRE 1 133
ANALYSE MORPHOMÉTRIQUE DU MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAINS ET SES DÉRIVÉS 133
1. Notion d'un MNT 133
1.1. Généralité : Modèle numérique de terrain 133
1.2. Diversité de sources des MNEs 134
1.2.1. Méthode d'acquisition des MNEs 134
1.2.2. Données altimétriques libres et MNEs dérivés 136
1.3. Format du MNE 140
2. Qualité des MNEs disponibles et choix du MNE 142
2.1. Notions de résolution planimétrique et précision altimétrique 142
2.2. Evalution d'un MNT 143
2.2.1. Principe 143
2.2.2. Application : validation des MNTs ASTER GDEM et SRTM 144
2.3. Choix du MNE 146
3. Conception et réalisation d'un MNT topographique de la Jeffara 147
4. Extraction des paramètres morphométriques à partir du MNE 149
4.1. Altitude 150
4.1.1. Principe 150
4.1.2. Application 150
4.2. Pente 151
4.2.1. Principe 151
4.2.2. Application à la zone d'étude 152

4.3. Exposition (Aspect) 153
4.3.1. Principe 153
4.3.2. Application à la Jeffara 154
4.4. Estompage et carte de relief 156
4.4.1. Principe 156
4.4.2. Application à la Jeffara 156
5. Mise en place d'une carte morphostructurale de synthèse 157
CHAPITRE 2 161
MORPHOLOGIE ET MORPHOMÉTRIE DU RÉSEAU DE DRAINAGE 161
1. Morphologie descriptive du réseau hydrographique 161
1.1. Définition 161
1.2. Principe 162
1.3. Classification descriptive ..... **Erreur ! Signet non défini.**
1.4. Classification descriptive 163
1.5. Hiérarchisation du réseau de drainage 167
2. Extraction automatique du réseau de drainage à partir du MNT SRTM 168
2.1. Principe 168
2.2. Application sur la Jeffara 169
3. Extraction manuelle du réseau hydrographique à partir des cartes topographiques au 1/100 000 172
4. Extraction des paramètres morphométriques à partir du réseau de drainage naturel de la Jeffara 174
4.1. Densité de drainage 174
4.1.1. Principe 174
4.1.2. Application à la Jeffara 174
4.2. Anomalies du réseau de drainage 176
4.2.1. Principe 176
4.2.2. Extraction des anomalies du réseau de drainage de la Jeffara 178
5. Carte de synthèse 180
CHAPITRE 3 183
NEOTECTONICS OF COASTAL JEFFARA (SOUTHERN TUNISIA) : STATE OF THE ART 183
1. Introduction 183
1.1. Geographic Presentation 184

2. Geologic setting 185
2.1. Neotectonic overview 185
2.2. Geodynamic history 185
3. Seismic settings 187
4. Methodology and Results 188
4.1. Digital Elevation Model (SRTM) and lineament analyses 188
4.2. New interpretation of the geologic maps and the contribution of the field work 190
4.3. Contributions of 2D seismic reflection profiles 193
4.3.1. Technical seismic survey presentation 193
4.3.2. Seismic interpretation 193
4.4. New interpretation of bibliographic microtectonic data 196
5. Discussions 199
6. Conclusions 200
DISCUSSIONS ET LIMITES 209
1. Apports des données de sismique réflexion 2D à l'étude de la subsurface de la Jeffara 209
1.1. Apport de l'interprétation des lignes directionnelles à l'étude morphostructurale de la Jeffara : Mise en place d'une carte structurale de subsurface 209
1.2. Apports des lignes sismiques pour la détermination du modèle géodynamique de Ksar Haddada 210
2. Apports des données de surface à l'étude morphostrucurale de la Jeffara : Mise en place d'une carte morphsotructurale synthétique 211
2.1. Contributions des données altimétriques du MNT SRTM 211
2.2. Topographie plane de la Jeffara et comblement des dépressions 213
2.3. Contributions de l'analyse du tracé du réseau hydrographique : 213
2.4. Apports de la relecture des cartes géologiques au 1/50 000 (Perthuisot, 1985ab) et des missions de terrain à la compréhension du contexte structurale de la Jeffara maritime 214
3. Superposition des données de surface et de subsurface et mise en place d'une carte structurale de synthèse 217
4. Implications géodynamiques 219
4.1. Nouveau modèle géodynamique illustrant l'évolution structurale de la Jeffara depuis la limite Crétacé sup. – Crétacé inf 219

4.2. Place de la tectonique salifère dans la structuration de la Jeffara 222
4.3. Seismicité 223
4.4. Place de la Jeffara dans le contexte de la marge africaine et dans le système de rapprochement Afrique-Eurasie 223
5. Limites 224
5.1. Données sismiques 224
5.1.1. Manque et qualité des profils sismiques 224
5.1.2. Conversion TWT – Profondeur : limite de la méthode des iso-vitesses 225
5.2. Découpage des puits et suivi des horizons 225
5.3. Terrain : conditions difficiles 226
5.3.1. Mauvais temps 226
5.3.2. Lithologie Mio-Plio-Quaternaire argilo-sableuse non propice à l'enregistrement des tectoglyphes 226
5.4. Données topographiques et géologiques 226
5.4.1. Homogénéisation de la mosaïque des cartes géologiques au 1/100000 226
5.4.2. Qualité des données topographiques disponibles 227
5.5. Limites du résesau de talwegs automatique 227
CONCLUSIONS GÉNÉRALES 229
1. Conclusions méthodologiques : 229
2. Conclusions thématiques 230
2.1. Synthèse morphostructurale et géodynamique et héritage tectonique de la Jeffara 230
2.2. Intérêts pétrolier de la Jeffara 231
2.2.1. Jeffara orientale 231
2.2.2. La région de Ksar haddada (SE de la Jeffara) 233
3. Perspectives 234
LISTE DES FIGURES **235**
LISTE DES TABLEAUX **241**
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES **243**