MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITÉ ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEN (ALGÉRIE)

THÈSE

Présentée à la Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
et Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

Pour l'obtention du Diplôme de

DOCTORAT en SCIENCES

FILIÈRE : Géophysique
SPÉCIALITÉ : Sismologie

Caractérisation des séquences sismiques récentes dans la région tectonique de la faille décrochante de Mcid Aïcha-Debbagh, Nord-Est de l'Algérie

HICHEM BENDJAMA

Présentée et soutenue publiquement le : 30 novembre 2022
Devant la commission d'examen :

MAROK Abbas	Président	Prof, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen
YELLES-CHAOUCHE Abdelkarim	Directeur de thèse	Directeur de Recherche, CRAAG Alger
ZENDAGUI Djawad	Examinateur	Prof, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen
DJEDIAT Yacine	Examinateur	Maître de Conférences "A", USTHB Alger
KHERROUBI Abdelaziz	Examinateur	Directeur de Recherche, CRAAG Alger

Résumé

Plusieurs techniques d'analyse sismologiques ont été utilisées pour caractériser l'évolution spatio-temporelle des séquences et des essaims récents de séismes dans la région tectonique de la faille Mcid Aïcha-Debbagh (MAD) située dans la région Nord Constantinoise. Dans cette région, la géométrie des failles actives, les modèles sismotectoniques et les processus mécaniques ont été étudiés dans trois zones distinctes de la faille : son extrémité orientale au niveau du bassin en pull-apart de Guelma, dans sa partie centrale de la faille dans les localités d'El Kantour, Sidi Dris et Mila, et à son extrémité occidentale, à sa jonction avec la faille de transfert des Babors. Au niveau de la bordure ouest du bassin pull-apart de Guelma, l'étude de l'événement de 2017 (Mw 3.0), de la séquence de 2021 (Mw 4.7), ainsi que des événements significatifs entre 2003 et 2016, a mis en évidence sur la faille NW-SE de Hammam Debbagh l'existence d'un mouvement décrochant dextre avec une composante normale, compatible avec les fractures d'extension observées au niveau de cette faille. Les séquences étudiées montrent une activité en essaim pour les segments de faille associés à des sources hydrothermales et une activité de chocs principale-répliques lorsque ces sources sont absentes. Ce lien de causalité très probable entre fluides et séismes permet ainsi une meilleure compréhension de la rupture au niveau du bassin de Guelma. Dans la partie centrale de la faille MAD, l'analyse des séquences survenues à El Kantour en 2017 (Mw 4.7) et en 2020 (Mw 5.3) a révélé la présence de deux segments de failles adjacents dont les mécanismes au foyer suivent un mouvement dextre sur des plans $\sim E-W$ appartenant à la zone de déplacement principale. L'événement de 2020 s'est produit en raison d'une contrainte statique cosismique associée à l'événement de 2017, processus contrôlé par la contrainte régionale. En revanche, les structures révélées suite aux séquences de Sidi-Dris en 2017 (avec deux Mw>3) et Mila en 2020 (Mw 4.8, Mw 5.0 et Mw 4.5) sont complexes. A Sidi-Dris, deux segments de failles transversales subparallèles orientées NNE-SSW de mouvement senestre recoupent MAD. A Mila, dans la zone sud de MAD nous somme en présence de failles conjuguées orthogonales dextre pour le plan NW-SE et senestre pour le plan NE-SW. Le mouvement dextre correspond au cisaillement synthétique R de Reidel. Tandis que la composante senestre correspond au cisaillement antithétique R'. L'expression sismique des deux séquences montre une activité en essaim, une migration, et une diffusion de pression fluide renseignant sur un processus fluide/faille en profondeur.Au niveau de l'extrémité occidentale, une nouvelle structure transversale a été identifée à travers la séquence Béjaia-Babors 2012-2013 (Mw 5.1, Mw 4.3, Mw 5.2 et Mw 5.0). La bordure Est de cette faille majeure transversale est identifiée par la séquence d'El Aouana 2020 (Mw 5.0). Les segments de Tizi N'Berber–Darguinah, Laâlam et la faille NNW-SSE en mer sont l'expression de la largeur de près de 50 km de la zone de transfert. L'ensemble forme un système de failles en échelon dextre orientée NW-SE, séparant les deux blocs de la Kabylie. La transition brutale entre les deux blocs se manifeste par une rotation de la contrainte de compression dans le sens des aiguilles d'une montre passant de NNW-SSE pour s'orienter N-S par rapport à la convergence oblique entre l'Afrique et l'Europe afin d'accommoder la convergence. La zone transversale relie le système de chevauchement (OFS) au large à la faille MAD, assurant le transfert de la contrainte de la zone de confrontation en mer à la zone de cisaillement parallèle à l'intérieur des terres. La nature variable de la sismicité de Mcid Aïcha-Debbagh a permis d'appréhender les couplages hydromécaniques et sismologiques. Ces différents résultats ont mis en évidence des éléments clés pour une modélisation future plus réaliste des risques sismiques.

Mots clés : *La faille de Mcid Aïcha-Debbagh, relocalisation relative, paramètre de la source, caractéristiques statistiques, mécanisme au foyer, tenseur de contrainte, ΔCFF, diffusivité des fluides.*

Abstract

Several seismological analysis techniques were used to characterize the spatio-temporal evolution of recent earthquake sequences and swarms in the tectonic region of the Mcid Aïcha-Debbagh (MAD) fault located in the Northern Constantine region. In this region, active fault geometry, seismtectonic patterns and mechanical processes were studied in three distinct zones of the fault : the eastern end at the level of the Guelma pull-apart basin, in the central part in the localities of El Kantour, Sidi Dris and Mila, and at the western end, at its junction with the Babors transfer fault. At the western edge of the Guelma pull-apart basin, the study of the 2017 event (Mw 3.0), the 2021 sequence (Mw 4.7), as well as significant events between 2003 and 2016, has highlighted the existence of a dextral strike-slip movement with a normal component on the NW-SE Hammam Debbagh fault, compatible with the extensional fractures observed on this fault. The studied sequences show a swarm activity for the fault segments associated with hydrothermal springs and a mainshock-aftershocks activity when these springs are absent. This highly probable causal link between fluids and earthquakes thus allows a better understanding of the rupture in the Guelma basin. In the central part of the MAD fault, analysis of the sequences occurring at El Kantour in 2017 (Mw 4.7) and 2020 (Mw 5.3) revealed the presence of two adjacent fault segments whose focal mechanisms follow a dextral motion on $\sim E-W$ planes belonging to the main displacement zone. The 2020 event occurred due to coseismic static stress associated with the 2017 event, a process controlled by regional stress. In contrast, the structures revealed following the 2017 Sidi-Dris (with two Mw>3) and 2020 Mila (Mw 4.8, Mw 5.0, and Mw 4.5) sequences are complex. At Sidi-Dris, two subparallel NNE-SSW-trending transverse fault segments of sinistral motion cross-cutting MAD. At Mila, in the southern zone of MAD, we are in the presence of orthogonal conjugate faults dextral for the NW-SE plane and sinistral for the NE-SW plane. The dextral motion corresponds to Reidel's synthetic R shear. While the sinistral component corresponds to the antithetic shear R'. The seismic expression of both sequences shows swarm activity, migration, and fluid pressure diffusion informing a fluid/fault process at depth. At the western end, a new transverse structure has been identified through the 2012-2013 Bejaia-Babors sequence (Mw 5.1, Mw 4.3, Mw 5.2 and Mw 5.0). The eastern edge of this major transverse fault is identified through the El Aouana 2020 sequence (Mw 5.0). The Tizi N'Berber-Darguinah, Laâlam and NNW-SSE offshore fault segments express the nearly 50 km width of the transfer zone. The whole forms a system of dexteral faults on echelon oriented NW-SE, separating the two blocks of Kabylia. The abrupt transition between the two blocks is manifested by a clockwise rotation of the compressive stress from NNW-SSE to N-S in relation to the oblique convergence between Africa and Europe to accommodate the convergence. The transverse zone connects the offshore thrust system (OFS) to the MAD fault, providing stress transfer from the offshore confrontation zone to the parallel inland shear zone. The variable nature of the seismicity of Mcid Aïcha-Debbagh allowed us to understand the hydromechanical and seismological couplings. These different results have highlighted key elements for a more realistic future modeling of seismic hazards.

Key words : *Mcid Aïcha-Debbagh fault,relative relocation,source parameter,statistical characteristics, focal mechanisms,stress tensor, ΔCFF, fluid diffusivity.*

Remerciements

Je suis profondément reconnaissant envers mes parents pour m'avoir encouragé et soutenu inconditionnellement tout au long de mes études et de ma vie.

Ces dernières années, la liste des personnes ayant contribué à la réussite de mon projet s'est considérablement allongée.

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma sincère gratitude à mon directeur de thèse, le professeur Abdelkarim YELLES-CHAOUCHE. Sans lui, cette thèse n'aurait jamais vu le jour. Il m'a donné une seconde chance après un tournant difficile dans ma carrière scientifique, m'a fait confiance et a mis les moyens nécessaires à ma disposition durant ces années de thèse. Je tiens également à le remercier pour sa gentillesse, les séances de « Zoom » et pour les nombreux encouragements et conseils qu'il m'a prodigués.

Je remercie mon collègue, le docteur Issam ABACHA pour avoir été une ressource inestimable sur le plan scientifique, professionnel et personnel ; je ne serais pas là non plus sans ses encouragements et son soutien, dont je lui suis très reconnaissant.

Jamais deux sans trois ; j'adresse tous mes remerciements à mon collègue et ami de long date : le docteur Oualid BOULAHIA. Troisième pilier sans qui la thèse se serait également éffondrée. C'est à ses côtés que j'ai compris ce que rigueur, précision et loyauté voulaient dire.

Mes respects et mes remerciements vont ensuite à mes professeurs et membres du jury Abbas MAROK, Djawad ZENDAGUI, Yacine DJEDIAT et Abdelaziz KHERROUBI qui me font l'honneur de présider, examiner et de juger mon travail.

Au CRAAG, je remercie mon chef de division, le directeur de recherche Hamoud BELDJOUDI, mes collègues Yahia MOHAMMEDI, Fethi SEMMANE, la défunte Mme Assia HARBI « Qu'Allah lui fasse miséricorde et lui accorde le paradis », mon ami le professeur Mohamed HAMDACHE, mon collègue docteur Zohir RADI et Docteur Khalissa LAYADI. Je tiens à remercier ceux qui m'ont fourni des données : le personnel de l'ADSN et Othmane BELHEOUANE avec qui j'ai collecté les données des stations portables « je te souhaite beaucoup de succès dans ton nouveau travail » et le chauffeur Hichem BENJALLOUL. Je remercie les deux chefs de stations régionales Mr. Kamel KHALLEF (station de Constantine) et Mr. mohand MEZIANE (sation de Sétif), qui ont toujours mis les moyens nécessaires pour le bon déroulement du travail ainsi que mes chers collègues que je côtoie depuis des années dans ces deux stations : Salim GUATTOUCHE "Monsieur Aide et Gentillesse", Youcef BENAYOUNE dont la porte m'était toujours ouverte en cas de problème informatique, Abdelrazek, Noureddine, Abdelouahab, Tarek RAMECHE, Said, Didine, Saber, Sofiane, kheir eddine AOUANE,

Haitem, Sofiane BENBAOUCHE. Les doctorants : El-Mahdi TIKHAMARINE « Un exemple à suivre dans la vie », Khaled ROUBECHE « Que ton mariage soit le reflet de ta vie future : pleine de surprises, de rebondissements, de bonheur et de tendresse. Félicitations !", Sofiane Taki-Eddine RAHMANI « le chat ne te pardonnerait jamais mon ami en dépit du fait que tu es la personne avec le cœur le plus doux que j'ai jamais connu ». Toute ma reconnaissance et toutes mes excuses à celles et ceux que je n'ai pas cité.

Ce travail n'aurait pas été présentable sans les corrections méticuleuses de Benjamin MESSE à travers ses alertes "longue phrase", "mieux en note de bas de page", etc. Les remerciements ne suffiront pas, je lui souhaite le meilleur dans la vie et l'au-delà. Je remercie également M. Boubekeur SAIFI pour la relecture du chapitre 1 et 3, Mme Djaouida CHARIF pour la relecture du chapitre 2. Le lien vers ces personnes incroyables a été tissé par mes frères Abdeldjalil BOUCHEHAM et Ahcene BOUCHABTOUL," j'espère qu'Allah l'a inscrit dans vos bonnes actions".

Enfin, je tiens à remercier mon épouse pour son réconfort et son soutien sans faille. Merci à ma fille Kawter et mes fils Younes et Yahia qui ont supporté mes longues journées d'absence pendant des années ; j'espère pouvoir leur rendre leur sacrifice un jour...

HICHEM BENDJAMA
Skikda, mai 2022

Table des matières

Résumé i
Abstract iii
Remerciements iv
Listes des Figures xii
Listes des Tableaux xiii

Introduction générale **1**

1 Les failles décrochantes : Définitions et concepts **7**
1.1 Introduction 7
1.2 Les Failles décrochantes 8
1.3 Lieu de formation des failles décrochantes 9
1.3.1 Mécanisme des failles de décrochement : cas de cisaillement pur 11
1.3.2 Extrusion tectonique : Indentation de la plaque Indienne 12
1.3.3 Convergence oblique et partitionnement 13
1.4 Structures associées aux failles de décrochements 14
1.4.1 Structures en fleur « *Flower structure*» 15
1.4.2 Inflexions et relais de faille 17
1.4.3 Zones de déformations de lèvre 21
1.5 Transpression et rotation des blocs pour accommoder la convergence Afrique-Eurasie : Cas de la zone d'étude 23
1.6 Conclusion 26

2 Contexte Géodynamique, Géologique et Sismotectonique **27**
2.1 Introduction 27
2.2 Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale 28
2.3 Déformation active de la région Nord Algérienne 31
2.4 Contexte géologique régional 34
2.5 Contexte tectonique 36
2.6 Contexte Sismotectonique et aléas sismiques autour du LKB 38
2.7 Conclusion 42

3 Données des campagnes sismiques et méthodes d'analyses **43**
3.1 Introduction 43
3.2 Présentation des données 44
3.2.1 Campagne de Béjaïa 2012-2013 44

3.2.2 Campagne Guelma-El Kantour 2016-2018 . . . 44
3.2.3 Campagne d'El Aouana 2020 (région de Jijel) . . . 45
3.2.4 Campagne d'El Kantour 2020-2021 . . . 46
3.2.5 Campagne de Guelma 2021 . . . 46
3.3 Dépouillement . . . 47
3.4 Localisation absolue et modèle de vitesse . . . 49
3.5 Relocalisation relative basée sur la forme d'onde . . . 51
3.6 Mécanisme au foyer et modélisation des sismogrammes . . . 52
3.7 Champ de contraintes par inversion des mécanismes au foyer . . . 57
3.8 Modélisation des variations de la contrainte de Coulomb . . . 59
3.9 Spectre de la source sismique, moment sismique et taille de la zone source . . . 61
3.10 Caractéristiques statistiques de l'occurrence temporelle des séismes . . . 64
3.11 Conclusion . . . 65

4 La région Est de la faille Mcid Aïcha –Debbagh : le bassin en pull-apart de Guelma 66
4.1 Introduction . . . 66
4.2 Contexte sismotectonique du bassin de Guelma . . . 67
4.3 Alimentation des sources hydrothermales de Guelma . . . 71
4.4 Séquence sismique de Hammam Debbagh, 2013-2014 . . . 73
4.5 Evènements sismiques de 2017 . . . 77
4.6 Séquence sismique de 2021 (Mw 4.7) . . . 78
4.7 Tenseur de contrainte actuel dérivé des mécanismes focaux dans le bassin de Guelma et ses éléments structuraux associés . . . 86
4.8 Discussion et conclusion . . . 93
4.8.1 Architecture de la faille Hammam Debbagh . . . 93
4.8.2 Modèle tectonique . . . 93
4.8.3 Les sources hydrothermales sont-elles une cause des essaims sismiques ? 95
4.8.4 Champ de contrainte actuel et la tectonique active . . . 98

5 La partie centrale de la faille Mcid Aïcha –Debbagh 100
5.1 Introduction . . . 100
5.2 Cadre sismotectonique du bassin nord Constantinois . . . 102
5.3 Étude de la séquence sismique de 4-5 mars 2017 le long de la faille Mcid Aïcha-Debbagh . . . 105
5.3.1 Résumé . . . 105
5.3.2 Motivation . . . 106
5.3.3 Méthodologies . . . 106
5.3.4 Géométrie des structures de failles . . . 109
5.3.5 Le régime de contraintes . . . 112
5.3.6 Aléa sismique . . . 113
5.4 Analyse de la séquence des répliques du séisme d'El Kantour (22 Novembre 2020, Mw 5.3) . . . 114
5.4.1 Paramètres de la source du choc principal . . . 114

5.4.2 Détermination des mécanismes au foyer et évaluation du champ de contrainte associé . . . 115
5.4.3 Caractéristiques statistiques : Distribution temporelle des séismes . . 121
5.4.4 Relocalisation relative de la séquence d'El Kantour Novembre 2020 : résultat préliminaire sans cross-corrélation . . . 124
5.5 Analyse de la séquence sismique de Mila en Juillet-Août 2020 . . . 128
5.5.1 Étude précédente sur les trois chocs forts . . . 128
5.5.2 Inversion des formes d'ondes des trois chocs . . . 130
5.5.3 Relocalisations et mécanismes aux foyers de la séquence de Mila juillet-août 2020, résultats préliminaires . . . 133
5.6 Discussion et conclusion . . . 137
5.6.1 Ellipsoïde de déformation . . . 138
5.6.2 Failles orthogonales conjuguées : implication tectonique . . . 138
5.6.3 Variations de la contrainte de Coulomb : Le champ de contrainte régional comme moteur de la rupture . . . 141
5.6.4 Expression sismique de l'interaction des failles et des fluides . . . 143
5.6.5 Interaction des failles et des fluides . . . 148

6 La région des Babors, extrémité Ouest de la faille Mcid Aïcha-Debbagh 151
6.1 Introduction . . . 151
6.2 Contexte géologique et sismotectonique de la région Béjaia-Babors . . . 152
6.3 Activité sismique récente dans la région de Bejaia-Babors : Le cas des séquences sismiques de Béjaïa de 2012-2013 . . . 156
6.3.1 résumé . . . 156
6.3.2 Problématiques . . . 156
6.3.3 Méthodologies . . . 157
6.3.4 La Géométrie des failles . . . 158
6.3.5 Les forces motrices (coaction chargement tectonique-fluide) . . . 158
6.3.6 La zone de transfert transversale . . . 160
6.3.7 Aléa sismique . . . 162
6.4 Le séisme d'El-Aouana du 24 janvier 2020 (Mw 5.0), dans le nord-est de l'Algérie : Aperçu d'une zone de cisaillement oblique dextre de Bejaia-Babors . . . 162
6.4.1 résumé . . . 163
6.4.2 Problématiques . . . 163
6.4.3 Méthodologies . . . 163
6.4.4 Géométrie et cinématique de la faille . . . 164
6.4.5 Analyse statistique de l'évolution spatio-temporelle . . . 166
6.4.6 Ellipsoïde de déformation . . . 168
6.4.7 Aléa sismique . . . 170
6.5 Discussion et conclusion . . . 172
6.5.1 Architecture du système de failles transversales . . . 172
6.5.2 Les forces motrices des évènements sismiques . . . 173
6.5.3 Répartition des déformations actives dans la région ouest du bloc de Petite Kabylie et rôle de la structure transversale . . . 175
6.5.4 La zone transversale de Bejaia-Babors est-elle une zone de cisaillement ? 177

6.5.5 Origine et évolution des relais (*stepover*) dans la zone de cisaillement . 179

Conclusion générale et perspectives **182**

Bibliographie **186**

Annexes **214**

A **215**

B **227**

C **246**

D **270**

Liste des figures

1.1 Failles décrochantes. (a)Décrochement senestre, ... 8
1.2 Le contexte tectonique des failles décrochantes, ... 9
1.3 Modèle de plan du mécanisme de cisaillement pur 11
1.4 Le modèle d'extrusion de blocs continentaux 12
1.5 Exemples modernes de failles de décrochement liées à des tranchées. 13
1.6 Caractéristiques tectoniques associées aux décrochements 14
1.7 Principales caractéristiques des structures en fleur 15
1.8 Arrangement spatial des structures associées en plan 16
1.9 Diagramme schématique de l'emplacement des zones de dommages 18
1.10 (a) Description de la différence entre inflexion et relais 19
1.11 A. Types de bassins pull-apart 20
1.12 (a) Orientation des cisaillements de Riedel 22
1.13 Panneaux supérieurs : Modèle cinématique d'une zone déformée avec rotation 23
1.14 Carte montrant la limite des plaques comme une étroite zone de déformation 24
1.15 Système actif de failles de décrochement de la région orientale de Tell. 25

2.1 (a) Esquisse tectonique de la région Méditerranéenne. 30
2.2 (a) Carte sismotectonique du nord de l'Algérie, montrant 33
2.3 (a) Configuration de la Chaîne Alpine 35
2.4 (a) Cadre géologique de la chaîne Tellienne algérienne 37
2.5 (a) Distribution de la sismicité autour 41

3.1 Carte de localisation des stations du réseau numérique sismologique permanent 44
3.2 Disposition des stations portables pour les différentes camppagnes. 45
3.3 Exemple de lecture des phases des ondes P et des onde S 48
3.4 Vue cartographique des localisations 52
3.5 (*Panneau de droite*) Mécanisme au foyer du séisme déterminer par la méthode 53
3.6 Résultats de l'inversion du tenseur de moment 56
3.7 Résultat de l'inversion des contraintes des plans focaux sélectionnés, ... 58
3.8 Variations de la contrainte de Coulomb calculées pour le séisme de Joshua Tree 60
3.9 (a) Approximation en champ lointain du champ de déplacement 63

4.1 (a) carte géologique de la région d'étude. 68
4.2 (a) Solution de b-value par la méthode 70
4.3 Les sources thermales et froides dans la région 72

4.4 Distribution horizontale et verticale des évènements 74
4.5 Paramètres du b-value calculé 76
4.6 Carte de la région de Hammam Debbagh 78
4.7 Modélisation de le forme d'onde 80
4.8 Distribution des polarités du choc principal 81
4.9 Distribution horizontale et verticales 82
4.10 Distribution de la séquence 83
4.11 La loi de récurrence de Gutenberg-Richter 84
4.12 (a) Histogramme qui montre le nombre des évènements 85
4.13 Mécanismes focaux qui satisfont à la fois aux tests 87
4.14 Polarités des évènements dans le Tableau 4.3 88
4.15 Résultats de l'inversion des contraintes 91
4.16 Résultats de l'inversion des mécanismes 92
4.17 Ellipse de déformation pour le bassin pull-apart de Guelma 94
4.18 Pull-aparts formés par le mécanisme de cisaillement de Riedel à Gozo 96

5.1 (a) carte géologique de la région d'étude 103
5.2 (a) Chocs principaux, distributions des événements 108
5.3 Carte et coupes transversales de la région d'El Kantour 110
5.4 Carte et coupes transversales de la région de Sidi Dris 112
5.5 Solution focale du tenseur de moment 116
5.6 Les solutions de l'ensemble des polarités 117
5.7 Résultats de l'inversion des contraintes 120
5.8 Diagrammes de roses à moyenne mobile 121
5.9 Histogramme du nombre d'événements 123
5.10 Solution du tenseur de moment des séismes 125
5.11 Distribution des répliques de la séquence du Séisme d'El Kantour 127
5.12 Carte montrant le quartier sinistré d'El Kherba 129
5.13 Paramètres de la source par inversion des formes d'ondes 131
5.14 Paramètres de la source par inversion des formes d'ondes 132
5.15 Distributions horizontales et verticales 134
5.16 (a) Distribution spatiale des amplitudes maximales 136
5.17 Modèle approximatif des failles révélées suite aux différentes séquences . . . 139
5.18 Modèle de failles orthogonales conjuguées 140
5.19 Changements de la contrainte de Coulomb 142
5.20 Principaux types de distributions de séismes. 145
5.21 Graphique montrant le temps (en jours) en fonction de la distance 146
5.22 Résultats de l'inversion des contraintes 148

6.1 (a) Les domaines caractérisés 154
6.2 (a) Distributions des 252 événements relocalisés. 159
6.3 (a) Carte montrant les différents systèmes de failles 161
6.4 Distributions horizontale et verticale 165
6.5 (a) Histogrammes des évènements détectés 167
6.6 (a) ellipse de déformation qui montre les orientations 169

6.7 Variation de la contrainte de Coulomb 171
6.8 (a) Carte sismotectonique de la zone d'étude 176
6.9 (a) Disposition des failles associées aux données sismologiques récentes 180

Liste des tableaux

1.1 Classification de Sylvester 1988 des failles de décrochement. 10

4.1 Liste des évènements de la séquence 2013-2014. 75
4.2 Paramètres des mécanismes au foyer du choc principale et de 81
4.3 Paramètres des mécanismes au foyer de quelques séismes clés 89

5.1 Localisations préliminaires et paramètres de source 115
5.2 Paramètres des mécanismes au foyer 118
5.3 Comparaison entre les solutions des mécanismes focaux 130
5.4 Comparaison des paramètres de la source 133

Introduction générale

Les failles actives responsables de la sismicité que l'on connaît à travers le monde sont des discontinuités structurelles de la croûte terrestre qui s'adaptent aux contraintes actuelles imposées par le déplacement des plaques tectoniques. Au niveau crustale ou lithosphérique, les déformations résultant de ces déplacements se fait en partie par le biais de la tectonique cassante générant des ruptures sismiques. Le mouvement brusque de deux blocs crustaux traversés par une faille génère donc des séismes qui libèrent de l'énergie sous forme d'ondes sismiques.

Les plaques continentales et océaniques ne cessent de s'écarter, d'entrer en collision ou de glisser les unes par rapport aux autres. Il en résulte différents types de failles : les failles inverses, les failles décrochantes et les failles normales.

Pour les failles décrochantes, objet de notre étude sur l'une des principales structures actives en Algérie, les observations en surface ont démontré une complexité géométrique [Wesnousky 2006], qui influence de manière significative l'initiation [Segall et Rice 2006] et la propagation ultérieure des ruptures sismiques [Rice et Cocco 2007].

A travers le monde, l'importance des failles décrochantes dans la prise en charge de la déformation active d'une région est aujourd'hui largement établie, principalement à partir des études faites en Californie sur la faille majeure de San Andreas, sur la faille nord anatolienne en Turquie et sur les grandes failles d'extrusion résultant de la collision Inde-Eurasie.

En Algérie, la déformation active liée à la convergence NNW-SSE [Yielding *et al.* 1989] entre les plaques africaine et eurasienne [McKenzie 1972] se manifeste dans la région atlasique. Cette région constitue une bande d'environ 150-250 km de large où des bassins néogènes post-nappes, allongés E-W, sont caractérisés par d'intenses déformations compressives, notamment dans le bassin du Chélif [Meghraoui *et al.* 1986, Thomas 1985]. Le raccourcissement crustal de 3 à 6 mm par an [DeMets *et al.* 1990, Nocquet 2012] est en partie absorbé par le rejeu des différentes failles actives située dans le domaine atlasique. Les failles actives dans notre pays sont principalement représentées par des plis failles, en système

d'échelons, orientés NE-SW et ayant une longueur variant de 20 à 70 km ([Bouhadad *et al.* 2004] ; ainsi que références y afférentes). Elles sont connectées par des failles décrochantes orientées NW-SE à E-W. Certaines d'entre elles ont une composante inverse.

Les mécanismes au foyer déterminés pour différents séismes qui se sont produits en Algérie montrent ainsi une cinématique de faille inverse presque pure dans l'Atlas Tellien central et occidental, en particulier dans les régions du Chélif et d'Alger, passant à des mouvements de décrochements latéraux dans l'Atlas Tellien oriental [Meghraoui 1991].

En mer, les données des campagnes MARADJA 2003, MARADJA2/SAMRA 2005 (MARge Active "el DJAzaïr") [Yelles-Chaouche et The MARADJA Team 2006] et SPIRAL (Sismique Profonde de la Région Algérienne) en 2009 [Yelles-Chaouche et The SPIRAL Team 2010] ont montré l'existence de failles inverses d'échelle crustale qui émergent au pied de la marge continentale algérienne, essentiellement à partir de la longitude 1°E vers l'Est [Aïdi *et al.* 2018, Arab *et al.* 2016, Domzig 2006, Hamai *et al.* 2015, Medaouri *et al.* 2014, Yelles-Chaouche *et al.* 2009]. Ces structures offshores sont prolongées à l'Est par le système de failles inverses cartographiées dans le canal de Sardaigne [Tricart *et al.* 1994]. A l'ouest, le système de failles de la marge algérienne se rattache à celui de la mer d'Alboran.

Du point de vue de la déformation, dix années de données GPS [Bougrine *et al.* 2019], ont récemment donné un aperçu sur la répartition de la déformation active dans le domaine atlasique. Ainsi, à l'Ouest, les vitesses GPS sont uniformes, avec un fort gradient à la côte, tandis qu'à l'Est, l'accommodation d'un raccourcissement de l'ordre de 5,4 mm/an implique une région plus large, qui consiste en :

- en mer, à un système de failles inverses actives le long de la marge algérienne avec un taux de 27%.
- à terre, une faille de décrochement majeure de direction E-W (Ghardimaou-Nord-Constantine = GNC) avec un taux de glissement de 44% sur la faille.
- les 29% restants du raccourcissement sont accommodés entre la plate-forme saharienne et la chaîne de l'Aurès dans le sud-est de l'Algérie bordé par la faille majeure NNW-SSE Hodna- Gafsa.

Ainsi, dans cette région Est, il en résulte une zone de déformation nord-sud de près de 400 km où l'accommodation du maximum de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie équivaut à un régime transpressif qui associe cisaillement dextre et déformation contractionnelle [Meghraoui et Pondrelli 2012].

Si en Algérie, l'étude des failles actives s'est essentiellement focalisée sur les failles inverses telles que celle d'El Asnam ou celle de Boumerdes, très peu d'études ont été réalisées sur les structures décrochantes.

Aujourd'hui, l'opportunité nous est donnée d'entreprendre ce type d'étude sur l'un des accidents majeurs de la région tellienne qui est la faille **M**cid **A**ïcha (Mila)-**D**ebbagh (Guelma) (**MAD**) qui a longtemps été ignorée comme structure active et simplement considérée comme un accident structural important. À la lumière des différents évènements sismiques qui s'y sont produits récemment, et à travers les différentes études qui ont montré, depuis peu, son extension importante entre l'Algérie et la Tunisie, cet accident qui borde le bassin nord-constantinois représente aujourd'hui un accident actif majeur qui doit faire l'objet de davantage d'études sismologiques, sismotectoniques et d'aléa sismiques. C'est pour ces raisons que l'objectif de cette thèse a été de porter une attention particulière à cette faille qui a reçu plusieurs appellations telle que faille **N**ord-**C**onstantinois (**NC**), ou aujourd'hui faille de **G**hardimaou (Tunisie)-**N**ord-**C**onstantine (**GNC**) [Bougrine *et al.* 2019].

Quelles sont donc les raisons de cette étude sur la faille Mcid Aïcha Debbagh :

1. **Son extension latérale importante vers la Tunisie** [Bougrine *et al.* 2019] : Il s'agit de la raison principale de cette étude ; la longueur de faille est susceptible de générer d'importants séismes ; selon les lois de [Wells et Coppersmith 1994] la faille GNC qui mesure 400 km de longueur et la partie MAD de 100 km de longueur sont capable de produire des séismes de magnitude 8.3 et 7.3, respectivement, si se produit une rupture simultanée sur toute la longueur.
2. **Sa structure complexe segmentée** : L'occurrence d'un séisme de magnitude Md 4.7 le 5 mars 2017 puis d'un séisme de magnitude Md 5 le 22 novembre 2020 dans la région d'El Kantour, au centre de la faille MAD (segment de la faille n'ayant pas connu auparavant de séisme de cette magnitude au moins dans son histoire connue), sont donc un moyen de porter un éclairage sur cette structure. Non loin de cette première zone, à l'ouest d'El Kantour, un autre séisme de magnitude Md 4.9 ayant généré un important glissement de terrain causant la destruction de près de 1000 maisons s'est produit le 17 juillet 2020. Ce séisme qui a été suivi de deux fortes secousses et par 1000 répliques, dont une partie située au bord du plus grand barrage d'Algérie (Beni-Haroun ; 1 milliard de m^3) a été un moyen supplémentaire d'apporter de nouvelles informations sur la faille.
3. **Le type d'activité sismique enregistrée récemment le long de cette faille** : On pourra donc s'interroger sur la nature de l'activité sismique dans cette zone : essaim « Sawrm » ou bien « Foreshock-Mainshock-Aftershock » ? Les fluides ont-ils joué un rôle en tant que forces motrices ou non ? Cette activité est-elle causée par un segment de la faille MAD ou par des failles secondaires ? L'activité sismique à l'extrémité orientale de la faille MAD soulève la possibilité que les eaux hydrothermales soient impliquées

dans le déclenchement des tremblements de terre dans un bassin pull-apart particulier en Algérie.

4. **L'étude de la terminaison ouest de la faille (zone Ouest)** : L'étude de l'activité sismique à l'extrémité ouest de la faille tentera d'apporter un éclairage sur le lien de la faille MAD avec le système de failles offshore allant de Sétif à bejaia ? Quelle est alors la répartition de la déformation dans cette zone ? Comment peut-on interpréter les mécanismes focaux bien contraints dans cette zone qui présentent un mouvement dextre sur des segments de faille orientés NW-SE, sachant que plusieurs études précédentes relient l'activité de cette zone à la faille inverse de Kherrata ?
5. **Les mécanismes de rupture** : un des enjeux de ce travai est de connaitre la relation possible entre failles, sismicité et fluides permettant ainsi d'investiguer les mécanismes de la déformation, qui sont des éléments essentiels pour la modélisation du risque potentiel associé aux grands séismes.

La région tectonique de la faille Mcid-Aïcha Debbagh ayant connu récemment plusieurs séquences et essaims de séismes caractérisés par des magnitudes faibles à modérées, le grand nombre importants de petits séismes et leur fréquence sont la clé de la compréhension des différentes séquences sismiques que ce soit de type Foreshock-Mainshock-Aftershock ou bien de type Sawrm « sans choc principal défini ».

Il est reconnu depuis de nombreuses décennies que dans les régions sismiquement actives, beaucoup de petits tremblements de terre se produisent sur des failles actives, et la détermination des hypocentres des petits tremblements de terre aide à délimiter les failles actives. Les localisations et les magnitudes précises, ainsi que les mécanismes focaux, les chutes de contraintes et d'autres paramètres de la source pour les petits séismes, sont primordiaux pour ceux qui étudient la sismotectonique et l'aléa sismique localement ou régionalement [Ebel 2008]. Bien que les grands séismes soient beaucoup plus importants que les petits en termes de libération d'énergie, les petits séismes ont collectivement la même influence que les grands quant aux changements de contrainte statique entre les séismes, en raison du regroupement spatial sismique. Plus le regroupement spatial est fort, plus l'influence des petits tremblements de terre sur les changements de contrainte est importante à l'endroit d'un événement futur ainsi que sur le déclenchement d'un tremblement de terre [Helmstetter *et al.* 2005].

Les principales limites de l'utilisation des petits séismes (répliques ou appartenant à la sismicité de fond) pour étudier les failles actives, proviennent généralement des erreurs hypocentriques relativement importantes dues à la géométrie du réseau, du nombre et de la précision des relevés du temps d'arrivée, de l'imprécision du modèle de vitesse crustale mais

aussi de la non-corrélation possible de l'occurrence des petites séismes avec les failles et le régime de contrainte régionale responsable des grands séismes. Grâce au développement du réseau sismologique ADSN depuis 2006 et le déploiement continu des stations portables suite aux évènements importants ($M \geq 5$), il est aujourd'hui possible de disposer d'enregistrements de haute qualité de petits séismes qui offrent une opportunité sans précédent de visualiser ces processus à haute résolution et d'observer l'évolution des séquences de manière très détaillée. En associant des techniques modernes de (re)localisation des séismes et d'estimation des paramètres de la source, nous pouvons ainsi améliorer la précision de la localisation, du mécanisme au foyer et de l'estimation du champ de contrainte, de sorte que leur relation avec les failles majeures puisse être évaluée quantitativement.

En résumé, l'étude de cette structure active majeure de MAD est motivée par la nature de la faille, la rareté des études, les problèmes scientifiques soulevés et les implications en termes de risque sismique.

Résumé des chapitres de la thèse

Dans cette thèse, nous étudions des séquences récentes et bien enregistrées dans les extrémités et au milieu de la faille MAD en appliquant des méthodes de relocalisation des séismes, en recueillant les mécanismes focaux du premier mouvement, en examinant les caractéristiques spatio-temporelles et en isolant les propriétés des sources. Ces recherches permettent à la fois d'établir une base de données de référence pour les futures entrées dans les modèles de risques, et d'aborder des questions générales concernant l'interaction des tremblements de terre, les forces motrices des séismes et la complexité des structures de failles.

Le premier chapitre est consacré à la présentation de l'état actuel des connaissances sur les failles décrochantes afin de fournir les éléments nécessaires à l'analyse de la cinématique qui régit les différentes séquences sismiques analysées dans cette thèse. Le deuxième chapitre décrit le contexte géodynamique, géologique et sismotectonique de la zone d'étude pour en comprendre les mécanismes de déformation récente et plus particulièrement la sismicité actuelle. Le troisième chapitre présente les différentes méthodes d'analyse utilisées dans cette thèse, ainsi que les jeux de données exploités. Le quatrième chapitre examine l'activité sismique de l'extrémité orientale de la faille MAD, en l'occurrence le bassin pull-apart de Guelma en s'attardant sur la causalité très probable entre séismes et sources hydrothermales. Le chapitre cinq s'intéresse à la partie centrale de la faille MAD, qui comprend les régions d'El Kantour, Sidi-Dris et Mila en examinant largement le processus fluide/faille en profondeur. Le sixième chapitre,découvre l'extrémité occidentale de la faille MAD et sa connexion au système de failles offshore via un system en échelon transversale mis en évidence pour la

première fois. Enfin, nous concluons et présentons les perspectives de recherche dans la continuité du travail effectué.

Chapitre 1

Les failles décrochantes : Définitions et concepts

1.1 Introduction

Les failles décrochantes constituent une classe importante de failles étudiées voilà depuis près d'un siècle. Elles ont tout d'abord attiré l'attention de la communauté scientifique en Californie, au Japon, en Turquie et en Nouvelle-Zélande, où ces importantes structures présentant un déplacement horizontal considérable recoupent la surface de la Terre. Ces failles ont été par ailleurs reconnues pour leur association étroite avec des tremblements de terre dévastateurs, comme ce fût le cas en Californie en 1906 et en Turquie en 1912. La compréhension de ces failles et de leurs environnements tectoniques est devenu très tôt d'intérêt public et bien sûr académique [Fossen 2016].

Ce chapitre n'a pas pour but d'être une revue exhaustive de tous les aspects scientifiques relatives aux failles décrochantes aussi bien en sismologie, en géodésie ou en géologie. Le lecteur intéressé souhaitant un examen plus approfondi sur les failles décrochantes est invité à se référer à divers chapitres sur ce type de failles dans les manuels suivants : [Allen et Allen 2005, Hatcher 1995, Ingersoll 1995, Moores *et al.* 1995, Sylvester 1984, Twiss *et al.* 1992, Yeats *et al.* 1997], ainsi que les volumes spécialisés et les articles de synthèse sur les failles décrochantes par : [Ballance et Reading 1980, Biddle et Christie-Blick 1985, Harding *et al.* 1985, Harding 1990, Holdsworth 1998, Lowell 1985, Storti *et al.* 2003, Sylvester 1988, Woodcock et Schubert 1994, Woodcock 1986]. Un résumé concis et bien illustré de la morphologie, de la sismicité et de la tectonique active d'un grand nombre des failles de décrochement les mieux étudiées au monde est donné dans un numéro spécial de Annalae Tectonicae (édité par [Bucknam et Hancock 1992]).

Néanmoins, ce chapitre permet d'introduire ces structures et de présenter un état de la connaissance et l'environnement structural et géométrique des failles décrochantes. Indispensable pour la compréhension des chapitres quatre, cinq, et six de cette thèse.

1.2 Les Failles décrochantes

L'une des caractéristiques tectoniques remarquables de la croûte terrestre est la présence fréquente de longues failles décrochantes, approximativement rectilignes et géomorphiquement saillantes, qui sont une conséquence cinématique du mouvement à grande échelle des plaques sur une sphère [Wilson 1965].Les failles décrochantes (*transcurrent*) ont un mouvement essentiellement horizontal (*strike-slip fault*). On parle de décrochement (*wrench fault*) pour une faille décrochante à peu près verticale (c'est le cas général). Les termes "*wrench*" ou "*transcurrent*" ont été largement utilisés dans la littérature avant l'avènement de la tectonique des plaques et dans les articles et les livres sur l'exploration pétrolière dans des contextes de failles coulissantes [Freund 1974, Harding *et al.* 1985, Jamison 1991, Lowell 1985, Milnes 1994, Moody et Hill 1956, Mount et Suppe 1987, Sylvester 1984, Wellman 1955, Wilcox *et al.* 1973, Zolnai 1991]. Les deux termes wrench et transcurrent ont été définis à l'origine au début du 20ème siècle avec des connotations génétiques et/ou dynamiques (voir [Sylvester 1988], pour une revue historique et les problèmes d'utilisation moderne des deux termes).

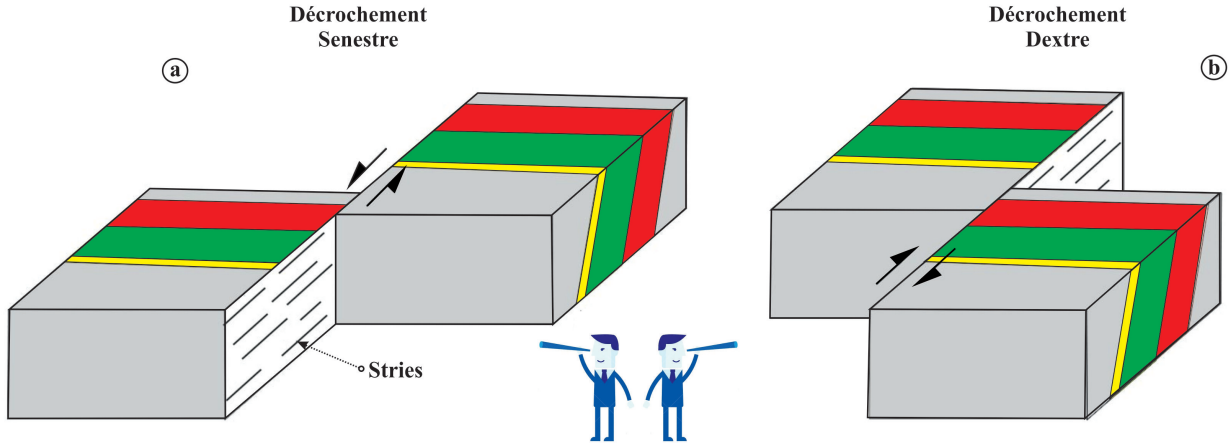


FIGURE 1.1 – Failles décrochantes. (a)Décrochement senestre, (b) Décrochement dextre

Le mouvement sur une telle faille est défini par rapport à la direction dans laquelle « fuit » le compartiment opposé à celui sur lequel on se trouve : à gauche, faille senestre

(*left-lateral*) ; à droite, faille dextre (*right-lateral*) (*dextral* et *sinistral* existent mais ne sont pas aussi courants)(Fig. 1.1a et 1b,respectivement).Ces structures jouent un rôle clé dans les mouvements des plaques (c'est-à-dire la translation horizontale et la rotation des terranes crustaux ; par exemple, [DeMets *et al.* 2010, Jarrard 1986, McCaffrey 1992] ainsi que dans la déformation à l'intérieurs des plaques [Storti *et al.* 2003] et des marges. La rupture sismique le long de ces failles est modulée par les irrégularités géométriques telles que les relais compressifs où extensifs par exemple, [Hill et Prejean 2007, King et Nábělek 1985, Scholz 2002].

1.3 Lieu de formation des failles décrochantes

Les formations majeures de type *strike-slip* se produisent dans un large panel de situations géodynamiques (Figure 1.2). Les failles de décrochement se forment aux frontières des plaques transformantes continentales et océaniques, dans des contextes intraplaques en tant que réponse à l'intérieur du continent à une collision de plaques,et peuvent se produire en tant que zones de transfert reliant les failles normales dans les systèmes de rift et les failles de chevauchement dans les ceintures de plis et de chevauchements [Marshak *et al.* 2003, Sylvester 1988, Woodcock 1986, Yeats *et al.* 1997].Les failles de décrochement sont également courantes dans les contextes de subduction obliquement convergents où la déformation interplaque est divisée en zones de décrochement parallèles à l'arc dans la région de l'avant-arc, de l'arc ou de l'arrière-arc [Beck Jr 1983, Jarrard 1986, Sieh et Natawidjaja 2000].

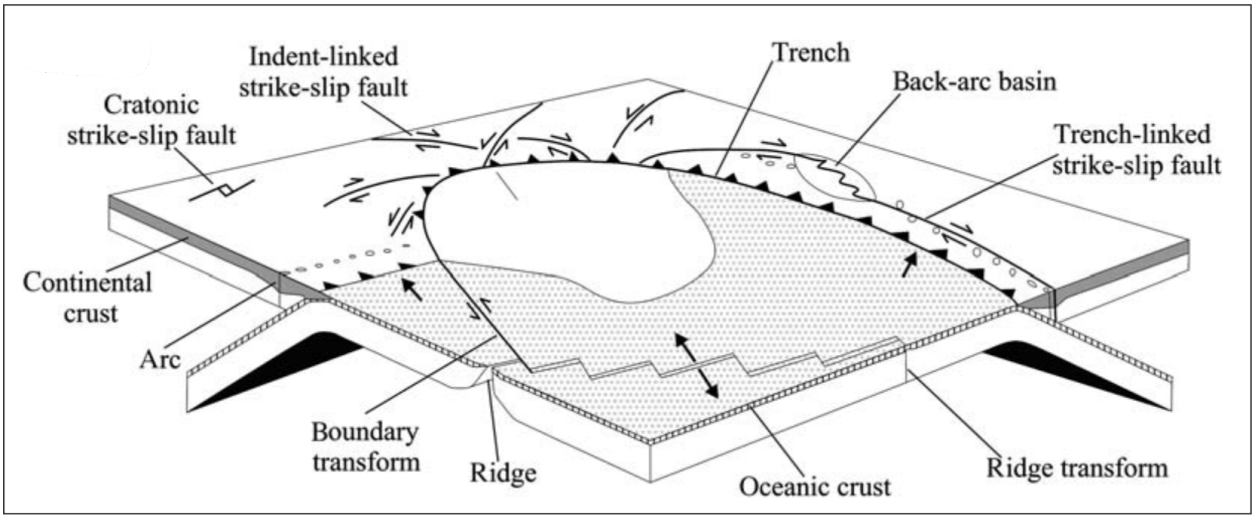


FIGURE 1.2 – Le contexte tectonique des failles décrochantes, d'après citepwoodcock86.

La première classification globale et complète des failles actives de décrochement basée sur leur origine tectonique et leur situation a été réalisé par [Woodcock 1986]. Cette classification a été modifiée ultérieurement de manière significative dans les classifications de [Ingersoll 1995, Sylvester 1988, Yeats *et al.* 1997]. [Sylvester 1988] a proposé une classification des failles de décrochement en type interplaques et intraplaques Tableau 1.1. Il recommande l'utilisation du terme faille "*transform*" pour les types interplaques profonds et faille "*transcurrent* " pour les failles de décrochement intraplaques confinées dans la croûte [Allen et Allen 2005]. [Mann 2007] a ajouté une cinquième catégorie qu'il appelle "*cratonic strike-slip fault systems*" (Figure 1.2) qui sont éloignés des limites de plaques actives, ils forment des relais compressifs prononcés basés sur des failles crustales plus anciennes, et agissent comme des "concentrateurs" de contraintes intraplaques [Gangopadhyay et Talwani 2003, Talwani 1999].

Interplaque "transforms" (Prof. enraciné, Délimitations des plaques)	**Intraplaques "transcurrent"** (Confiné dans la croûte)
◇ *Ridge transform faults* Déplacent des segments de la croûte océnaique avec des vecteurs de propagation similaires, p. ex. le zone de fracture de la Romanche (océan Atlantique). ◇ *Boundry Transform faults* Séparer différentes plaques parallèlement à la frontière des plaques, p. ex. San Andreas (Californie), la faille alpine (Nouvelle-Zélande). ◇ *Trench-linked strike-slip faults* Accueillir la composante horizontale de la subduction oblique, p. ex. la faille d'Atacama, ligne tectonique médiane (Japan).	◇ *indent-linked strike-slip faults* Délimiter des blocs continentaux dans les zones de collision, p. ex. la zone Nord Anatolienne (Turquie), l'AltynTagh et le Kunlun (Tibet). ◇ *Intracontinental strike-slip faults* Séparer les allochtones de différents styles tectoniques,p. ex. la faille de Garlock (Californie). ◇ *Tear faults* Accommoder les différents déplacements à l'interieur d'un Allochtone donné ou entre l'allochtone et les unités structurales adjacentes, p.ex. la ceinture de chevauchement du pli Asiatique (Canada). ◇ *Transfer faults* Relier des failles de décrochement en échelon, p. ex. les failles diagonales sud et nord (Sinaï oriantal).

TABLEAU 1.1 – Classification de Sylvester 1988 des failles de décrochement.

1.3.1 Mécanisme des failles de décrochement : cas de cisaillement pur

Les grandes failles de décrochement sont situées généralement dans le domaine de cisaillement simple. Le cisaillement simple est un type de déformation rotationnelle, qui appartient à la symétrie monoclinique. Le modèle de Riedel est largement accepté et appliqué comme modèle de cisaillement simple, et son contenu est constamment enrichi et développé [Wilcox *et al.* 1973]. Cinq groupes de failles peuvent être formés dans le mécanisme de cisaillement simple (Figure 1.3) : 1. Cisaillement R (cisaillement Riedel), ou failles de décrochement synthétique ; 2. Cisaillement R' (cisaillement Riedel conjugué), décrochement antithétique ; 3. Cisaillement P, failles secondaires de décrochement synchrone, avec un angle de - φ/2 avec la direction de cisaillement réelle ; 4. Faille T, avec le déplacement principal. Les failles de traction ou les failles normales avec un angle de 45 degrés ; les failles de cisaillement Y avec des zones de déplacement principal parallèles. La déformation de cisaillement simple a une forme similaire à différentes échelles. L'ensemble du domaine de déformation est composé de zones de déformation secondaires subissant un cisaillement simple dans de nombreux cas particuliers. Sa combinaison structurelle présente une autosimilarité systématique.

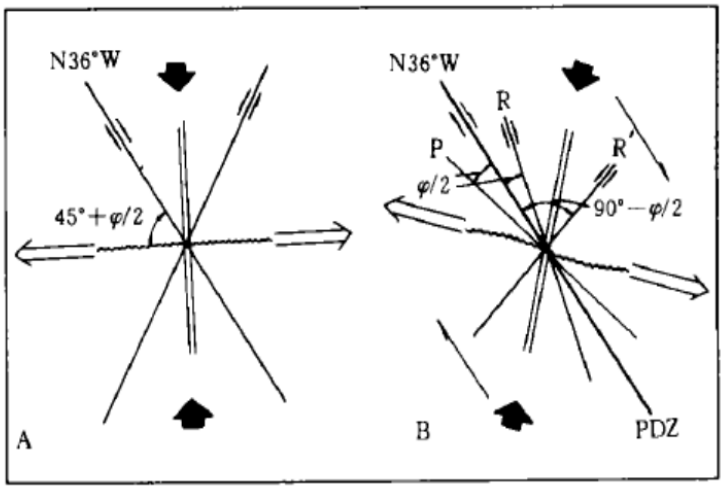


FIGURE 1.3 – Modèle de plan du mécanisme de cisaillement pur et du mécanisme de cisaillement simple du glissement de la faille de décrochement. A Mode de cisaillement pur de Coulomb-Anderson ; B Mode de cisaillement simple de Riedel : flèche noire courte pour l'axe de compression ; flèche blanche pour l'axe de tension ; lignes doubles parallèles pour la direction de la tension ; ligne ondulée pour la direction de l'axe de pli ; P pour cisaillement P ; R pour cisaillement synthétique ; R' pour cisaillement antithétique ; PDZ pour zone de glissement principale ; et φ pour l'angle de frottement interne.

1.3.2 Extrusion tectonique : Indentation de la plaque Indienne

La convergence continue entre deux continents entrés en collision peut nécessiter plus de raccourcissement que ce qu'un système montagneux peut absorber. Ensuite, la déformation se propage dans les continents où le raccourcissement peut être absorbé par l'extrusion continentale. Cette déformation à l'intérieur des plaques implique de grands mouvements latéraux (Extrusion) de blocs continentaux le long de grandes failles de décrochement (*transcurrentes*). Ces grandes failles transcurrentes solitaires sont confinées à la croûte supérieure, tandis que l'arrachement est pris en charge par un écoulement ductile diffus dans les niveaux plus profonds. L'extrusion latérale de blocs crustaux le long de telles failles élimine la nécessité d'un épaississement crustal dans un cadre convergent. L'exemple le plus connu est celui de la convergence de l'Inde vers l'Asie, dont des failles décrochantes géantes "guident" la tectonique "instantanée" et permettent l'extrusion de la croûte et de la lithosphère asiatiques latéralement, principalement vers l'est, devant l'Inde qui pénètre [Tapponnier et Molnar 1977; 1979] (Figure 1.4). Le concept de base est qu'une matrice "rigide" (Inde) enfonce un corps "plastique" (Asie).

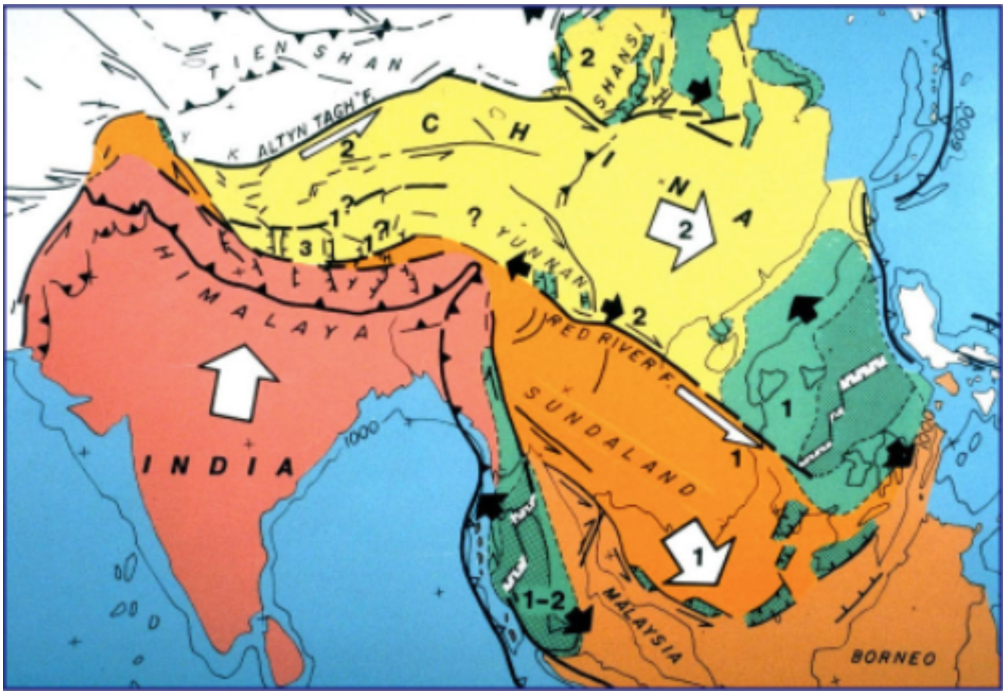


FIGURE 1.4 – Le modèle d'extrusion de blocs continentaux .

1.3.3 Convergence oblique et partitionnement

C'est un aspect très important qui explique la déformation sur la faille étudiée dans cette thèse. Si la convergence est oblique Figure 6.8, une chaîne de montagne mixte se forme ; décrochante et convergente.La déformation est partitionnée dans ce cas entre des structures de type chevauchement et décrochements. La répartition de la déformation le long des limites de plaques dominées par la transpression implique un équilibre entre la quantité de décrochement, et la quantité de raccourcissement (déformation coaxiale) d'autre part. Si la majeure partie du cisaillement simple est localisée le long d'une ou de quelques failles de décrochement, le reste de la zone sera dominé par la déformation coaxiale [Fossen 2016].

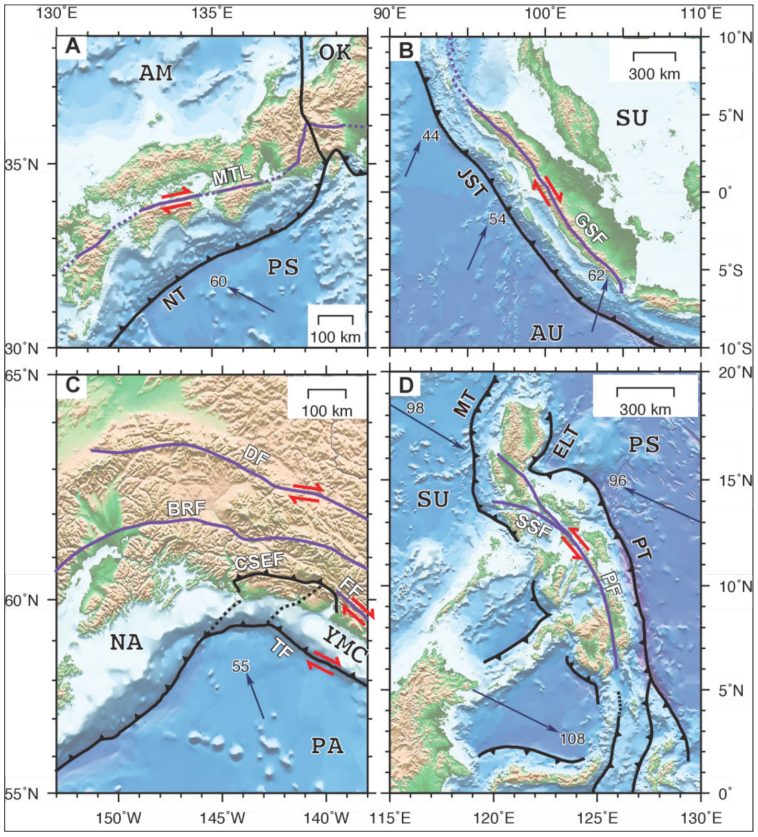


FIGURE 1.5 – Exemples modernes de failles de décrochement liées à des tranchées. (A) Le système de failles actives de la ligne tectonique médiane (MTL) dans le sud-ouest du Japon, lié à la subduction oblique de la plaque de la mer des Philippines (PS) le long de la fosse de Nankai (NT). (B) Le système de failles du Grand Sumatra (GSF) le long du sillon Java-Sumatra (JST). (C) Failles de décrochement en Alaska. Noms des failles : DF, Denali ; BRF, Boarder Ranges ; CSEF, Chugach St. Elias ; FF, Fairweather ; TF, Transition. (D) Le système de failles des Philippines (PF). Abréviations : SSF, faille de la mer de Sibuyan ; MT, fossé de Manille ; PT, fossé des Philippines ; ELT, fossé de Luzon oriental. Noms des plaques : AM, Amur ; OK, Okhotsk ; PS, mer des Philippines ; AU, Australie ; SU, Sundaland ; NA, Amérique du Nord ; PA, Pacifique ; YMC, microcontinent de Yukutat. Les lignes noires et violettes représentent les zones de subduction et les failles de décrochement liées aux tranchées, respectivement.

1.4 Structures associées aux failles de décrochements

Lorsque des failles de décrochement se mettent en place dans leurs contextes naturels, elles se composent généralement de segments de failles et de plis en échelon (Riedel 1929) [Tchalenko 1970, Wilcox *et al.* 1973]. Ces failles bifurquent légèrement et leurs ramifications peuvent soit suivre une nouvelle trajectoire, soit se joindre à la faille maîtresse pour former des prismes ou des feuillets [Crowell *et al.* 1974].Avec l'augmentation du déplacement par glissement, et indépendamment de l'échelle de la faille [Tchalenko 1970], les segments de faille se relient ; les zones reliées le long de la "*Principal Displacement Zone PDZ*" peuvent définir des zones alternées de convergence et de divergence localisées le long du système de faille de décrochement (Figure 1.6 ; [Christie-Blick et Biddle 1985, Crowell *et al.* 1974, Gamond 1987]). Les inflexions qui accommodent la contraction locale sont appelées inflexions compressives (*restraining bends*), et celles qui accommodent l'extension sont appelées inflexions extensives (*releasing bends*) (Figure 1.6 ; [Christie-Blick et Biddle 1985, Crowell *et al.* 1974]). Les inflexions doubles (*double restraining bend*) ont des failles de décrochement limitrophes qui y pénètrent et s'y relient, alors que les inflexions simples (*single restraining bend*) sont essentiellement des zones de terminaison de failles de décrochement.

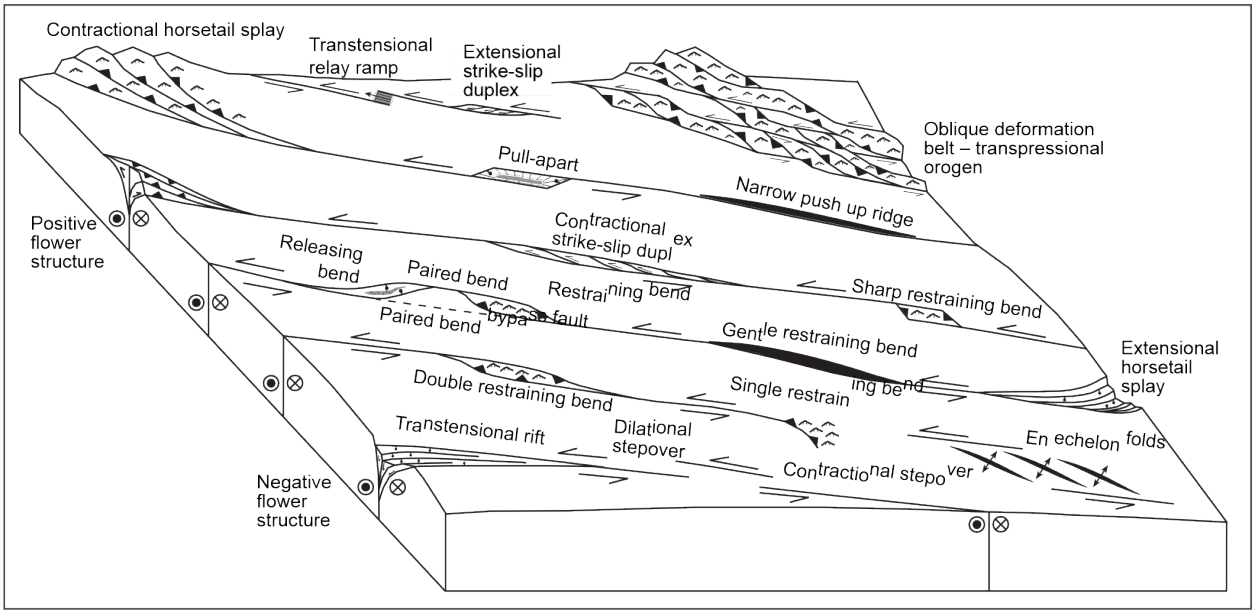


FIGURE 1.6 – Caractéristiques tectoniques associées aux décrochements Inflexions et Relais de la faille (d'après [Cunningham et Mann 2007].

En coupe, La composante de décrochement est un déplacement horizontal de cisaillement simple le long d'une zone verticale, tandis que le raccourcissement peut être modélisé

comme une déformation coaxiale avec un raccourcissement horizontal et une extension verticale et/ou latérale.

1.4.1 Structures en fleur « *Flower structure*»

La plupart des décrochements ne sont pas de décrochements « purs » , mais des zones mixtes avec décrochement et compression ou extension. Dans ce cas, la déformation est le plus souvent partitionnée entre des structures purement décrochantes (la faille principale) et des structures compressives ou extensives, parallèles à la faille, qui découpent des « *pop-ups*» ou des bassins d'effondrement le long de la faille. Ces structures sont appelées structures en fleur. Le terme de structure en fleur a été utilisé pour décrire les géométries de failles non planes en coupe transversale par exemple, [Harding et Lowell 1979]. Le sens du décalage des failles en profondeur « *dip-slip*» (transpression et transtention) définit la sous-classe des structures en fleur, comme le montre la Figure 1.7 Sachant que la transpression (transtension) est la combinaison simultanée d'un mouvement de décrochement ou de cisaillement simple le long d'une structure et d'un raccourcissement (extension) perpendiculaire à celle-ci. Les structures en fleur associées à des inflexions compressives sont appelées structures en fleur positives, et celles associées à des inflexions extensives sont appelées structures en fleur négatives. Ces géométries ont également été appelées structures "tulipe" ou "palmier" (par exemple, [Woodcock et Schubert 1994]).

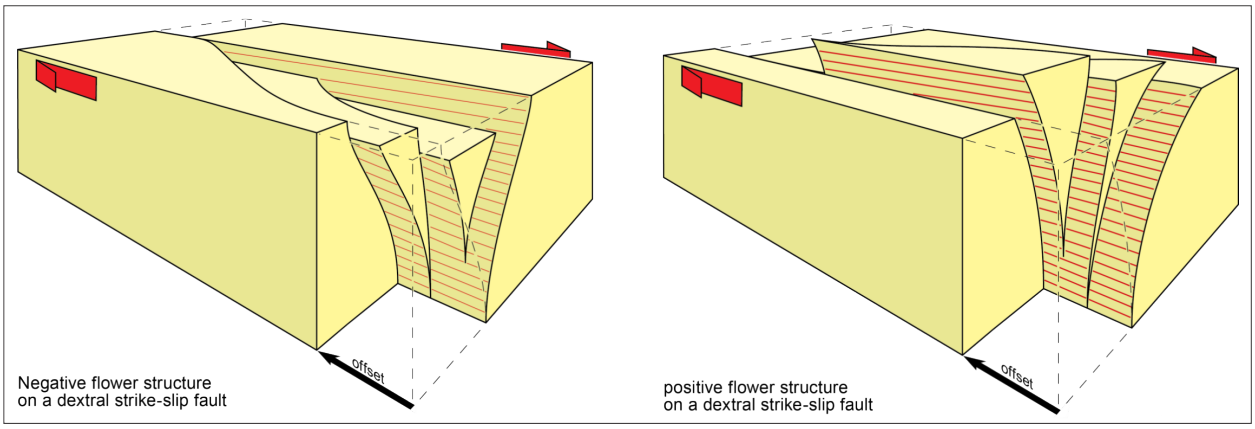


FIGURE 1.7 – Principales caractéristiques des structures en fleur . A gauche une structure en fleur négative , a droite structure en fleur positive. Source internet.

En plan, les failles de décrochement sont linéaires ou curvilignes, elles possèdent généralement une zone de déplacement principale (PDZ) le long de laquelle la majeure partie de la contrainte de cisaillement est accommodée (Figure 1.8 a et b). Cependant, les

changements d'orientation de la faille et/ou les influences du contexte géologique local peuvent faire que la déformation s'étende au-delà de la PDZ dans des blocs crustaux juxtaposés [Allen et Allen 2005].

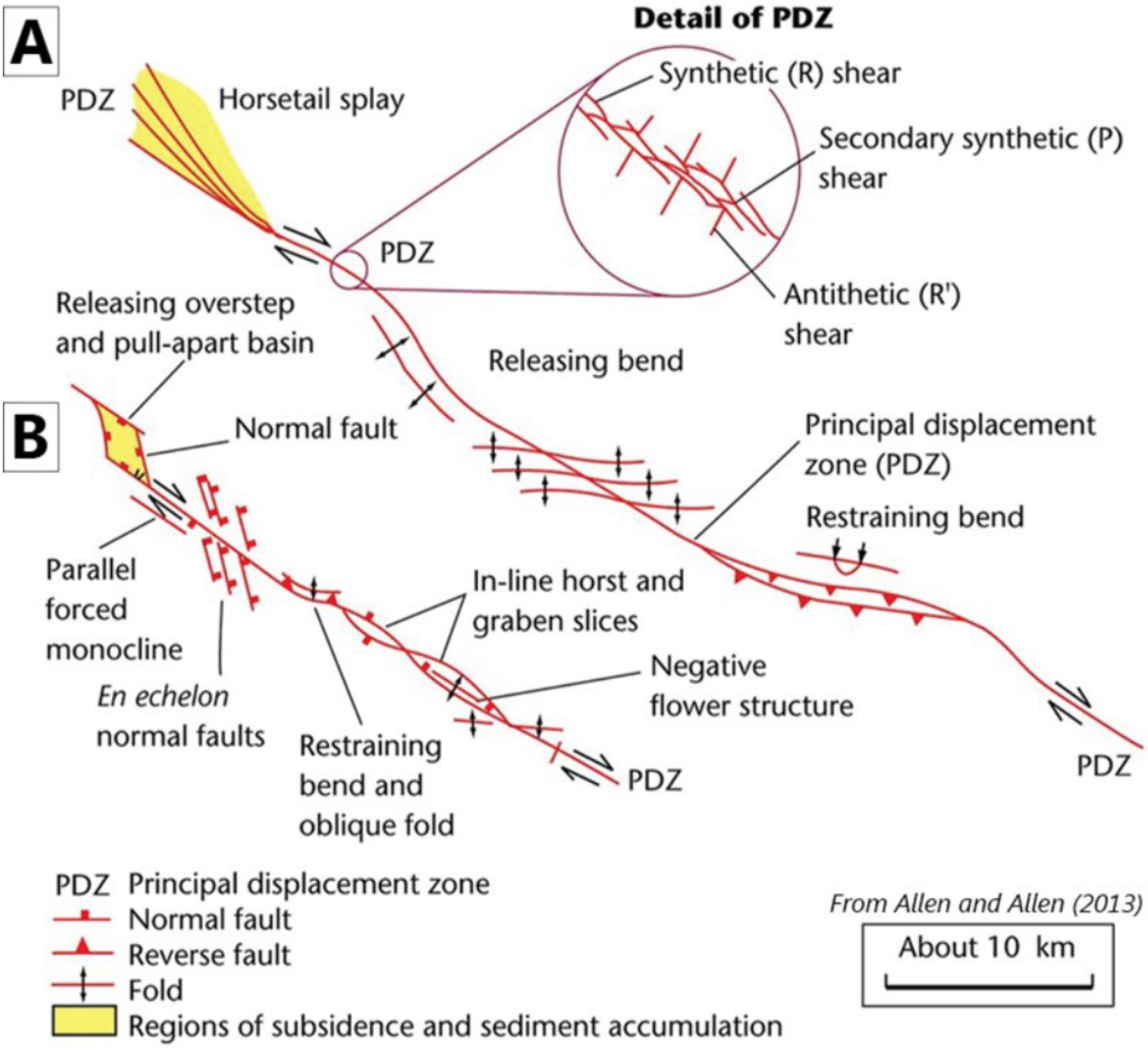


FIGURE 1.8 – Arrangement spatial des structures associées en plan à une faille décrochante idéalisé. (a) arrangement des structures en plan dans un décrochement dextre idéalisé ; (b) adaptation dans un contexte légèrement divergent avec prédominance des pull-aparts, des failles normales en-échelon, et des grabens à travers la PDZ. D'après [Christie-Blick et Biddle 1985] ; modifié par [Allen et Allen 2005]

Une série de descriptions détaillées des failles décrochantes et des zones déformées associées aux zones de dommages ont été publié ces dernières années ([Kim *et al.* 2004] et

ces références). En dépit de cet intérêt récent pour les zones déformées, il n'existe pas de document publié présentant un compte rendu général et une classification systématique des zones de déformation. [Kim *et al.* 2004] ont synthétisé les résultats de plusieurs articles dans une classification générale des zones de déformations autour des failles, ils ont subdivisé les zones de déformations en trois parties : (a) aux extrémités des failles ; (b) dans les zones de relais ; et (c) le long de lèvres Figure 1.9.

Aux extrémités, on distingue : les terminaisons en demi-fente ; les terminaisons en queue de cheval, les terminaisons en failles synthétiques en branches, les terminaisons en failles antithétiques Figure 1.9a.

Dans les zones de déformation en relais on distingue : les relais enextension et leurs structures correspondant (des pull-aparts, les blocs tournés, les loupes isolées),les relais en compression, dans lesquels on retrouve les failles en connexion, les duplexes de décrochement Figure 1.9b.

Dans les zones de déformations des lèvres, les structures peuvent occuper tout le tracé de la faille, et surimposer les zones de relais et d'extrémités. On distingue trois groupes : les zones de déformation en forme de biseau, (2) des zones de déformations longues et relativement étroites et (3) des zones de déformations intenses dans une lèvre de la faille Figure 1.9c.

Quelques exemples de zones de déformations qui peuvent décrire une des séquences sismiques analysées dans cette thèse.

1.4.2 Inflexions et relais de faille

Les failles de décrochement idéales sont parfaitement rectilignes. Cependant, même les modèles expérimentaux les plus simples produisent des failles subsidiaires ou des segments de faille qui sont obliques par rapport à la tendance générale de la faille Figure 1.10a. De telles anomalies sont généralement expliquées par la liaison des failles. Lorsque des segments de faille individuels se chevauchent et se relient en vue cartographique, un relai ou une inflexion de faille se forme. Des structures de contraction ou d'extension se forment dans ces inflexions Figure 1.10a, selon le sens du glissement sur la faille par rapport au sens du relais.

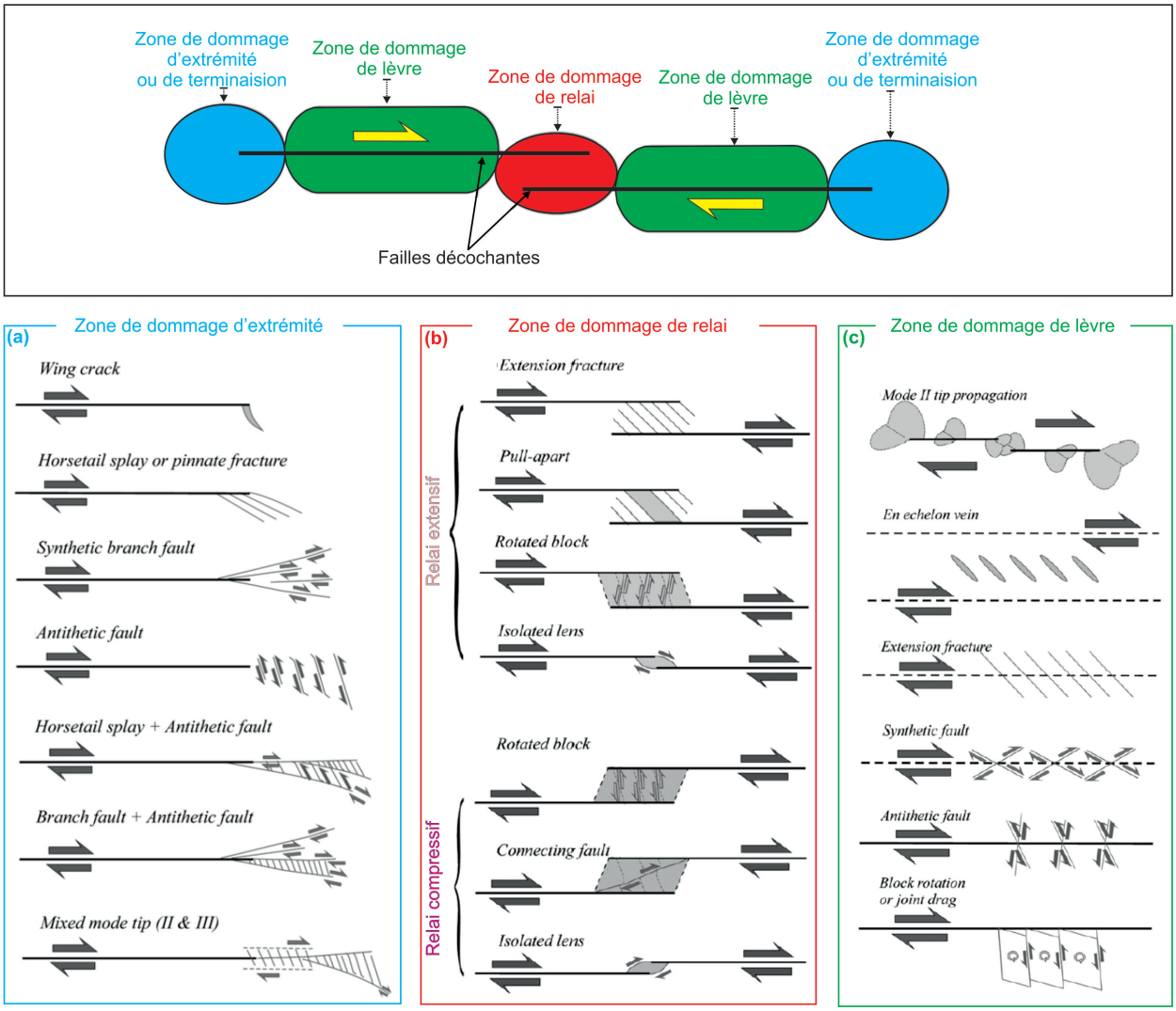


FIGURE 1.9 – Diagramme schématique de l'emplacement des zones de dommages autour des failles décrochantes, vue en plan. D'après [Kim *et al.* 2004]. (a) zone de dommage d'extrémités ; (b) zone de dommage de relais ; (c) zone de dommage des lèvres.

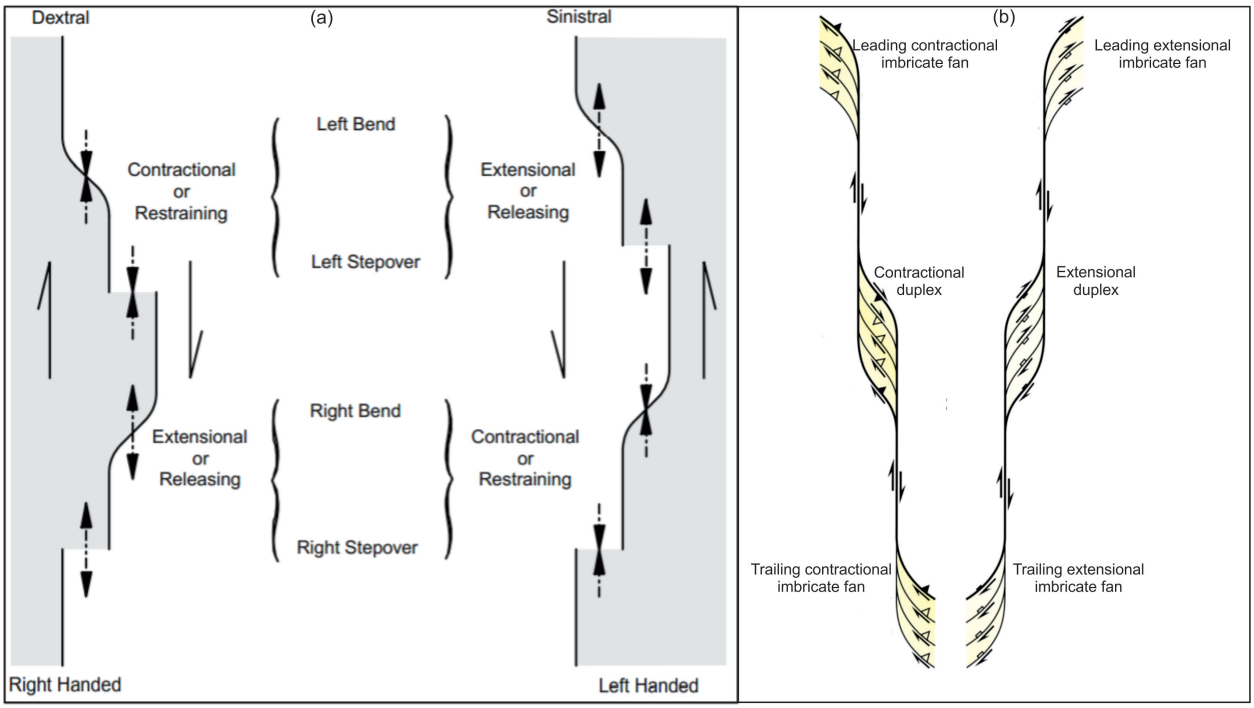


FIGURE 1.10 – (a) Description de la différence entre inflexion et relais , à la fois dans un système de décrochement dextre et senestre. D'après [Twiss *et al.* 1992].(b) vue cartographique d'un système de décrochement dextre idéalisé d'après [Woodcock 1986].

(a) *Duplex contractionnel et extensionnel*

Les structures de contraction se forment dans les inflexions de compression. L'inflexion de compression de la Figure 1.10a est situé à l'endroit où une faille senestre se déplace vers la droite. Des failles contractionnelles subparallèles à glissement inverse ou oblique délimitées par les deux segments de glissement peuvent se former et sont appelées duplex de glissement contractionnel Figure 1.10b. Les inflexions extensives se forment lorsqu'une faille de décrochement senestre s'avance vers la gauche,Figure 1.10a, ou qu'une faille dextre s'avance vers la droite. Les séries de failles d'extension parallèles limitées de part et d'autre par des failles de décrochement, comme le montre la Figure 1.10b, sont appelées duplex de décrochement d'extension. Les failles normales génèrent des structures négatives, c'est-à-dire des bassins qui peuvent être remplis de sédiments à différentes échelles. Les bassins à inflexion extensive le long des failles de décrochement sont appelés bassins en pull-apart.

(b) *Les Bassins en pull-apart*

Les bassins de type pull-apart sont des dépressions topographiques qui se forment au niveau des inflexions ou des relais d'extensions des systèmes de failles de décrochement. Les modèles traditionnels de vue en plan des bassins pull-apart montrent généralement

une dépression rhomboédrique ou fusiforme bordée par deux segments de faille de décrochement parallèles, également appelés "zones de déplacement principales" (PDZ) Figure 1.11. Le bassin est délimité longitudinalement par un système transversal de failles obliques-extensionnelles, appelées "failles latérales du bassin", qui sont reliées aux PDZ limitrophes (par exemple, [Burchfiel et Stewart 1966, Christie-Blick et Biddle 1985, Crowell *et al.* 1974, Mann 2007, Mann *et al.* 1983, Sylvester 1988, Woodcock 1986]). Dans de nombreux cas, l'angle aigu entre les PDZ et les "failles latérales du bassin" est formé entre 30° et 35° [Gürbüz 2010]. Les bassins présentent généralement un rapport longueur/largeur de 3 :1 [Aydin et Nur 1982].

Ils existent d'autres synonymes des bassins pull-apart : des gaps [Quennell 1958], des dépressions tectoniques [Clayton 1966], des grabens de type *wrench* [Belt 1968], des grabens de type *rhomb* [Aydin et Nur 1982, Bahat 1983, Freund *et al.* 1971, Heimann *et al.* 1990], des jougs de failles extensionnelles [Sibson 1985], des duplex d'extension [Woodcock 1986], des bassins de parois latérales [Gibbs 1989], des ponts de tension [Gamond 1987], des bassins de relias [Wakabayashi *et al.* 2004] et des relais d'extensions [Oglesby 2005].

L'évolution thermique des bassins pull-appart dépend de l'implication ou non du manteau, c'est-à-dire si les failles de décrochement qui les contrôlent traversent toute la croûte / lithosphère. Si le manteau est impliqué, le bassin aura une phase thermique ou de refroidissement ; sinon, il s'agira simplement d'un bassin contrôlé par des failles profondes.

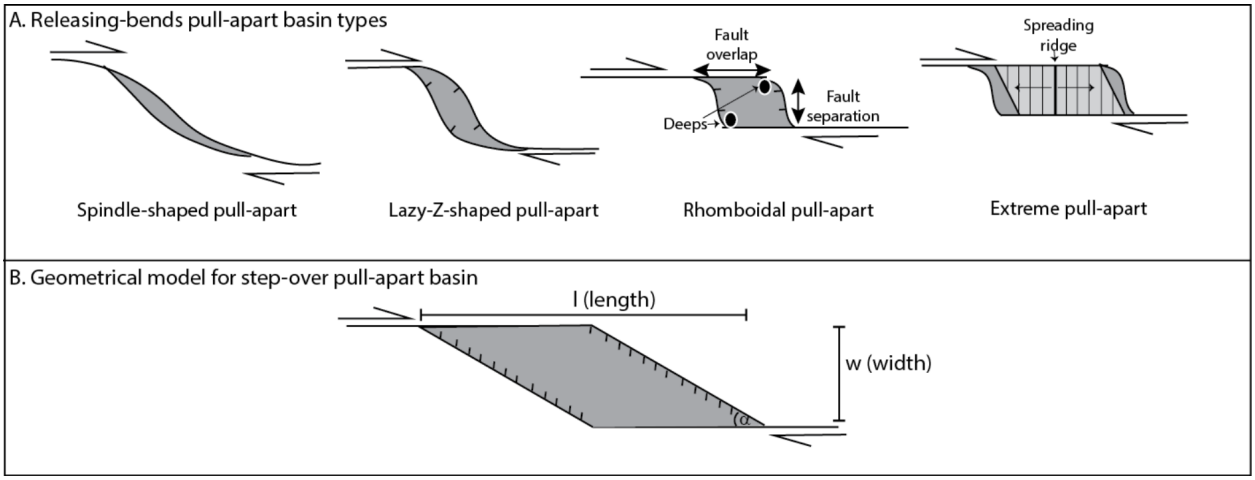


FIGURE 1.11 – A. Types de bassins pull-apart à inflexion extensive dans un système dextre. B. Modèle géométrique d'un bassin pull-part en relais (l = longueur, w = largeur, α = angle aigu).D'après [Mann 2007].

1.4.3 Zones de déformations de lèvre

(a) *Failles antithétiques et synthétiques*

La Figure 1.12 Montre des agencements en échelon de failles et de plis associés à des déplacements par décrochement. Ces structures sont disposées de manière cohérente à la fois dans l'orientation et le sens de la déformation par rapport à la PDZ Figure 1.12b. Elles sont distinctes des relais entre les segments de la PDZ. Des arrangements en échelon ont été produits dans des études de modèles impliquant la déformation d'argile, de sable meuble ou de matériaux artificiels (Riedel 1929 ; Cloos 1955, [Harris et Cobbold 1985]). Les fractures de cisaillement secondaires qui se propagent sur une courte distance à partir de la faille principale mais qui sont coexistantes avec elle sont appelées cisaillements de RiedelLa Figure 1.12a. Ce terme est également utilisé sur un modèle de faille à grande échelle et peut désigner jusqu'à cinq familles de direction de fractures associées. Dans ce cas, les fractures individuelles restent actives après que les autres types se sont développés, de sorte que le mouvement synchrone sur toutes les fractures permet d'accommoder la déformation dans la zone de faille.

- les failles de Riedel décrochantes conjuguées, nommées : R pour celles synthétiques au mouvement et R' pour celles antithétiques au mouvement ;
- les failles P synthétiques au cisaillement et symétriques à R par rapport à la direction générale du mouvement ;
- les failles Y, parallèles à la zone principale de déplacement (PDZ) ;
- les fentes de tensions, Des plis en échelon, des failles inverses et failles normales sont aussi associées au cisaillement.

(b) *Rotation des blocs*

Les rotations de blocs le long de systèmes de failles de décrochement sont connues grâce à des preuves géologiques, géodésiques et paléo-magnétiques (par exemple, [Christie-Blick et Biddle 1985, Dokka et Travis 1990, Freund *et al.* 1970, Lyzenga et Golombek 1986, Nicholson *et al.* 1986, Nur *et al.* 1986, Sauber *et al.* 1986, Savage et Burford 1973] et constituent un élément important de la déformation de la croute.

Les rotations tiennent compte de la contrainte de cisaillement dans la roche adjacente à la faille [Mandl 1987, Price et Cosgrove 1990, Ramsay et Lisle 2000].Au fur et à mesure que l'environnement tourne, les plans à l'intérieur de la roche peuvent pivoter vers - ou hors - des orientations optimales pour le glissement par friction [Nur *et al.* 1986, Sibson 1985]. Par conséquent, les failles transversales peuvent se développer

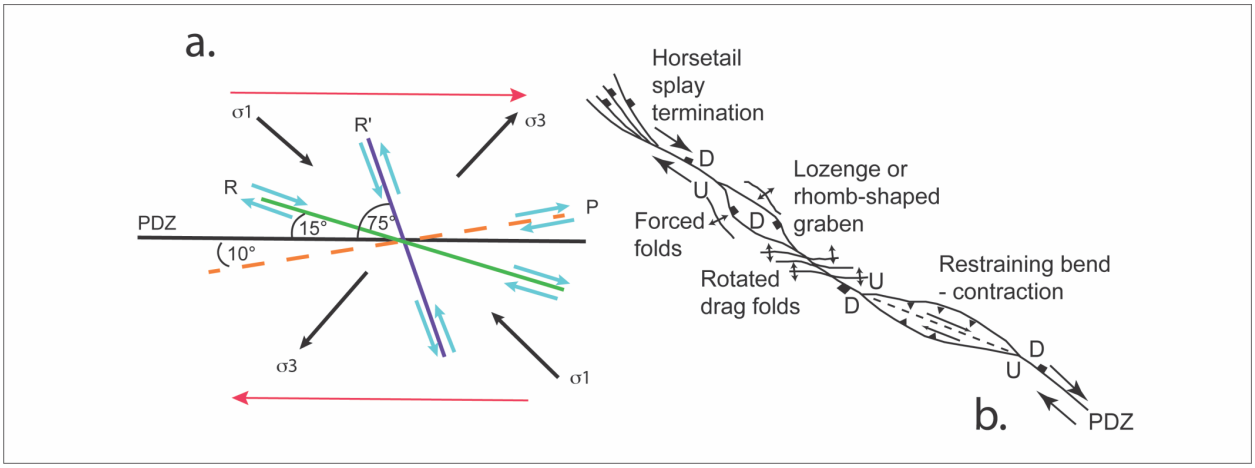


FIGURE 1.12 – (a) Orientation des cisaillements de Riedel dans une zone de faille de décrochement dextre, montrant l'orientation relative des cisaillements R, R' et P par rapport à la zone de déformation principale (PDZ). (b) Inflexion extensif et compressif dans un système de décrochement dextre , montrant le développement de grabens contractionnels (inflexion compressif) et rhombiques (inflexion extensif), ainsi que les orientations des plis de traînée et des plis forcés associés.

lorsque les plans ont été tournés dans les orientations favorables et se "bloqueront" lorsqu'ils seront tournés au-delà de ces orientations, ce qui conduit à une séquence régulière et progressive de rotation de la roche et du système de failles Figure 5.22. Le sens de la rotation des blocs entre les failles transversales dépend du sens du glissement le long des principales failles de bordure et de l'orientation relative des failles transversales par rapport aux failles de bordure. Pour un cisaillement dextre sur les principales failles bordières et des orientations des failles transversales senestre [Schultz et Balasko 2003], les rotations de blocs se feront dans le sens des aiguilles d'une montre. Inversement, pour un cisaillement dextre sur les principales failles bordières et des orientations de failles transversales dextre (Fig. 1.12), les rotations de blocs se feront dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Pour un cisaillement senestre sur les principales failles bordières, les relations sont inversées.

L'origine des failles transversales de liaison : c'est un aspect important du processus de rotation des blocs. Dans certains cas, les changements de contraintes induits dans la région entourant les failles de décrochement peuvent déclencher le glissement le long de surfaces orientées favorablement; le décalage continu le long des failles limitrophes peut entraîner des rotations de blocs dans les environs de la faille [Davies et Pollard 1986, Flodin et Aydin 2004]. Dans d'autres cas, lorsque des surfaces préexistantes ne sont pas disponibles, des structures qui se forment près des extrémités

de segments de faille de décrochement [Martel 1990, Martel et Pollard 1989] peuvent définir des blocs entre une paire de failles qui peuvent alors commencer à tourner au fur et à mesure de la déformation Figure 5.22.

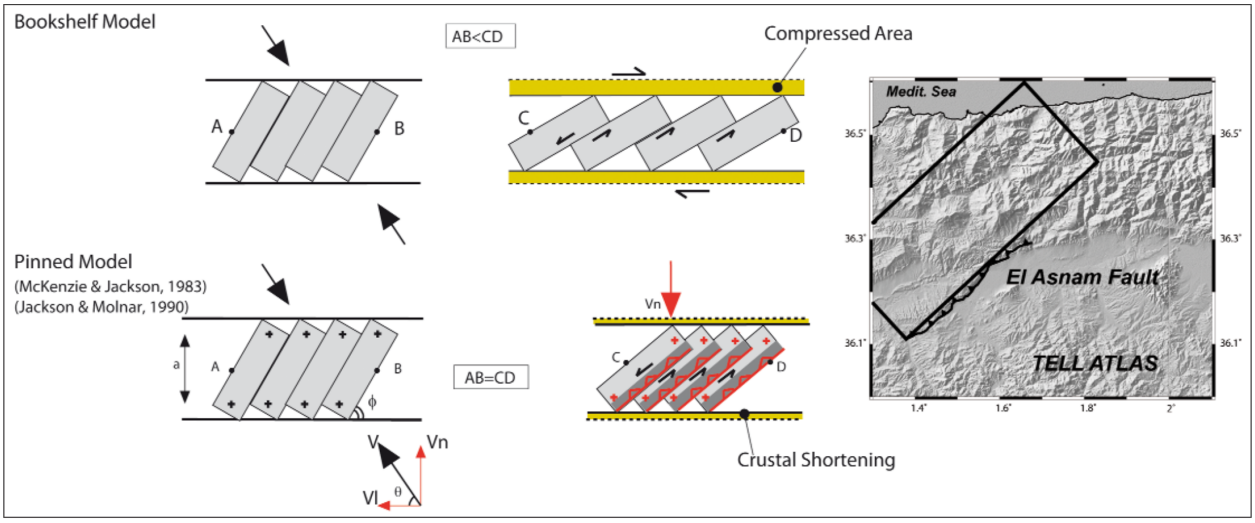


FIGURE 1.13 – Panneaux supérieurs : Modèle cinématique d'une zone déformée avec rotation en petit bloc et extension latérale. Panneaux inférieurs : modèle épinglé. La différence entre les modèles *bookshelf* et *pinned* est illustrée par les différentes distances de CD dans chaque cas. Le relief gris montre une représentation schématique d'un petit bloc tectonique et de la faille El Asnam associée. Voir [Meghraoui et Pondrelli 2012] pour plus de détails.

1.5 Transpression et rotation des blocs pour accommoder la convergence Afrique-Eurasie : Cas de la zone d'étude

La convergence NNW-SSE entre les plaques africaine et eurasienne a été initiée au Crétacé supérieur [McKenzie 1972], plusieurs études soutiennent la convergence oblique des plaques avec une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de l'Afrique par rapport à l'Eurasie [Aïfa *et al.* 1992, Balanyá *et al.* 2007, Fadil *et al.* 2006, Meghraoui *et al.* 1996, Nocquet 2012, Palano *et al.* 2020, Pondrelli *et al.* 2006, Serpelloni *et al.* 2007]. La faille crustale dextre E-W des Açores-Gibraltar au Nord de la Tunisie a joué un rôle clé dans la déformation néotectonique et actuelle (Figure 1.14), avec un régime transpressif en Afrique du Nord [Buforn *et al.* 2004, Gomez *et al.* 2000, Morel et Meghraoui 1996]. L'accommodation du maximum de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie se fait le long de la chaîne alpine

Tell/Rif au niveau de la croûte supérieure, par des systèmes de chevauchement au-dessus des systèmes de décollement, qui sont contrôlés par des zones de cisaillement de premier ordre ([Soumaya *et al.* 2018] et leurs références).

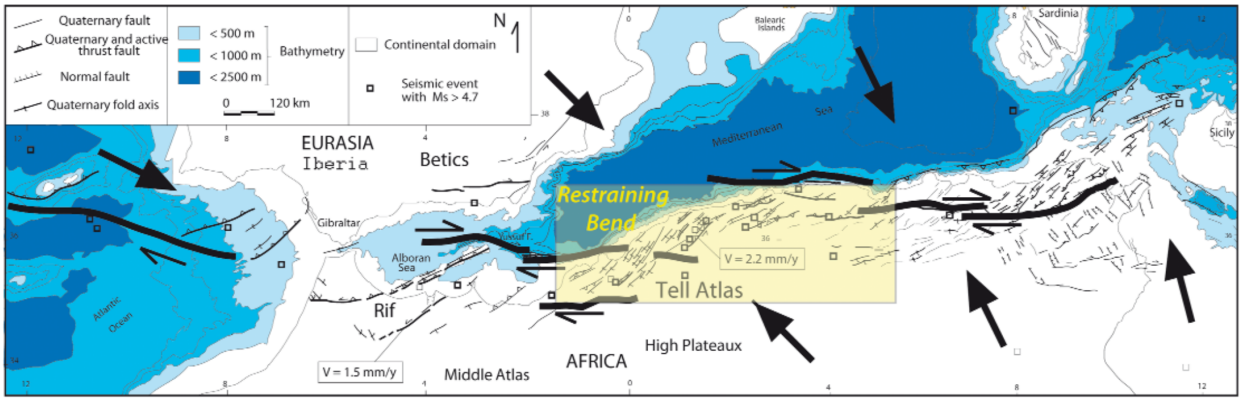


FIGURE 1.14 – Carte montrant la limite des plaques comme une étroite zone de déformation latérale droite, orientée E-W, qui limite les failles latérales gauche, orientées NE-SW. Les grandes flèches indiquent les directions de convergence des plaques selon les vecteurs GPS dans le nord de l'Ibérie, le sud du Maroc et le sud de la Sicile-Lampedusa [Anzidei et al. 2001, Fernandes et al. 2007, Serpelloni et al. 2010, Vernant et al. 2010]. La convergence oblique implique une augmentation vers l'est du rapport contraction. La convergence oblique et la géométrie de la zone de déformation à la limite de la plaque indiquent une zone (ombrée) de flexion restrictive avec une déformation transpressive significative, qui correspond à la zone de la plus grande activité sismique en Afrique du Nord. V est le taux de raccourcissement local. Tiré de [Meghraoui et Pondrelli 2012].

Sur la base des données structurelles et sismologiques, les failles senestres NE-SW et dextres E-W peuvent accueillir la convergence NNW-SSE par la rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de grand blocs [Meghraoui et Pondrelli 2012] Figure 5.22.Des plis actifs liés à des failles orientées NE-SW sur des failles profondes dextres orientées E-W dans le Tell Atlas et le long de sa marge nord ont été mis en évidence par [Mauffret *et al.* 1987, Meghraoui *et al.* 1986, Meghraoui et Pondrelli 2012]. Ce système tectonique a favorisé la division du nord de l'Algérie en plusieurs blocs tectoniques orientés NE-SW. Le contexte tectonique induit des rotations de blocs selon un modèle cinématique de type "*bookshelf*" [Meghraoui *et al.* 1996, Meghraoui et Pondrelli 2012]. Le modèle de déformation, impliquant des rotations de blocs dans le sens des aiguilles d'une montre dans le nord de l'Algérie, est soutenu par les résultats paléomagnétiques obtenus sur les roches du Cénozoïque supérieur dans le bassin de Chélif, les provinces volcaniques d'Oran, à proximité des bassins d'Oran et de Tafna, et au Bassin de Mitidja [Aïfa *et al.* 1992, Derder *et al.* 2019]. Ces travaux précédents ont mis en évidence des rotations tectoniques de blocs de grande taille à des blocs de petite

taille.

La Figure 1.15 résume la distribution spatiale et le style tectonique des principales failles identifiées dans les représentations cartographiques de la région du Tell oriental [Soumaya *et al.* 2018]. Elle représente l'un des systèmes de failles crustales à décrochement dextre, orienté est-ouest, caractéristique de l'Afrique du Nord [Aoudia *et al.* 2000, Jallouli *et al.* 2013, Raoult 1974], qui s'étend sur plus de 200 km depuis les hautes montagnes de Debbagh (en Algérie ; [Meghraoui 1988, Villa 1980] à l'ouest jusqu'à la région de Thibar (dans le nord de la Tunisie) à l'est.

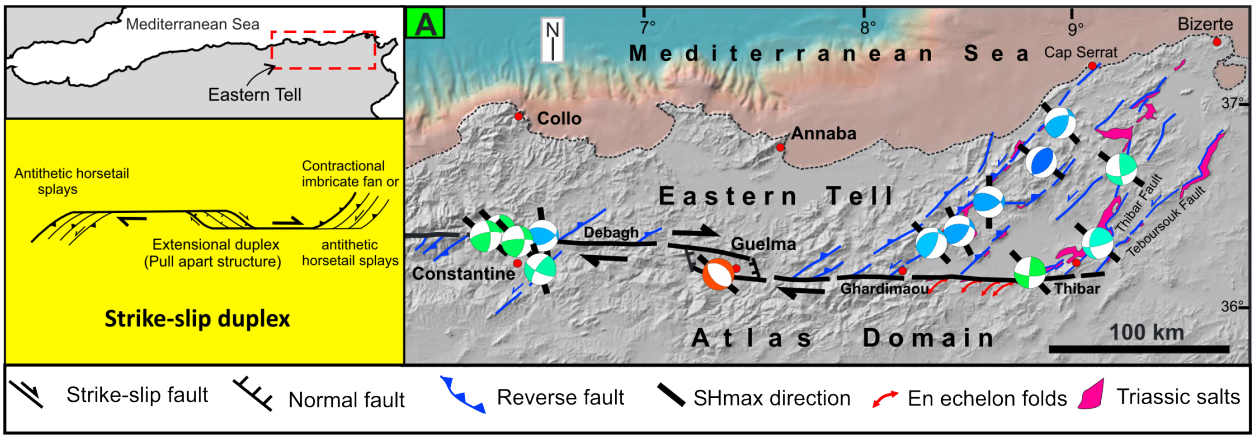


FIGURE 1.15 – Système actif de failles de décrochement de la région orientale de Tell. Les mécanismes focaux sont tirés de Heidbach et al 2016 et du CMT de Harvard. Tirée de [Soumaya *et al.* 2018].

La zone de cisaillement principale de Debbagh-Thibar (DT), orientée E-W, qui traverse le bassin de Guelma, se combine et se divise vers le nord de la Tunisie avec des éléments orientés NE-SW.

L'architecture de failles de cette zone de cisaillement peut être présentée comme [Soumaya *et al.* 2018] :

1. Un duplex post-nappes (Néogène) en extension dextre, représenté par la structure pull-apart du bassin de Guelma, formé entre deux segments majeurs qui se chevauchent de décrochement dextres E-W du DT (Figure) ;
2. Des failles de contraction et imbriquées NE-SW qui s'écarte « *splays* » à l'extrémité orientale dans le nord-ouest de la Tunisie.

1.6 Conclusion

Cette présentation faites sur les structures tectoniques en décrochement a permis de mettre l'accent sur les différents éléments de la cinématique qui gouverne les séquences sismiques analysées dans cette thèse.

L'étude de [Soumaya *et al.* 2018] nécessitant une meilleure connaissance de l'architecture de faille dans la partie Est Algérienne, au niveau de la zone de cisaillement E-W, les séquences analysées dans cette thèse particulièrement ceux analysés dans les chapitres cinq et six se proposent d'apporter des éléments d'informations à même d'apporter une meilleure connaissance de la structuration de l'accord Nord Constantinois.

Chapitre 2

Contexte Géodynamique, Géologique et Sismotectonique

2.1 Introduction

Cette présente thèse s'est focalisée sur l'analyse de la sismicité des régions de l' Est algérie, plus particulièrement dans deux zones limites du bloc de la Petite Kabylie qui sont : la première située au nord du bassin de Constantine-Mila, plus précisément, le long de de la faille de Mcid Aïcha-Debbagh (MAD) [Raoult 1974] qui s'étend sur 100 km de longueur, et la seconde à l'Ouest du bloc de la Petite Kabylie (**L**esser **K**abylia **B**loc **LKB**) qui recoupe également la région des Babors c.à.d. la région Nord des Hautes Plaines de Sétif. Pour comprendre les mécanismes de déformation active et notamment la sismicité actuelle de la zone d'étude, nous présentons dans ce chapitre son contexte géodynamique, géologique et tectonique.

La région Est algérienne se situant au niveau de la région ouest de la Méditerranée, nous rappelons en premier lieu certains grands traits de la géodynamique de la Méditerranée occidentale avant de considérer plus en détail celle de la région Nord de l'Algérie appelée par ailleurs Maghrébides. Puis, après une introduction de la géologie générale de la région et ses principaux traits structuraux, nous faisons une présentation du cadre sismotectonique autour du bloc de Petite Kabylie (LKB) en axant notre intérêt sur la partie sud de ce bloc.

2.2 Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale

Notre zone d'étude se trouve donc sur la bordure septentrionale de la plateforme Africaine, le long d'une partie de la frontière de plaques entre l'Afrique et l'Eurasie. L'architecture complexe du domaine méditerranéen occidental (figure 1) trouve son origine dans la lente convergence oblique des deux plaques majeures [Dewey *et al.* 1989, Le Pichon *et al.* 1988], et ce depuis le Crétacé supérieur [Calais *et al.* 2003, DeMets *et al.* 1994, McClusky *et al.* 2003, Serpelloni *et al.* 2007]. Plusieurs études comme les mesures GPS [Fadil *et al.* 2006, Nocquet 2012, Palano *et al.* 2013], les modèles géodésiques [Serpelloni *et al.* 2007], les solutions de tenseur de moment [Pondrelli *et al.* 2006], et les données géophysiques et paléomagnétiques [Aïfa *et al.* 1992, Balanyá *et al.* 2007] démontrent une convergence oblique avec une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de l'Afrique par rapport à l'Eurasie [Meghraoui *et al.* 1996]. La convergence se traduit par une subduction de la lithosphère africaine sous la lithosphère européenne, phénomène qui va durer jusqu'à l'Oligocène [Scandone et Malone 1985]. Ainsi se forme une ceinture orogénique complexe, représentée par la ceinture de plis et de chevauchements des domaines des Maghrébides et de l'Atlas [Billi *et al.* 2011, Bracène et Frizon de Lamotte 2002, Favre et Stampfli 1992].

Le régime compressif du Paléogène, [Jolivet et Faccenna 2000] montre qu'au début du Miocène, un changement rapide et général vers un régime extensif se produit dans toute la Méditerranée. Ce changement de régime crée 5 bassins arrière-arc majeurs : la Mer d'Alboran, le bassin Algéro-Liguro-Provençal, la Mer Tyrrhénienne, le bassin Pannonien et la Mer Egée (Figure 2.1a et b).

La forte pente de la marge orientale de l'Algérie est attribuée à des mouvements transcurrents pendant l'ouverture de l'arrière-arc [Mauffret *et al.* 2004, Schettino et Turco 2006] suivie d'une déformation par décrochement et chevauchement [Auzende *et al.* 1975, Dewey *et al.* 1989, Kherroubi *et al.* 2009, Yelles *et al.* 2009].

La plupart des études géodynamiques publiées utilisent un modèle de retrait de slab pour expliquer l'évolution tectonique au cours du Cénozoïque de la zone méditerranéenne occidentale qui comprend des ceintures de plis et des bassins d'arrière-arc [Faccenna *et al.* 2004, Jolivet *et al.* 2009, Piromallo et Morelli 2003, Royden 1993, Wortel et Spakman 2000]. Le retrait de slab provoque par ailleurs le détachement de la marge européenne des zones d'**Al**boran (Bétique, Espagne et Rif Maroc), **Ka**bylie (Blocs de Grande et Petite Kabylie), **Pe**loritan (Sicile) et **Ca**labria (Sud de l'Italie) abrégée en (**AlKaPeCa**) [Alvarez *et al.* 1974,

Bouillin 1986, Frizon de Lamotte *et al.* 2000, Leprêtre *et al.* 2018, Wildi 1983] et la formation du bassin Algérien qui se termine par l'accrétion des blocs de Kabylie avec le continent africain à 17 Ma [Abbassene *et al.* 2016].

Bien que de nombreux modèles soient proposés pour l'ouverture du bassin Algérien, les études récentes de [van Hinsbergen *et al.* 2014] et l'équipe SPIRAL [Badji *et al.* 2015, Bouyahiaoui *et al.* 2015, Leprêtre *et al.* 2013, Mihoubi *et al.* 2014] fournissent des contraintes précises sur le schéma d'ouverture de ce bassin. Il est maintenant établi que le bassin Algérien a subi deux ouvertures, une première dans la direction N-S de 23 à 17 Ma, suivie d'une deuxième, dans la direction E-W de 17 à 8 Ma, parallèle à l'azimut des marges Algérienne et Bétiques [Aïdi *et al.* 2018]. À l'échelle de la marge Algérienne, cette évolution explique la formation de la ceinture de chevauchement du Tell-Atlas sur terre (Figure 2.1a et b) par la fermeture de la Téthys maghrébine, la collision des blocs kabyles avec l'Afrique et la propagation des déformations au sein de la région septentrionale de l'Afrique [Bracène et Frizon de Lamotte 2002, Leprêtre *et al.* 2018]. Au large, la première étape du retrait de slab entraîne la formation de structures d'extension typiques avec des blocs continentaux inclinés, c'est-à-dire d'Est en Ouest [Klingelhoefer *et al.* 2022] : La Petite Kabylie [Bouyahiaoui *et al.* 2015], la Grande Kabylie [Aïdi *et al.* 2018] et le Banc de Khayr-Al-Din (au large de Tipaza : [Yelles *et al.* 2009]. La deuxième étape du retrait de slab par déchirement vers l'Ouest remanie en partie les structures précédentes (banc de Khayr-Al-Din : [Leprêtre *et al.* 2013] et donne naissance à une marge de type transformant (faille de type STEP- Subduction-Transform-Edge-Propagator) dans la partie occidentale de l'Algérie [Badji *et al.* 2015, Govers et Wortel 2005], ainsi qu'aux grandes intrusions magmatiques et volcaniques liées à des remontées asthénosphériques (massif de Collo et du Cap de Fer, massif de Hannibal) [Abbassene *et al.* 2016, Aïdi *et al.* 2018, Chazot *et al.* 2017, Medaouri *et al.* 2014].

La marge algérienne est affectée par un processus d'inversion depuis la période plio-quaternaire [Domzig 2006, Leprêtre *et al.* 2013, Strzerzynski *et al.* 2010], passant ainsi d'une marge passive à une marge active [Hamai *et al.* 2015; 2018].

La limite actuelle des plaques dans la région méditerranéenne suit le littoral Algérien [Buforn *et al.* 2004, Meghraoui et Pondrelli 2012]. Elle s'étend du point triple Açores (Océan Atlantique) jusqu'à la région Anatolienne (Turquie), et sépare les Alpes de la plaque Eurasienne de la ceinture Maghrébine appartenant à la plaque Africaine (Figure 2.1a et b). Les directions de convergence varient entre N350°W et N300°W dans la région de la Méditerranée occidentale, avec un taux variable allant de 2,2 à 8,3 mm/an [Altamimi *et al.* 2016, Argus *et al.* 2011, Bougrine *et al.* 2019, DeMets *et al.* 2015, Nocquet 2012, Serpelloni *et al.* 2007]. Cette valeur est de $4,5 \pm 0,3$ mm/an, avec une direction de convergence$N55W \pm 5°$, à la longitude

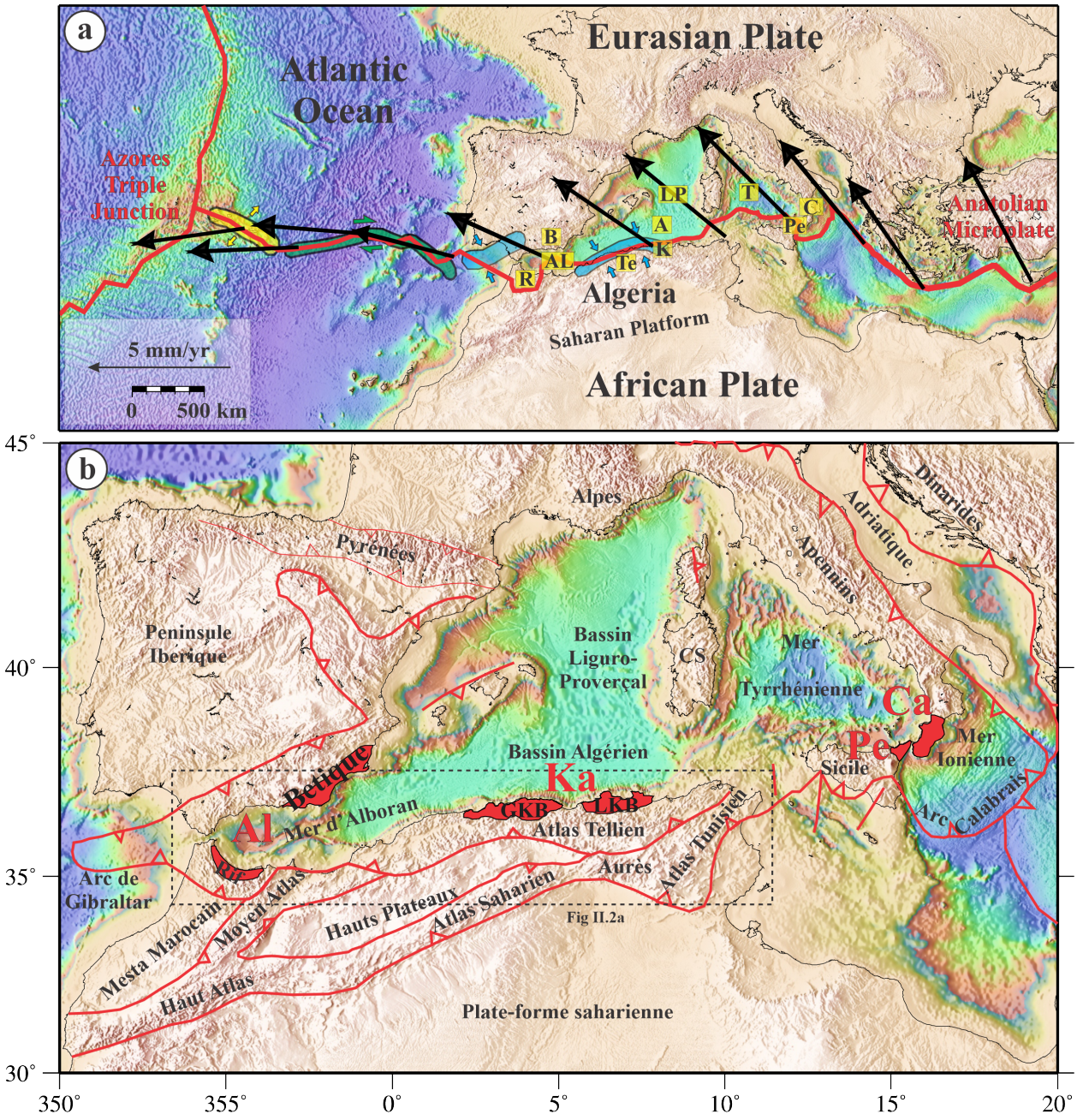


FIGURE 2.1 – (a) Esquisse tectonique de la région Méditerranéenne. Les vitesses prédites le long de la limite de la plaque Eurasie-Afrique (flèches noires) sont simplifiées à partir de [Nocquet *et al.* 2006]. Les principales unités géologiques composant le périmètre de la Méditerranée occidentale sont étiquetées comme suit : AL – Bassin d'Alboran ; LP – Bassin Liguro-Provençal ; A – Bassin Algérien ; T – Bassin Tyrrhénien ; B – Cordillère Bétique ; R – Ceinture Rif ; Ka – Les Kabylides ; Pe – Montagnes Peloritani ; C – Calabre ; et Te – Atlas Tellian. La ligne rouge représente la limite de la plaque Eurasie-Afrique (simplifiée à partir de [Bird 2003]). Les trois régimes de déformation le long de la limite de la plaque Eurasie-Afrique sont les régimes d'extension (jaune), de décrochement (vert) et de compression (bleu). (b) Carte des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale.**Maghrébides** = Kabylides (Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle)) + Rif + Atlas Tellien, **Atlas intra-continental** = Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien (Selon, [Durand-Delga 1969]). Al :Alboran ; Ka : Kabylides ; Pe : Péloritains et Ca : Calabre (AlKaPeCa, [Bouillin 1986]).

d'Alger ((Figure 2.1a ; [Nocquet 2012] dont environ 2-3 mm/an se produisent au pied de la marge Algérienne [Altamimi *et al.* 2016, Bougrine *et al.* 2019, Calais *et al.* 2003].

2.3 Déformation active de la région Nord Algérienne

La limite de la plaque montre un modèle complexe de déformation active. Au niveau de la région Nord Algérienne, la sismicité se manifeste au travers une série de plis liés à des failles en échelon, de direction NE-SW associés à des failles de décrochement dextre NW-SE à E-W ou senestre NE-SW, que l'on trouve distribués dans la région Tellienne et principalement dans les bassins sismogènes Néogène, tels que les bassins de Chélif, Mitidja et Mila–Constantine ([Meghraoui 1988], Figure 2.2a). Les bassins néogènes intramontagnaeux post-nappe sont caractérisés par des failles inverses dans la partie occidentale et centrale du domaine de Tell Atlas et par un mécanisme de décrochement dans la partie orientale (Figure 2.2a), le long de failles comme MAD,le sujet de cette thèse, ou bien la faille de Ain Smara responsable du plus important séisme jamais enregistré dans la région le 27 octobre 1985 (Ms 6) [Bounif *et al.* 1987].

Ainsi les principales failles de décrochement sont en interaction avec les systèmes de chevauchement et de plissement [Meghraoui et Pondrelli 2012], elles se sont formés sur le site d'anciens grands bassins Mésozoïques et Oligo-miocènes avec des failles normales ([Soumaya *et al.* 2018] et ses références). Ces derniers ont joué un rôle important dans l'évolution structurelle de la région du Maghreb au cours de l'ère tertiaire. Leur réactivation au Cénozoïque et au Quaternaire a généré un ensemble de plis de chevauchement en échelon et de failles de décrochement conjuguées avec un style et un degré de déformation différents [Meghraoui 1988, Meghraoui *et al.* 1996].

Afin d'améliorer notre connaissance de la géodynamique de la marge algérienne, plusieurs projets marins ont été récemment mis en œuvre dans la partie offshore. Il s'agit de MARADJA 2003 et MARADJA2/SAMRA 2005 (MARge Active « el DJAzaïr) [Yelles-Chaouche et The MARADJA Team 2006], puis le projet SPIRAL (Sismique Profonde de la Région Algérienne) en 2009 [Yelles-Chaouche et The SPIRAL Team 2010]. L'objectif de ces deux projets, utilisant des techniques à haute résolution angulaire (par exemple, des sections de bathymétrie multifaisceaux et des profils sismiques grand angle) était de mieux connaître soit la structure superficielle soit la structure profonde de la marge et de ses bassins associés, l'origine de sa sismicité et d'étudier le mécanisme de réactivation de la marge, le long de cinq profiles dans des régions géologiques clés du nord de l'Algérie (Mostaghanem-Dahra, Alger-Chenoua, Tigzirt-Grande Kabylie, Jijel-Petite Kabylie, Annaba-Edough) (Figure 2.2b).

L'un des résultats majeurs montre que la marge continentale algérienne en Méditerranée occidentale est aujourd'hui caractérisé par l'initiation d'un processus de subduction activée par la convergence entre les plaques africaine et eurasienne [Klingelhoefer *et al.* 2022].

Les profils ont montré que le bassin algérien repose sur une croûte de 5 km d'épaisseur d'origine magmatique océanique, probablement crée au niveau de petits segments de crêtes d'accrétion non continus. La zone de transition continent-océan est étroite, sauf sur le profil le plus à l'Est, peut-être en raison d'une ouverture incluant un mouvement de cisaillement. Aucune zone de vitesse élevée dans la croûte inférieure correspondant à des roches mantelliques n'a été imagée sur la marge algérienne. La croûte continentale est amincie de manière étroite et fortement segmentée. Elle est plus large (70 km) dans le segment central au large de la Grande Kabylie où il y a une zone de croûte continentale amincie sur une zone plus large que sur les autres segments de la marge. La croûte la plus épaisse détectée lors de cette campagne correspond à la croûte continentale africaine et aux blocs des Kabylides sous une épaisseur d'environ 22-25 km. Cette épaisseur réduite par rapport à la croûte continentale non amincie pourrait être due à l'influence d'une subduction antérieure au niveau de la marge, sous forme d'érosion par le slab en subduction [Klingelhoefer *et al.* 2022].

En Algérie, la sismicité est concentrée dans la région Tellienne, une partie de la ceinture Maghrébine (Figure 2.2b). L'une des principales caractéristiques statistiques de la sismicité algérienne est sa concentration dans la partie orientale du pays, où près de 2/3 des événements sismiques enregistrés se sont produits [Abacha 2015, Yelles-Chaouche *et al.* 2006]. La sismicité dans la partie Ouest de l'Algérie est confinée à une bande étroite dans un rayon de ~ 100 km du littoral qui coïncide avec le Tell Atlas. En revanche à l'Est, la sismicité est répartie sur une zone plus large ~ 400 km, avec des séismes modérés enregistrés depuis le littoral jusqu'aux confins méridionaux de l'Atlas Saharien (Figure 2.2b). Les vitesses déduites à partir de la géodésie spatiale permettent de contraindre le champ de vitesse sur une courte échelle de temps afin de mieux expliquer la nature et l'intensité des déformations actives et récentes, la distribution de la sismicité, et de mieux identifier les zones où un déficit de déformation est susceptible d'exister. Un résultat majeure de l'étude géodésique récente menée par le CRAAG regroupant dix ans de données GPS [Bougrine *et al.* 2019] montre le rôle joué par la faille de décrochement dextre GNC=MAD (Ghardimaou Nord Constantine) dans l'accommodation de la composante oblique de la convergence Afrique-Eurasie dans l'Est de l'Algérie à l'ordre de 44%. Cette faille, précédemment reconnue sur le terrain en Tunisie [Bahrouni *et al.* 2013] et en Algérie [Meghraoui et Pondrelli 2012] a reçu peu d'attention de par le passé malgré un taux de déficit de glissement actuel significatif, estimé à ~ 2,4 mm/an dans les modèles (Figure 2.2c).

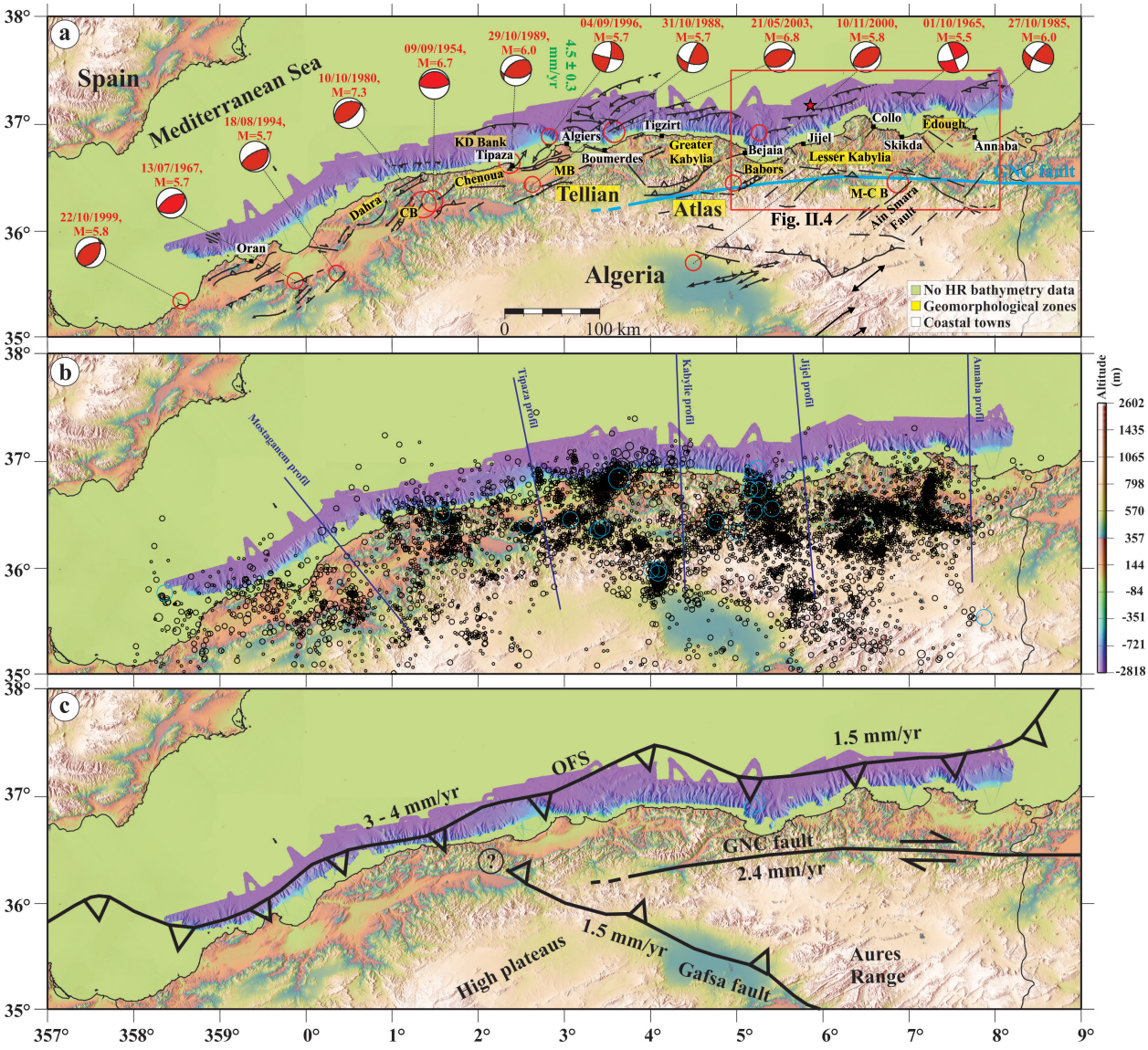


FIGURE 2.2 – (a) Carte sismotectonique du nord de l'Algérie, montrant les principales failles actives observées dans l'Atlas Tellien (de [Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Meghraoui 1988, Villa 1980, Yelles-Chaouche *et al.* 2009], ainsi que les grands séismes ($M \geq 5{,}5$) et leurs mécanismes focaux. Les bassins sismogènes Néogène (CB : bassin de Cheliff, MC : bassin de la Mitidja, et M-CB : bassin de Mila-Constantine) sont également labellisés. La ligne continue bleue montre la principale faille active GNC (Ghardimaou-North Constantine) [Bougrine *et al.* 2019]. Les données bathymétriques haute résolution (HR) sont extraites des levés MARADJA, et le relief topographique est extrait du relief global ETOP01 1-min (www.ngdc.noaa.gov). Les nombres verts sont les variations du mouvement relatif de la Nubie à l'Eurasie à la longitude d'Alger. (b) Sismicité du nord de l'Algérie entre 1900 et 2021 (catalogue CRAAG). Cinq lignes violettes indiquent l'emplacement des profils grand angle SPIRAL. (c) Interprétation tectonique du champ de vitesse GPS. Les lignes noires continues montrent les principales failles actives requises par les données. Les nombres montrent les taux de déplacement horizontal le long des failles en mm/yr. OFS = système de failles offshore, GNC = faille Ghardimaou – Nord Constantine

Alors que la faille GNC prend en charge le cisaillement dextre entre les plaques Eurasie et Afrique, la composante de convergence entre les deux plaques est prise en charge à la fois par la partie orientale de la faille offshore au nord (~ 1,5 mm/an), et par le système de failles de Gafsa au sud (~ 1,5 mm/an) (Figure 2.2c).

2.4 Contexte géologique régional

Le nord de l'Algérie est composé de diverses unités géologiques et structurales, faisant partie de la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar jusqu'à la Sicile, sur plus de 2 000 km correspond à un domaine allochtone, caractérisé par les nappes de charriage essentiellement à vergence sud, mises en place au cours des phases tectoniques de l'orogenèse alpine [Durand-Delga 1969].

En Algérie la chaîne des Maghrébides, est formée par la juxtaposition de trois domaines paléogéographiquement distincts et tectoniquement superposés [Durand-Delga 1971] : au nord le Tell, composé des Kabylides (zones internes), des flyschs et des nappes telliennes, et au sud, le système de l'Atlas intracontinental (Figure 2.3).

Dans l'Est de l'Algérie, le Bloc de la Petite Kabylie (Lesser Kabylia Bloc) a renversé les unités sédimentaires telliennes para-autochtones de la plaque Africaine (zones externes) à l'image du bloc voisin de la grande Kabylie (Figure 2.3). Du point de vue géologique, notre zone d'étude se situe à la frontière qui sépare les zones internes des zones externes correspond particulièrement au sud de LKB, qui contient du nord au sud les domaines suivants :

* **Le domaine interne** : représenté ici par le bloc de la Petite Kabylie (LKB), qui forme avec la Grande Kabylie (GKB), ce que on appelle les Kabylides (Figure 2.3a et b). Ce domaine est formé d'un socle métamorphique kabyle (précambrien et/ou, hercynien, alpin) et d'une couverture mésozo-cénozoïques, à faciès de plate-forme carbonaté, que forme la chaîne calcaire ou dorsale kabyle. La Dorsale kabyle est découpée en trois unités : internes, médianes et externes [Durand-Delga 1969, Raoult 1974, Villa 1980]. Ces séries constituaient, à l'origine, la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire du socle kabyle. Les unités externe et médiane se sont cependant désolidarisées de leur substratum. Elles ont ensuite été plissées et chevauchées par le socle kabyle et la dorsale interne.
* **Le domaine des Flychs** : Le domaine des nappes de flyschs correspond à un secteur marin profond et mobile. Il est lié, jusqu'à l'Éocène supérieur, à la bordure sud de la plaque d'Alboran. Au Crétacé inférieur, des flyschs terrigènes relativement proximaux

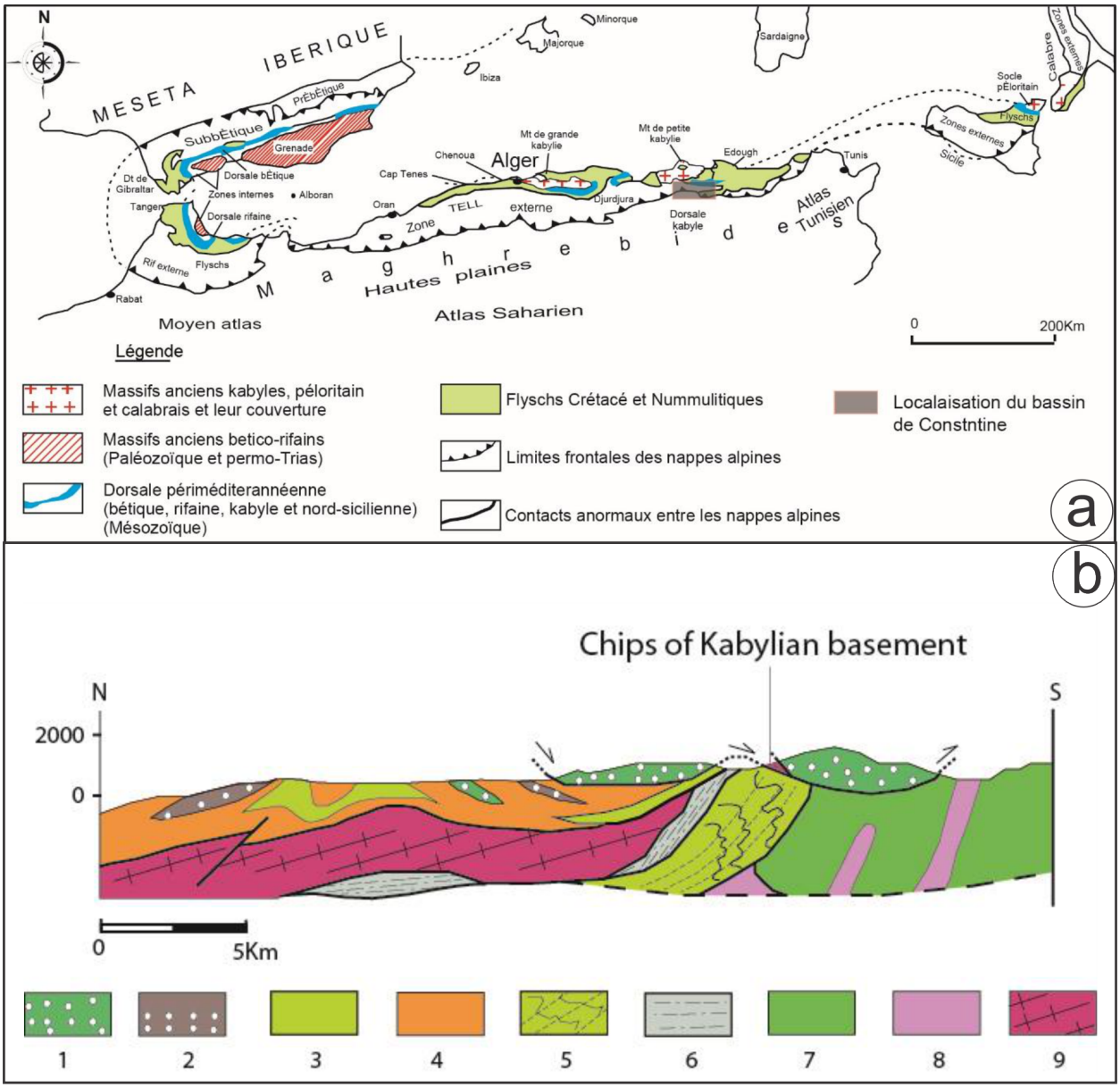


FIGURE 2.3 – (a) Configuration de la Chaîne Alpine en Méditerranée Occidentale [Durand-Delga 1969]. (b) Coupe synthétique montrant l'édifice structural de la Petite Kabylie :1, flysch Maurétanien ; 2, flysch numidien ; 3, flysch albo-aptien ; 4, Oligo-Miocène ; 5, Flysch massylien schistosé ; 6, Série volcano sédimentaire(ou dorsale) ; 7,unités teliennes ;8,Trias ;9, Socle kabyle. In [Mohammedi 2015].

se déposent dans la partie nord du bassin (flysch Maurétanien), [Gelard 1969] et des flyschs distaux dans le Sud (flysch Massylien),[Raoult 1969]. À l'Oligocène et au Miocène basal, un flysch grésomicacé (le flysch Numidien) se dépose en discordance sur les premiers contacts tectoniques séparant les unités du domaine interne et la nappe du flysch Maurétanien. Les flyschs reposent, avec des modalités structurales variées, sur les zones internes et occupent une position allochtone par rapport aux zones externes. La nappe numidienne correspond aux formations les moins tourmentées (Figure 2.3b).

* **Le domaine externe** : Le domaine externe correspond aux unités telliennes parautochtones situées sur la paléomarge Africaine [Bouillin 1986]. Elles sont découpées en deux grands types de séries [Villa 1980] : les séries telliennes et les séries de l'avant pays. Les unités telliennes sont autochtones ou parautochtones par rapport aux nappes de flysch qui les surmontent. Elles sont constituées essentiellement de terrains marno-calcaires [Villa 1980, Wildi 1983]. Le para autochtone affleurant dans le massif de Cheliff, Boumâd, Blida, Babors, le para autochtone est constitué de terrains paléozoïques et mésozoïques souvent écaillé et épi métamorphisé au Crétacé [Kireche 1993, Leikine 1971, Obert 1981].

2.5 Contexte tectonique

Les structures de la chaîne alpine de l'Algérie nord-orientale et leur répartition sont la conséquence de plusieurs phases tectoniques (Figure 2.4). Notamment à l'éocène, cette phase compressive est expliquée par la fermeture de la Téthys occidentale par la rotation de l'Afrique, elle est associée à des accidents verticaux de direction NE-SW tels que l'accident N45°-50° E d'El Kentour qui se prolonge jusque dans l'avant pays au Sud-Ouest (Figure 2.4), entre les monts du Bélezma et ceux du Hodna correspondant à la « transversale de Constantine ». Au Miocène qui est aussi une phase de compression N-S d'après [Bouillin 1977], elle est responsable des vastes recouvrements anormaux qui sont associés des décrochements NW-SE et NE-SW [Villa 1980]. Finalement, la phase tectonique récente est une phase post-nappes qui est responsable de l'orographie actuelle. Elle a induit le comblement des bassins mio-pliocènes, alimenté par la destruction des reliefs environnants. À l'échelle du Constantinois, les structures attribuées à cette tectonique évoquent une tectonique polyphasée. En effet, deux phases successives de distension et de compression ont affecté les formations tortoniennes, entraînant ainsi un resserrement des structures préexistantes, et la formation de plis qui s'alignent en gros sur la direction atlasique. Parmi ces plis on note ceux de Djebel Ouahch, du massif du Chettaba et du Djebel Djaffa. Par ailleurs, des

failles inverses parfois décrochantes ou chevauchantes ainsi que des déformations cassantes de direction E-W et NW-SE, tel l'accident de M'cid Aïcha-Debbagh (MAD) d'une centaine de kilomètres, peuvent être observées (Figure 2.4). Le long de cet accident, des chevauchements Nord-Sud post-miocène sont localement signalés [Guellal et Vila 1973].

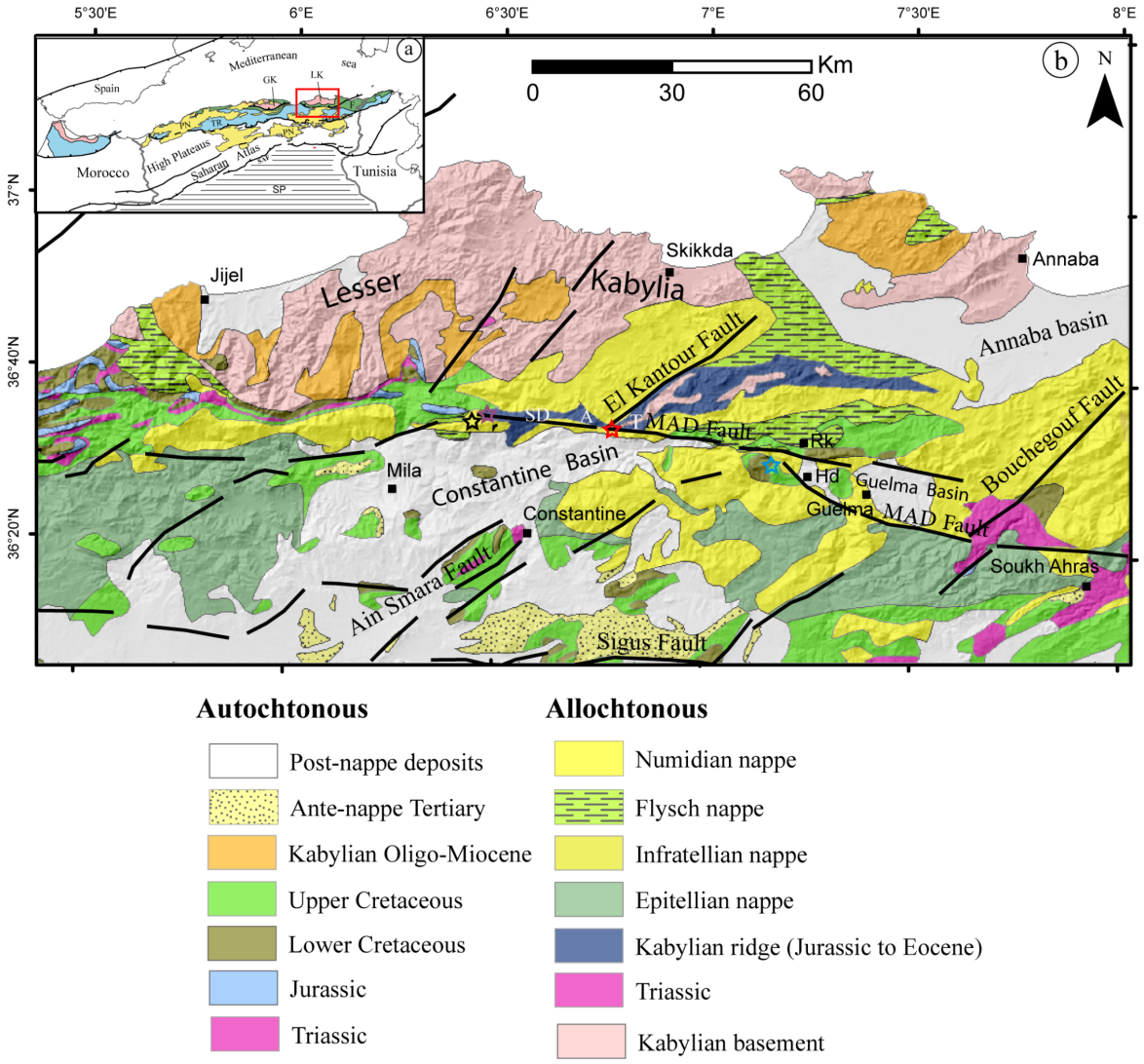


FIGURE 2.4 – (a) Cadre géologique de la chaîne Tellienne algérienne , montrant les principaux domaines tectoniques. Les lignes noires épaisses correspondent aux principaux chevauchements alpins. LK et GK sont respectivement la Petite et la Grande Kabylie ; F indique les unités de Flysch ; TR indique le domaine Tellien-Riff ; PN indique les dépôts de la nappe post-chevauchement ; SP indique la plate-forme saharienne. (b) Carte géologique du nord-est de l'Algérie. Les principales failles actives (lignes noires épaisses) et les unités géologiques sont tirées de kieken (1983). Les étoiles correspondent aux principaux événements de la séquence de séismes de mars 2017.

2.6 Contexte Sismotectonique et aléas sismiques autour du LKB

La bordure septentrionale subissait donc depuis la période Cénozoique une lente déformation traduisant le rapprochement des plaques Eurasiatique et Européenne. Elle s'est soldée par la formation des différentes chaines de montagnes, les bassins sédimentaires et par la présence de toutes les structures actives du Nord de l'Algérie notamment dans l'Atlas Tellien (Figure geolea et 2.5a).

La sismicité dans notre région d'étude se traduit fréquemment par des événements de magnitude faible à modérée, tandis que les événements sismiques destructeurs sont rares. Par exemple, toutes les séquences sismiques récentes dans l'Est algérien, localisées principalement autour du bloc de la petite Kabylie (LKB), sont de magnitudes faibles à modérées (Figure 2.5b). Soutenu par les observations géologiques, la répartition de la sismicité et de la déformation active montre que le LKB se comporte comme un bloc rigide à haute impédance acoustique. Cette rigidité est illustrée par deux observations :

1. Une concentration de la sismicité autour du bloc tandis qu'à l'intérieur, l'absence de sismicité est significative (Figure 2.5b) ;
2. Une déformation active qui s'exprime principalement le long des bords du LKB par la réactivation au Nord de failles chevauchantes majeures dans la marge algérienne [Yelles-Chaouche *et al.* 2021] ou au Sud le long du système de failles MAD majeur à l'intérieur des terres [Bendjama *et al.* 2021, Bougrine *et al.* 2019] (Figure 2.5a).

Les structures autour de LKB sont à l'origine de quelques événements historiques et des séquences sismiques récentes survenues entre 2012 et 2021 autour du LKB : La sismicité associée à **l'extrémité nord du LKB**, a été mal contrainte pendant des décennies en raison du manque d'investigations marines et d'une bonne couverture du réseau sismique. Cette zone est caractérisée par un système de failles offshore (OFS) de chevauchement orienté ~ E-W qui s'étend de Bejaia à Annaba [Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Yelles *et al.* 2009] et accommode 1,5 mm/an de la convergence totale des plaques Afrique-Eurasie [Bougrine *et al.* 2019]. Aucune activité sismique n'a été signalée depuis le séisme de 1856 de Djidjelli de $I_0 = X$, qui a déclenché un tsunami modéré dans la région de la Méditerranée occidentale, jusqu'au trois événements récents. Il est à noter que la sismicité associée à **l'extrémité nord du LKB**, a été de par le passé mal contrainte en raison de l'absonce de stations sismologiques dans la région et du manque d'investigations marines.

Les chocs récents étaient de Mw $\geq 4,1$ ont donc été les premiers révélateurs d'une activité

sismique dans la marge au large de Jijel. Le premier séisme s'est produit le 25 mars 2014 et était situé à 20 km au nord-ouest de Jijel avec une magnittude Mw 4,1, suivi d'un second le 13 juillet 2019, à 40 km au nord de la ville de Jijel avec une magnitude Mw 5,0 (Figure 2.5b). Ces deux événements ont été générés par deux segments de chevauchement ~E-W appartenant à l'OFS dans la marge de Jijel [Yelles-Chaouche *et al.* 2021] (OFSJ, Figure 2.5b). Le troisième évènement fût le plus fort jamais enregistré dans la région, il s'est produit au large de Béjaia le 18 mars 2021 avec une magnitude Mw 6,0 et était caractérisé par mécanisme inverse. Les analyses préliminaires de ce séisme démontrent que cette secousse a été généré par un segment de faille chevauchant de direction ~E-W appartenant toujours à l'OFS. En plus de ces failles inverses, deux failles orientées NNW-SSE ont été cartograohiées [Domzig 2006] au large du golfe de Béjaïa dans le cadre du projet MARADJA, appelées dans cette étude failles MARADJA 1 et 2 (MF et MF2). Au niveau de **la limite occidentale du LKB**, (Figure 2.5a) montre les mécanismes au foyer des séismes les plus récents dont la magnitude Mw ≥4,3. La séquence de Béjaia-Babors de 2012-2013 contient quatre évènements importants, celui du 28 novembre 2012 (Mw 5,1), du 22 février 2013 (Mw 4,3), du 19 mai 2013 (Mw 5,2) et du 26 mai 2013 (Mw 5,0). Tizi N'Berber a connu le 06 février 2018 un séisme de magnitude Md 4,1. El-Aouana a été secoué par un séisme de magnitude (Mw 5,0) le 24 janvier 2020. En remontant le temps, on note le séisme de Lâalam le 23 mars 2003 (Md 5,2) [Beldjoudi *et al.* 2009], révisé par [Abbes *et al.* 2019], et celui de Derguinah le 28 juin 1974 de magnitude Md 5,0. Tous ces évènements précités montrent sans exception des solutions focales en décrochement avec des failles actives orientées préférentiellement ~NW-SE. C'est dans cette zone que les investigations de terrain menées par [Arab *et al.* 2016] près de la région d'El-Aouana ont révélé une faille de décrochement dextre NW-SE (nommée faille d'Aftis ou AF), probablement responsable du séisme de 24 janvier 2020 d'El-Aouana, (Figure 2.5b). Finalement, deux failles dextres orientées NW-SE avec une composante normale (cinématique transtentionnelle) (TF1 et TF2) ont été déduits à partir des données sismiques, et pourraient représenter l'extension offshore de la partie AF [Arab *et al.* 2016].**La limite orientale du LKB** abrite quant à elle la faille de Jebel Safia (JSF), d'âge quaternaire, associée à des sources hydrothermales actives [Abacha *et al.* 2022, Harbi *et al.* 2003, Villa 1980] et à une activité sismique intense de type essaim (c'est-à-dire sans secousse principale claire) (Figure 2.5b).

Sur **la bordure sud de LKB**, les formations des bassins côtiers post-nappes comme Mila et Guelma sont différenciées en faciès au nord et au Sud de l'accident E-W (l'accident de M'cid Aïcha-Debbagh). Cette différentiation est caractérisée par des formations marines au Nord et des formations Laguno-lacustres au Sud. Les bassins rattachés au bloc kabyle situés au Nord de l'accident E-W de M'cid Aïcha-Debbagh, sont affectés par une importante

granitisation responsable d'un métamorphisme de contact affectant le socle et les unités d'âge Mésozoïque à Langhien. Les datations estimées à 16 Ma montrent qu'il appartient au magmatisme tertiaire de la Méditerranée occidentale. Les bassins au Sud de l'accident de M'cid Aïcha-Debbagh sont pratiquement dépourvus de toute influence volcanique sauf de rares coulés de trachytes potassiques à olivine et d'andésites signalées à l'ouest de Guelma. Ces bassins comportent un remplissage composé pour l'essentiel de formations continentales, d'âge Miocène supérieur à Quaternaire. Ces bassins sont répartis selon une direction E-W au voisinage de l'accident de M'cid Aïcha-Debbagh et NE-SW dans plus au Sud ([Aris 1994] et référence y afférant). L'accident E-W de M'cid Aïcha-Debbagh (MAD) d'environ 100 km [Raoult 1974] fait partie d'un système de failles crustales E-W à glissement dextre qui représente l'une des longues séries caractéristiques de l'Afrique du Nord qui s'étend de l'Ouest sur la faille Nord Constantinoise en Algérie jusqu'à la région de Thibar dans le nord de la Tunisie à l'Est. Sa continuation vers l'Ouest à travers la Kabylie n'est pas claire [Bougrine *et al.* 2019]. Cette zone de faille majeure E-W est signalée clairement dans les études géologiques précédentes [Bahrouni *et al.* 2013, Bounif *et al.* 1987, Coiffait 1992, Maouche *et al.* 2013, Meghraoui 1988, Meghraoui et Pondrelli 2012, Rabaute et Chamot-Rooke 2014, Raoult 1974, Villa 1980] comme un système de failles coulissantes dextres. La zone de cisaillement principale orientée E-W traverse le bassin pull-apart de Guelma [Maouche *et al.* 2013, Meghraoui 1988].

La tectonique de MAD est étroitement liée à l'évolution du bassin miocène Mila-Constantine (Figure 2.5b). La faille s'est initialement développée comme une faille normale majeure du Miocène moyen à supérieur et a contrôlé le développement des dépressions de Constantine et de Guelma. Elle a été réactivée en régime transpressif du Miocène supérieur au Plio-Quaternaire, ce qui a conduit à la fermeture des bassins [Aris *et al.* 1998, Coiffait 1992, Guiraud 1977]. Les preuves de l'activité actuelle le long de la faille MAD comprennent des escarpements de failles néotectoniques dans les gisements Plio-Quaternaires [Meghraoui 1988, Mohammedi 2015, Villa 1980], une concentration de sismicité instrumentale significative [Abacha 2015] (Figure 2.5a et b), des sources hydrothermales [Maouche *et al.* 2013] et les données des mesures GPS en continu qui révèle un taux de glissement de 2,4 mm/an sur cet accident [Bougrine *et al.* 2019]. Parmi l'activité sismique récente le séisme d'El Kantour Mw 4,7 le 5 mars 2017 (Annexe A et chapitre 5), El Kantour encore une fois le 22 novembre 2020 (Mw 5,1) (Chapitre 5), Mila le 17 juillet 2020 (Mw 4,8) et le 7 août 2020 (Mw 5,0). Ce dernier a causé un glissement de terrain géant qui a emporté avec lui plus de 100 maisons. Le bassin de Guelma à l'extrême est de MAD a été secoué par un séisme de magnitude Mw 4,7 le 01 avril 2021.

A partir de ce contexte sismotectonique, nous avons divisé l'étude de la sismicité le long

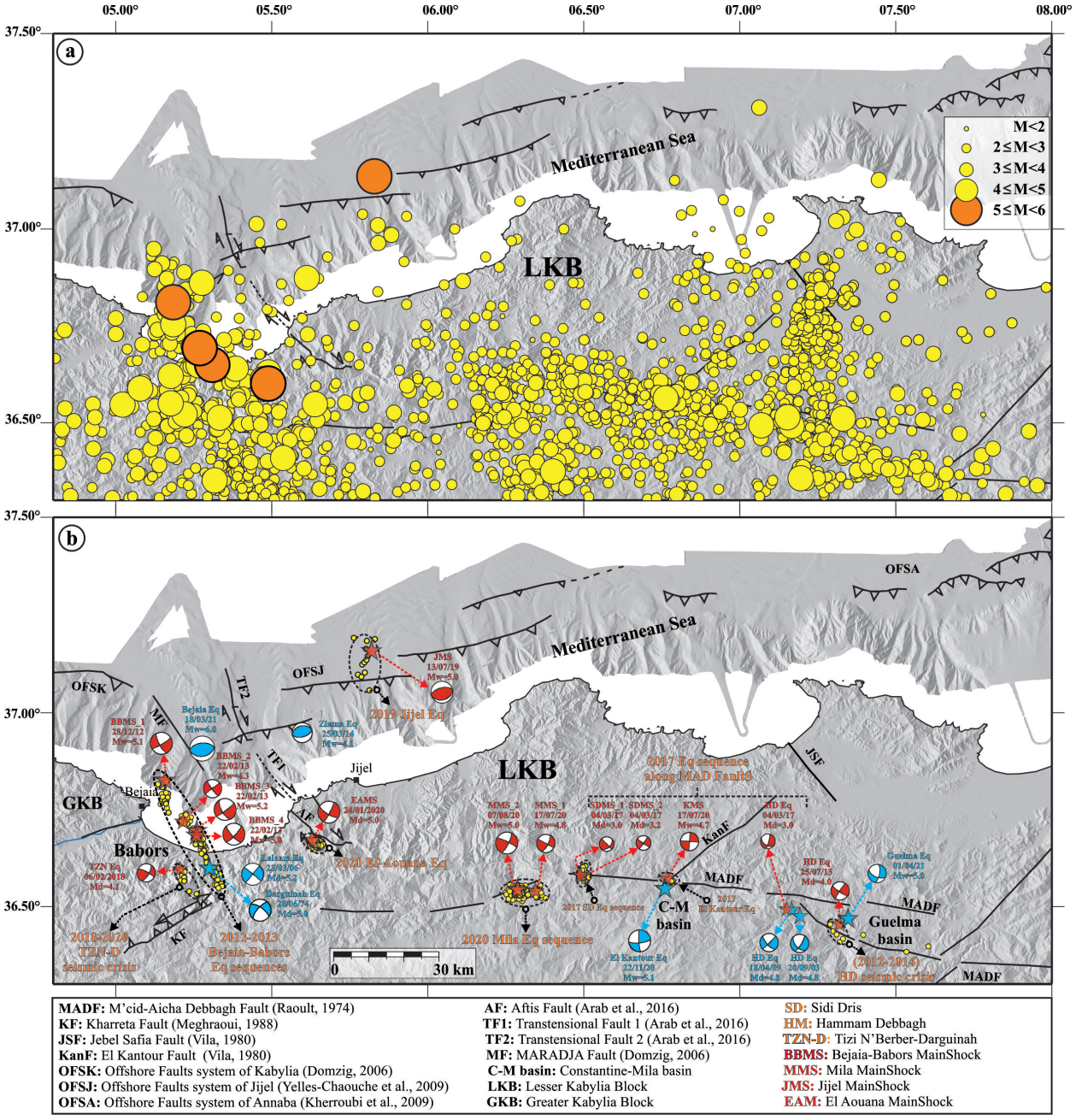


FIGURE 2.5 – (a) Distribution de la sismicité autour du bloc de la petite Kabylie « LKB » à partir des catalogues sismiques CRAAG pour la période 2007-2020 tracée avec des cercles plein jaune, les cercles oranges pour les magnitude M>5. (b) Carte montrant les principales structures actives [Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Meghraoui 1988, Villa 1980]. Les principales séquences sismiques récentes (2012-2021) avec les mécanismes focaux des événements principaux.

de cette faille majeure de MAD en trois régions distinctes : (1) La région Est de la faille MAD qui coïncide avec le basin pull-appart de Guelma (Chapitre 4), (2) la partie centrale de MAD (Chapitre 5) et (3) la partie Ouest qui correspond à la région Béjaia-Babors (Chapitre 6). Dans chaque zone, nous présenterons les caractéristiques sismotectoniques avec plus de détails : les principaux traits structuraux, la sismicité historique et instrumentale, et finalement l'analyse détaillée des différentes séquences sismiques survenus récemment le long de MAD.

2.7 Conclusion

Pour évaluer le potentiel sismique et le risque sismique autour de LKB, en particulier sur la faille MAD, des séquences sismiques récentes sont nécessaires pour comprendre les caractéristiques sismiques associées aux structures de faille connues dans la région ou pour mettre en évidence des nouvelles structures. Les résultats fournissent des contraintes supplémentaires aux forces motrices et aux modèles géodynamiques, leur permettant de mieux expliquer les interactions actuelles entre les plaques (Afrique/Eurasie) et les complexités tectoniques crustales dans la région étudiée.

Chapitre 3

Données des campagnes sismiques et méthodes d'analyses

3.1 Introduction

Cette thèse est basée sur de nombreuses données collectées lors de nombreuses campagnes de terrain effectuées à la suite de l'occurence d'évènements sismiques, en complément des données collectées par le réseau national de surveillance ADSN (Algerian Digital Seismic Network) Figure 3.1.

L'analyse de ces données collectées conduit à un processus de relocalisation de haute précision des évènements sismiques consistant en des corrections de station, une relocalisation absolue et une relocalisation relative. Une fois les évènements localisée, il est procéder à une caractérisation de la séquence par l'identification des failles à l'origine des séismes, en faisant si possible un lien avec les failles de surface, en isolant les paramètres de la source et en établissant une interaction possible des séismes.

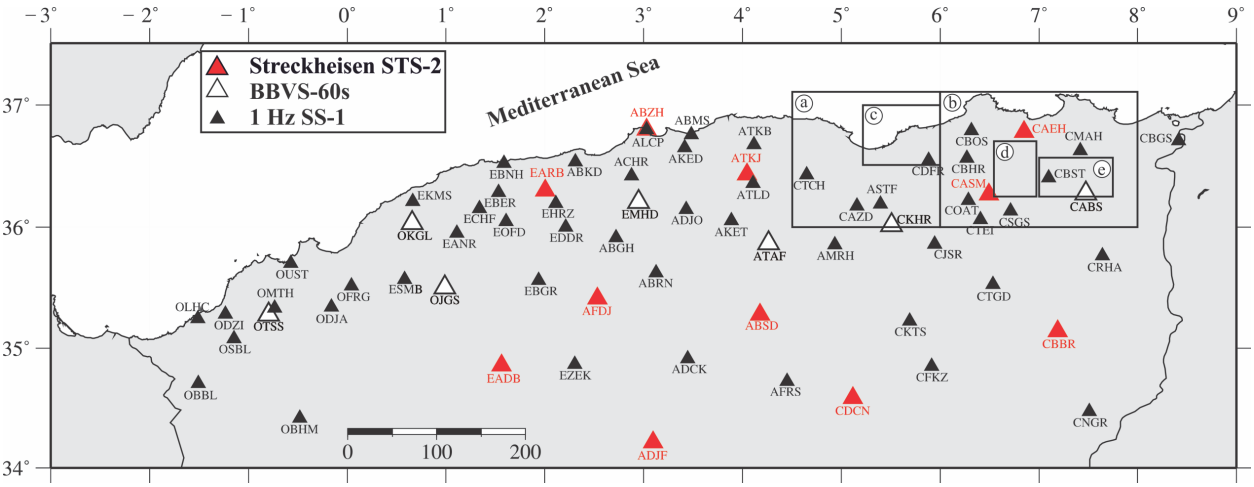


FIGURE 3.1 – Carte de localisation des stations du réseau numérique sismologique permanent Algérien (ADSN), contenant des stations : large bande et courte période. La distribution des stations est dans la partie tectoniquent active en l'occurence l'Atlas Tellien.

3.2 Présentation des données

Différentes campagnes ont été menées pour enregistrer l'activité des répliques dont :

3.2.1 Campagne de Béjaïa 2012-2013

Quelques jours après le premier choc principal du 28 novembre 2012 (Mw 5,1), un réseau temporaire de 10 stations sismologique à trois composantes a été déployé autour du Golfe de Bejaia, dans sa partie côtière (Figure 3.2a). Le réseau a été conçu avec un espacement de 10 à 40 km entre les stations. Il contenait deux types de stations : six numériseurs GEOSTARS couplés à des capteurs L22 (f0 = 2 Hz) et quatre numériseurs GeoDevice EDAS-24IP couplés à des capteurs GeoDevice FSS-3 (f0 = 1 Hz). Afin de suivre la sismicité issue de la crise sismique de Béjaia de 2012-2013, l'enregistrement du réseau de stations portables a duré plus de six mois.

3.2.2 Campagne Guelma-El Kantour 2016-2018

Le but de la campagne était d'étudier principalement la sismicité du Bassin de Guelma, en l'occurrence la partie Est de la zone tectonique Mcid Aïcha- Debbagh. Pour cela huit stations portables courte période ont été déployées du 24 avril 2016 au 09 janvier 2018 (Figure 3.2b). Les stations étaient équipées d'un sismomètre courte période de type Mark

products L22 (2 Hz) et d'un numériseur Omnirecs Cube 3 24-bit, l'alimentation en électricité était assurée par des batteries rechargeables à travers des panneaux solaires. Cinq stations (SP03, SP05, SP06, SP07 et SP08) ont été installées dans le bassin de Guelma avec un espacement moyen entre les stations de (~ 25 km). Deux stations (SP01, et SP02) ont été ajoutées vers l'Ouest de part et d'autre de la faille Mcid Aicha-Debbagh, une décision qui s'est avéré très judicieuse puisqu'elle a permis d'enregistrer une partie de l'activité des répliques du séisme d'El Kantour (Mw 4,7) qui s'est produit le 5 mars 2017. 30 % des répliques de la séquence ont pu être localisés, ce qui a fait fait l'objet d'une publication scientifique (Annexe A), et le sujet du chapitre 5 de cette thèse. Une station (SP04) avait été installée dans le bassin d'Annaba, zone proche à la zone d'étude, afin de pouvoir connaitre le niveau de sismicité de ce bassin.

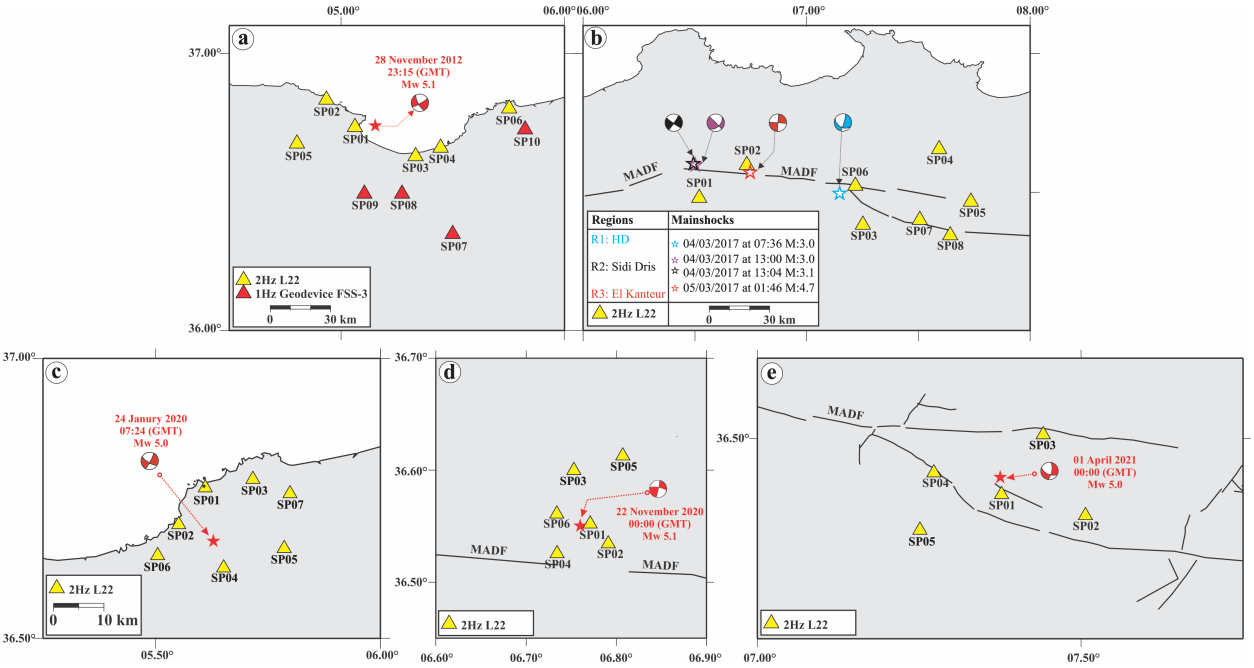


FIGURE 3.2 – Disposition des stations portables pour les différentes camppagnes. a Béjaia 2012-2013, b Guelma-El kantour 2016-2018, c El Aouana 2020, d El kantour 2020, et e Guelma 2021.

3.2.3 Campagne d'El Aouana 2020 (région de Jijel)

Les données de l'évènement sismique de 24 janvier 2020 (Mw 5,0), la secousse principale et les premières répliques, sont issues de la base de données ADSN. Tenant compte du fait que la station la plus proche (CDFR) se trouvait à 30 km de la zone épicentrale avec un écart (GAP) de ~ 180 ° (Figure 3.1), les premières localisations, avant l'installation des stations

portables, comportaient des erreurs importantes. C'est pour cela que nous avons déployé, dans un premier temps, quatre stations mobiles le long de la côte (SP01, SP02, SP03 et SP04) pour réduire le GAP et les distances aux répliques, la station fixe SP01 étant installée dans la ville d'El Aouana (Fig. 3.2c). Dans un deuxième temps, nous avons ajouté trois autres stations (SP04, SP05 et SP07) dans la zone épicentrale (Figure 3.2c). Les sept stations du réseau temporaire étaient équipées de numériseurs 24 bits Omnirecs CUBE3 et de capteurs à trois composantes Mark Products L22 (fc = 2,0 Hz), complétés par des panneaux solaires et fonctionnant en mode d'acquisition continue à une fréquence d'échantillonnage de 100 Hz. La période d'enregistrement est de 70 jours.

3.2.4 Campagne d'El Kantour 2020-2021

Après le séisme de 22 novembre 2020 de magnitude (Mw 5,3) qui a ébranlé la région d'El Kantour et les zones limitrophes. Six stations mobiles ont été installées le 24 novembre 2020 et ce jusqu'au 15 février 2021 afin d'enregistrer l'activité des répliques (Figure 3.2d). Les stations étaient équipées d'un sismomètre courte période de Mark Product de type L22 (2 Hz) et d'un numériseur Omnirecs Cube3 24-bit. Les deux premiers jours du séisme ont été couverts par les données de trois stations portables installées dans la région de Mila, cette dernière ayant connu un séisme modéré (Mw 4,9) en août 2020 qui a causé un glissement de terrain spectaculaire.

3.2.5 Campagne de Guelma 2021

Suite au séisme du 01 avril 2021 (Mw 5,0) proche à Hammam Debbagh, 5 stations portables ont été installées dans la zone d'activité des répliques (Figure 3.2e). Les stations étaient équipées d'un sismomètre courte période de Mark Product de type L22 (2 Hz) et d'un numériseur Omnirecs Cube3 24-bit.

3.3 Dépouillement

Le fonctionnement continu des stations portables étendu sur les trois campagnes a accumulé plus de 900 GB d'enregistrements sismiques. Chaque station a été convertie au format commun SEISAN [Havskov et Ottemöller 1999] pour faciliter l'analyse des données. Pour ce faire, le système d'analyse sismique SEISAN constitue un ensemble complet de programmes facile d'utilisation pour l'analyse des séismes à partir de données analogiques et numériques. Il inclut toutes les fonctions de base de l'analyse sismique comme le dépouillement des phases sismiques, la localisation des épicentres, l'estimation de la magnitude, le calcul des mécanismes au foyer, etc. Il est basé sur la plateforme Windows et LUNIX et prend en charge les fichiers de forme d'onde tels que : (SEISAN, GSE2.0, SEED/MSEED, SAC, ASCII). Ses principales caractéristiques sont les suivantes Figure 3.3 :

— Affichage du sismogramme avec un zoom arbitraire de l'axe du temps et de l'amplitude,

— Récupération et affichage des sismogrammes avec les phases dépouillées,

— Dépouillement interactive des phases,

— Accès direct à un programme de localisation des tremblements de terre,

— Enregistrement des temps d'arrivée et les paramètres de localisation dans un fichier de données (uniquement en format Nordique)

SEISAN contient également des programmes intégrés pour des applications de recherche comme le Coda Q, la modélisation synthétique, l'analyse des ondes de surface, un système complet pour le calcul de l'aléa sismique, et l'inversion des temps d'arrivée, pour déterminer à la fois les hypocentres et le modèle de vitesse. Les modèles terrestres basés sur le temps d'arrivée des ondes sismiques et la localisation des épicentres dépendent fortement de la précision des données utilisée ; il est donc très important de choisir une phase précise est cohérente. Après visualisation et archivage des évènements dans une base de données, nous avons pointé le temps d'arrivée des ondes P & S à chaque station Figure 3.3 en affectant un poids à toutes les observations. Le poids désigne la qualité des lectures des phases sismiques qui dépend principalement de l'énergie du tremblement de Terre, du diagramme de rayonnement, de la distance d'enregistrement, du niveau de bruit, du taux d'échantillonnage des sismogrammes et de la gamme dynamique du système d'enregistrement. Chacun de ces facteurs présente des variations importantes. Cinq niveaux de désignation de la qualité (Q) est alors utilisé pour nos données selon que les arrivées sont impulsives, émergentes, bruyantes ou douteuses. Le poids relatif attribué est lié à la désignation de la qualité par W=1-Q/4, un poids de 100% correspond à Q=0 ; 75, 50, 25, et 0% correspondent à Q=1, 2, 3 et 4 respectivement. Nous avons également pointé la durée du signal (T) qui sera ensuite

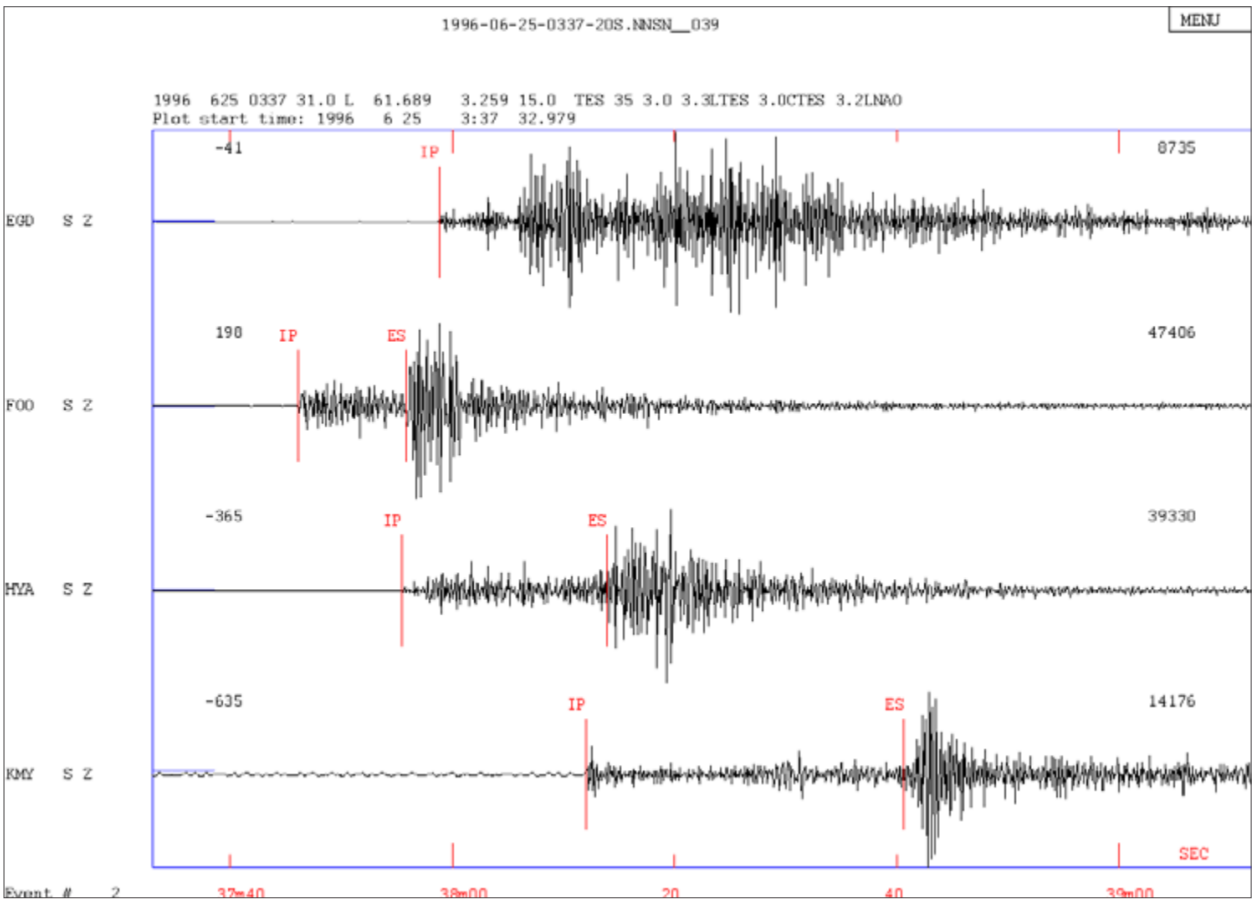


FIGURE 3.3 – Exemple de lecture des phases des ondes P et des onde S .

utilisée pour le calcul de la magnitude de durée (Md) estimée avec la formule empirique suivante (CRAAG, travail non publié, 1981) ;

$$M_d = -1.9 + 2.8\log(T); \quad D < 40km; \quad D \quad \text{est la distance épicentrale} \tag{3.1}$$

$$M_d = -1.2 + 2.2\log(T) + 0.0033 \times D; \quad 40km \leq D \leq 200km \tag{3.2}$$

Finalement, nous avons attribué pour les évènements principaux et les répliques significatives les polarités (Up ou Down) des premières ondes arrivées P, pour qu'ensuite les routines (HASH, FPPFIT, PINV, SPHERA) l'utilisent pour la détermination du mécanisme au foyer.

3.4 Localisation absolue et modèle de vitesse

Dans la présente étude, la localisation initiale de l'hypocentre et l'estimation de la magnitude ont été effectuées à l'aide du programme HYPOCENTER inclus dans le paquet SEISAN. HYPOCENTER est un programme FORTRAN permettant de localiser les séismes locaux, régionaux et mondiaux [Lienert *et al.* 1986]. Le programme a la capacité de localiser des événements locaux en utilisant un modèle de vitesse en couches. Le principal résultat du programme est constitué des paramètres des hypocentres, c'est-à-dire le temps origine, lieu, profondeur focale, magnitude et les erreurs de ces quatre paramètres. Les paramètres d'entrée sont définis dans un fichier appelé STATION0.HYP, qui contient les paramètres suivants :

— Paramètres de TEST,

— La liste des stations contenant les latitudes, longitudes et altitudes pour chaque station,

— Les paramètres du modèle de vitesse en couches,

— Profondeur focale de départ par défaut,

— Le paramètre de pondération de la distance,

— Le rapport Vp/Vs,

— Le nom de l'organisme de localisation.

Une fois qu'une solution est obtenue par HYPOCENTER, les résultats sont imprimés dans les fichiers de sortie PRINT.OUT et HYP.OUT.

Pour la localisation des séismes, les codes informatiques les plus utilisés sont HYPO71 [Lee et Lahr 1975], HYPOINVERSE [Klein 1978] ou HYPOCENTER [Lienert *et al.* 1986]. Les paramètres de vitesse sont ici maintenus fixes et les résidus de temps de trajet observés sont minimisés en ajustant les paramètres hypocentriques. Les paramètres de vitesse sont basés sur nos connaissances *a-priori*. Cependant, l'utilisation d'un modèle de vitesse, peut introduire des erreurs systématiques dans la localisation de l'hypocentre. La précision de la localisation des séismes dépend non seulement de la géométrie des stations, de l'algorithme de localisation, et la précision des temps d'arrivée de la première onde P & S, mais aussi de la caractérisation de la structure de la vitesse sismique. Il est donc essentiel de travailler avec un modèle de vitesse plus précis qui peut être obtenu simultanément avec les paramètres hypocentriques.

Le temps de trajet entre la station (x_i, z_i) et l'épicentre (x, z) est donné par :

$$t_i = ((x - x_i)^2 + (z - z_i)^2)^{1/2}/v \tag{3.3}$$

Où v est la vitesse. L'équation ci-dessus montre clairement qu'elle ne dépend pas linéairement de x ou de z et qu'elle est aussi inséparable de v.

Ainsi, le temps de trajet d'une onde sismique est une fonction non linéaire des paramètres hypocentriques et des vitesses sismiques échantillonnées le long du trajet du rayon entre la station et l'hypocentre. Cette dépendance des paramètres hypocentriques et des vitesses sismiques est appelée le problème couplé Hypocentre-vitesse [Crosson 1976, Thurber 1992].

Il est important de résoudre le problème couplé Hypocentre-vitesse lors de l'inversion pour le calcul d'un modèle 1-D minimum. La détermination du modèle 1-D minimum a été calculée à l'aide du programme VELEST inclus dans le paquet SEISAN. Le programme VELEST est une routine FORTRAN77 qui a été conçue pour dériver des modèles de vitesse 1-D pour les procédures de localisation des séismes et comme modèle de référence initial pour la tomographie sismique [Kissling *et al.* 1994]. VELEST résout de manière itérative le problème couplé hypocentre-vitesse en inversant simultanément les paramètres hypocentriques, les vitesses sismiques et les corrections de station. Dans les deux cas, le problème direct est résolu par l'inversion complète de la matrice des moindres carrés amortis. Comme le problème inverse est non linéaire, la solution est obtenue de manière itérative, où une itération consiste à résoudre à la fois le problème direct et le problème inverse. Pour résoudre le problème de localisation des séismes locaux, une décomposition supplémentaire des valeurs singulières de la matrice symétrique est effectuée afin de calculer les valeurs propres, mais cela n'est fait qu'en mode événement unique (single-event mode). Le calcul du modèle 1-D minimum nécessite de multiples itérations pour sélectionner et tester les paramètres de contrôle appropriés pour l'ensemble des données. L'explication en détail de la théorie de la résolution du problème hypocentre-vitesse dans le programme VELEST est dans [Kissling 1988, Kissling *et al.* 1994].

3.5 Relocalisation relative basée sur la forme d'onde

Nous avons effectué une analyse de relocalisation relative afin d'affiner les localisations déterminées dans les étapes précédentes, basée sur l'algorithme de double différence HypoDD [Waldhauser et Ellsworth 2000] (Figure 3.4). Cette méthode suppose que les séismes sont situés suffisamment près les uns des autres pour que la structure de vitesse sismique dans la zone hypocentral soit approximativement uniforme, et que la structure sismique le long des trajets de propagation ait le même effet sur les formes d'onde de tous les événements enregistrés dans une station sismique commune. Le programme accepte des données provenant des arrivées des ondes P & S et/ou les délais=décalages d'intercorrélation entre des évènements similaires. Une combinaison des deux tend à donner les résultats les plus précis.

L'intercorrélation détermine le degré de similitude entre deux signaux différents à des positions décalées dans le temps. Tout en maintenant un signal stationnaire, le signal comparé est déplacé à travers celui-ci avec des coefficients de corrélations mesurés à chaque position d'échantillonnage. L'arrivée du maximum de l'intercorrélogramme correspond au décalage. Des routines Matlab ont été écrites pour l'analyse d'intercorrélation. Nous avons d'abord calculé les décalages pour toutes les paires de tremblements de terre possibles. Cela a été réalisé en calculant la fonction de corrélation temporelle entre deux signaux d'une longueur de 256 échantillons provenant de deux tremblements de terre enregistrés à une station commune sur la composante verticale. Toutes les fenêtres d'échantillonnage commencent à 100 échantillons avant le prélèvement de l'onde P et tous les signaux ont d'abord été filtrés dans la bande de fréquence 3-20 Hz. Nous avons retenu tous les délais estimés lorsque le maximum du coefficient de corrélation atteignait une valeur de 0,7 ou plus. Les données combinées ont ensuite été entrées dans le programme de localisation HYPODD pour déterminer les emplacements relatifs des hypocentres.

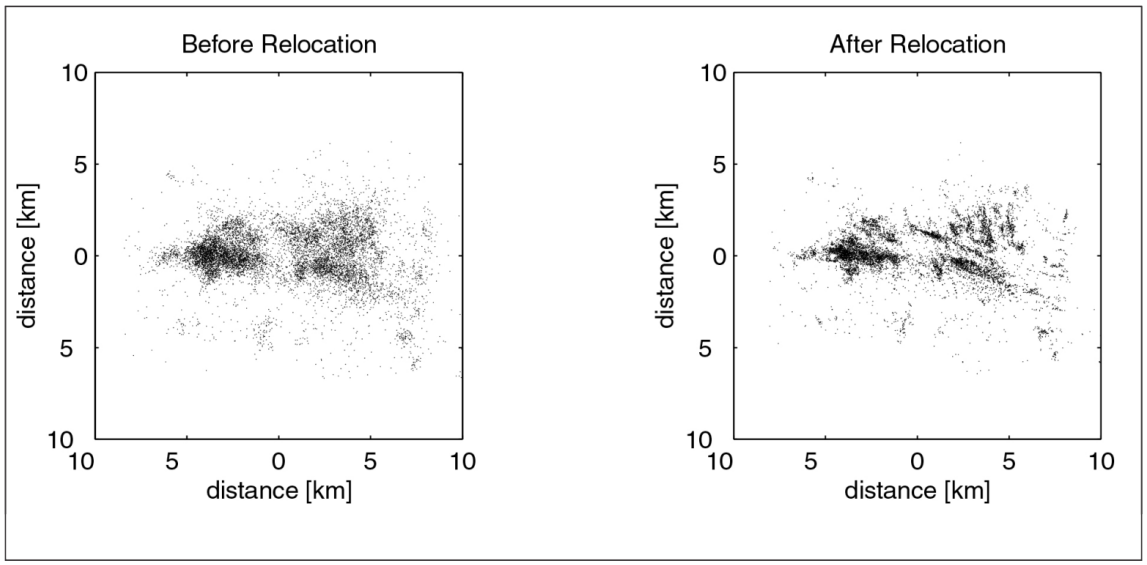


FIGURE 3.4 – Vue cartographique des localisations JHD (panneau de gauche) et des localisations par double différence HypoDD (panneau de droite) d'environ 10 000 séismes qui se sont produits pendant la crise sismique de 1997 dans la caldeira de Long Valley. tirés de [Waldhauser et Ellsworth 2000].

3.6 Mécanisme au foyer et modélisation des sismogrammes

Les séismes sont la manifestation d'une libération d'énergie au niveau de zones de faille sur lesquelles un bloc crustal se déplace par rapport à un autre. Les séismes permettent de comprendre la cinématique de ces failles et des déformations associées. Sous contraintes, les matériaux de chaque côté de la faille sont cisaillés, mais sur la faille elle-même, le frottement empêche les deux côtés de glisser. Finalement, lorsque la contrainte accumulée dépasse le seuil de résistance de la roche, ceci entraîne une rupture de la faille jusqu'à rejoindre une nouvelle position d'équilibre. Les séismes se produisant en profondeur, la caractérisation de la source, nécessite une analyse du mouvement des ondes sismiques, ce qui fournit le moyen de comprendre le processus de rupture.

Le mécanisme au foyer ou solution focale du plan de faille décrit l'orientation de la faille et le glissement sur la faille par rapport à un système de coordonnées géographiques. Le mécanisme au foyer est le paramètre le plus important à déterminer une fois que la localisation des épicentres et leurs magnitudes sont connues, il est utilisé pour déterminer la géométrie réelle des failles ainsi que pour déduire leur style et les régimes de contrainte d'une région particulière. Toutes les méthodes sismologiques de détermination des solutions focales

sont basées sur le diagramme de rayonnement (Figure 3.5), que la source sismique du tremblement de terre envoie. Les schémas de rayonnement des tremblements de terre peuvent être modélisés par une source de dislocation à cisaillement ponctuel, qui est équivalente d'un double couplage de forces [Aki et Richards 2002]. Les données de premier mouvement de l'onde P peuvent être interprétées comme ayant été causées par l'action d'un double-couple de forces de directions opposées et perpendiculaires. Le diagramme de rayonnement des ondes P de la solution à double couple montre que la polarité du premier mouvement des ondes P dépend de la direction azimutale de la station d'enregistrement par rapport à l'orientation du plan de faille (Figure 3.5).

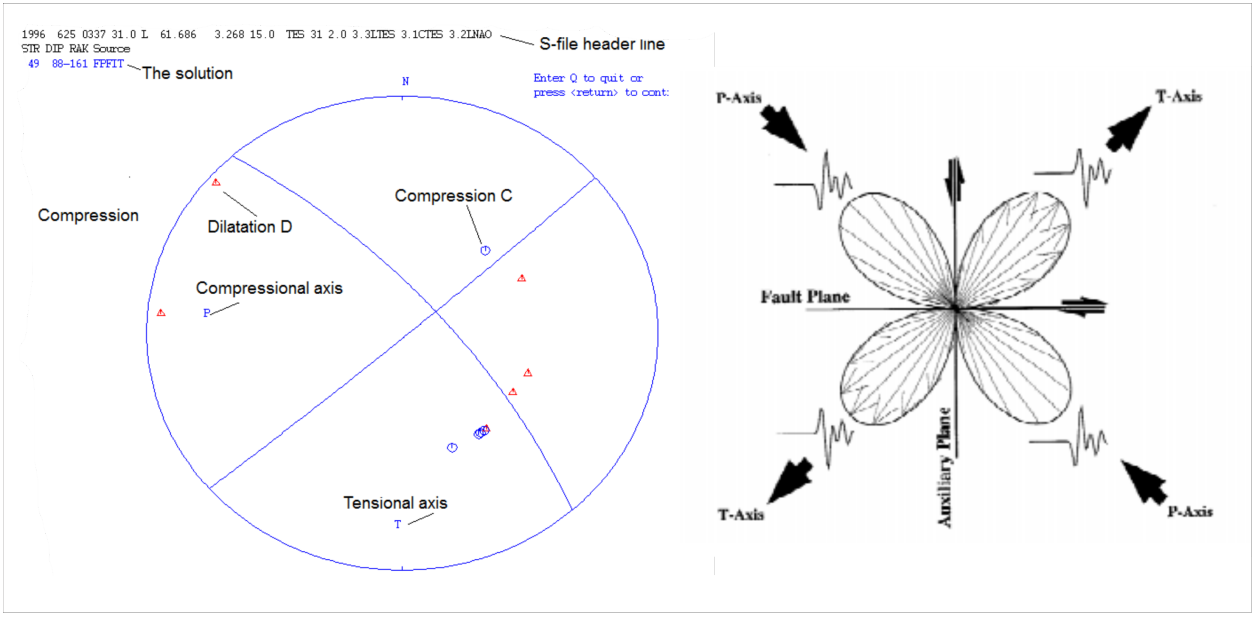


FIGURE 3.5 – (*Panneau de droite*) Mécanisme au foyer du séisme déterminer par la méthode FPFIT dans SEISAN. (*Panneau de gauche*) Le diagramme de rayonnement de l'onde P pour une solution double-couple

Les ondes sismiques ont des amplitudes des polarités différentes dans des directions différentes en fonction de la position relative de la source par rapport à une station sismique. Cette propriété peut être utilisée de manière très simple en utilisant simplement les polarités, ce qui est utilisé dans les méthodes classiques. Nous avons appliqué trois programmes implémentés dans le paquet SEISAN ; FPPFIT Figure 3.5, HASH et PINV pour le calcul des mécanismes au foyer en se basant sur les polarités des ondes P. Nous avons également utilisé un programme en dehors de SEISAN qui est SPHERA [Rivera et Cisternas 1990], qui utilise le même procédé.

Les méthodes les plus récentes utilisent une partie ou la totalité du sismogramme en

modélisation directe ou inverse. Pour cela, nous avons utilisé la technique de modélisation de la forme d'onde développée par [Yagi et Nishimura 2011] pour estimer indépendamment le mécanisme au foyer, le moment sismique et la profondeur de la source. Cette méthode fournit un moyen fiable pour estimer les solutions du tenseur de moment pour les séismes petits à modérés, en éliminant les effets de l'amplification du site et en isolant le terme de propagation [Yagi et Fukahata 2011, Yagi et Nishimura 2011].

Mathématiquement, le déplacement d de la composante de la station (c) à la position (x) au moment (t) peut alors être calculé à partir de la convolution de la fonction de Green G et du tenseur de moment M.

$$d_c(x,t) = G \times M \tag{3.4}$$

La fonction de Green G représente tous les effets de propagation du milieu sur les ondes élastiques, tandis que M est représenté par les scalaires M_{kj} avec l'unité d'un moment/force. Les forces externes supplémentaires sont négligées. Ce tenseur symétrique 3×3 contient six éléments indépendants :

$$M_{kj} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \tag{3.5}$$

Puisque les couples de forces sont le long des plans de coordonnées, le tenseur de moment est symétrique [Stein et Wysession 2003]. Cela signifie qu'il n'y a que 6 éléments indépendants du tenseur de moment ($M_{xy}, M_{yx}, M_{zx}, M_{xz}, M_{zy}, et M_{yz}$). La symétrie du tenseur donne un moment de forces total nul. Cela conduit à un modèle de double couple.

L'équation 3.4 peut être réécrite en détail comme suit :

$$d_c(x,t) = \sum_{q=1}^{6} \int\int\int G_{xcq}(t,\xi) \times M_q(t,\xi) d\xi + e_{xc}(t) \tag{3.6}$$

Où e est l'erreur observée. La variation de volume pendant un tremblement de terre est trop faible pour être détectée, c'est pourquoi nous pouvons négliger la composante de variation de volume M6. Nous pouvons également supposer un modèle de source simple tel qu'un modèle de source ponctuelle dans lequel la forme d'onde sismique rayonne à partir d'un point. L'équation 3.6 peuvent être réécrite comme suit :

$$d_c(x,t) = \sum_{q=1}^{6} G_{xcq}(t,\xi_c) \times M_q(t) + e_{xc}(t) \tag{3.7}$$

Où ξ_c est l'emplacement du centroïde. Logiquement, le mécanisme de foyer est maintenu constant pendant le tremblement de terre et nous avons rapproché la forme de la fonction temporelle de la source pour qu'elle soit un triangle isocèle avec un demi duré t_r, ce qui signifie que l'équation 3.7 peut également être réécrite comme suit :

$$d_c(x,t) = \sum_{q=1}^{5} G_{xcq}(t, t_r, \xi_c) \times M_q(t) + e_{xc}(t) \tag{3.8}$$

Après avoir appliqué un filtre passe-bas aux données observées, on obtient une matrice de données de N dimension.

$$d = A(t_r, \xi_c m + e \tag{3.9}$$

Où d et m sont des données et vecteur d'erreur de N dimension, respectivement ; m est un vecteur de paramètre de modèle à 5 dimensions. A est une matrice de coefficient $N \times 5$. La solution de l'équation matricielle est obtenue par l'approche des moindres carrés. [Yagi et Nishimura 2011] ont supposé que l'emplacement horizontal du centroïde peut être assimilé à l'épicentre d'un tremblement de terre et ils ont montré comment il est possible d'estimer sa profondeur optimale en utilisant la méthode par grille de recherche.

Sur la Figure 3.6 des exemples d'applications tirés de [Yagi et Nishimura 2011].

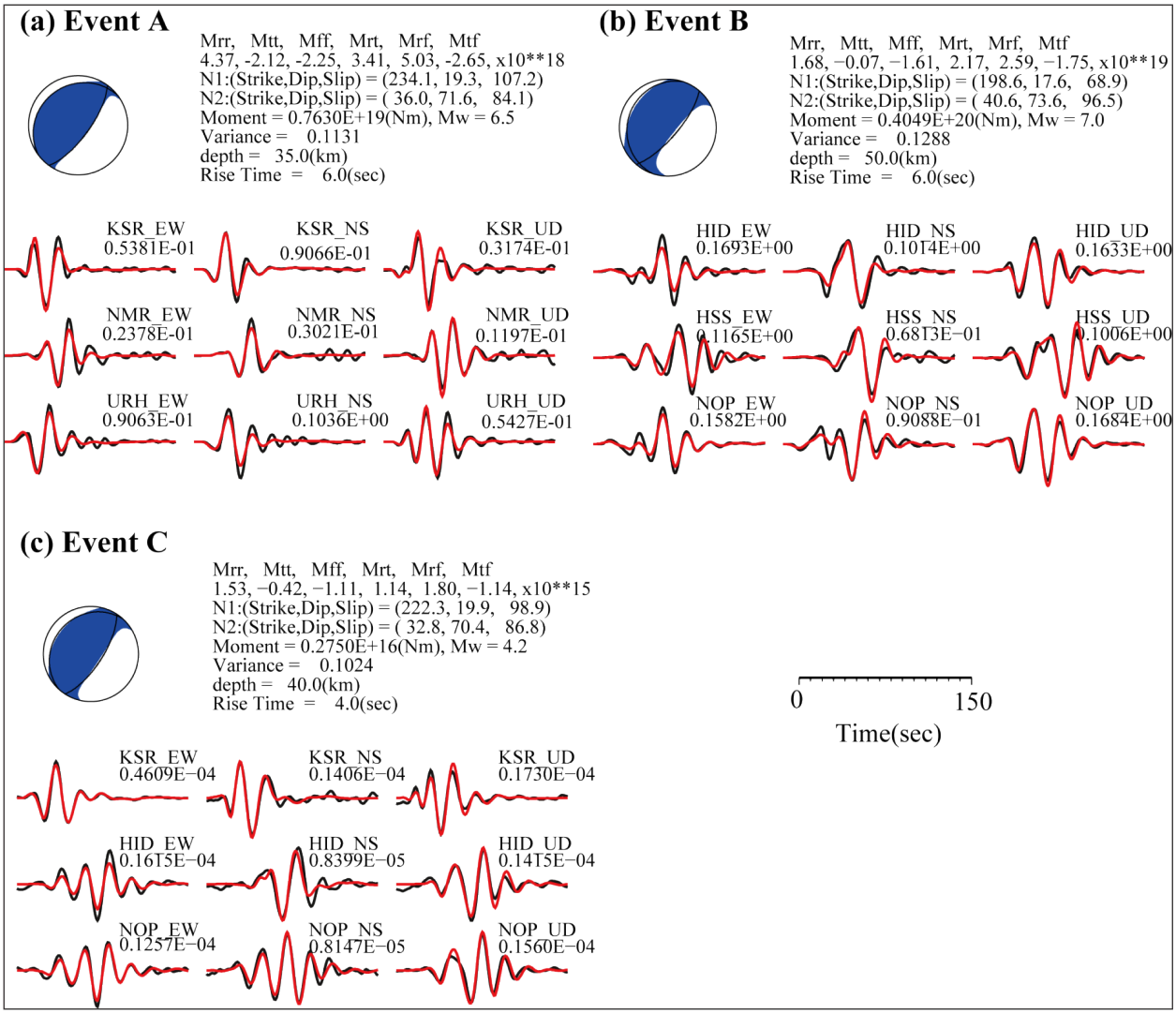


FIGURE 3.6 – Résultats de l'inversion du tenseur de moment pour l'événement A (a), l'événement B (b) et l'événement C (c). Pour chaque cas, sont présentés le mécanisme au foyer (graphique en haut à gauche), l'information sur les paramètres de la source (graphique en haut à droite), et les formes d'onde observées et synthétiques (lignes noires et lignes rouges, respectivement ; graphique en bas). Les chiffres qui se trouvent sous le code de la station indiquent l'amplitude maximale (en *cm/sec*) tirés de [Yagi et Nishimura 2011].

3.7 Champ de contraintes par inversion des mécanismes au foyer

Les solutions de plan de faille des séismes se produisant dans la croûte cassante peuvent être utilisées pour analyser le champ de contraintes régional actuel et déterminer comment ces contraintes agissent sur les structures préexistantes. De nombreuses techniques d'inversion des contraintes ont été élaborées pour déterminer les orientations des champs de contraintes à partir des mécanismes au foyer [Angelier 1979, Delvaux et Sperner 2003, Gephart 1990, Gephart et Forsyth 1984, Michael 1984, Rivera et Cisternas 1990]. La plupart d'entre eux sont basées sur les hypothèses de [Bott 1959] qui supposent que le glissement se produit parallèlement à la direction de la contrainte de cisaillement maximale sur le plan de la faille. Les mécanismes au foyer sont inversés pour obtenir les paramètres réduits du tenseur de contrainte. Ces paramètres sont les principaux axes de contrainte $\sigma 1$, $\sigma 2$ et $\sigma 3$, qui montrent respectivement les contraintes de compression principales maximales, intermédiaires et minimales et le rapport des principales différences de contrainte $R = \sigma 2 - \sigma 3 / \sigma 1 - \sigma 3$, qui définit la forme de l'ellipsoïde de contrainte [Delvaux *et al.* 1997].

Selon [Delvaux *et al.* 1997] le régime de contrainte est une fonction qui dépend de l'orientation des principaux axes de contraintes et la forme de l'ellipsoïde (R) : Extension quand $\sigma 1$ est vertical (R va de 0 à 1), décrochement quand $\sigma 2$ est vertical (R va de 1 à 0), et compression quand $\sigma 3$ est vertical (R va de 0 à 1). Par conséquent, ils ont introduit l'indice de régime R' car ce va-et-vient n'est pas très pratique pour exprimer le facteur R sous forme de diagrammes. Pour cela, ils ont transposé cette valeur de R en un index composite R' allant de 0 à 3, exprimant cette évolution du plus extensif au plus compressif de manière continue et calculé comme suit :

— R' = R pour le régime extensif (donc pas de changement),

— R' = 2 – R pour le régime décrochant (R' reste croissant du plus extensif au plus compressif, alors que R est décroissant),

— R' = 2 + R pour le régime compressif (juste une translation).

Dans cette thèse, nous avons traité les données de manière interactive par le programme Win-TENSOR [Delvaux et Sperner 2003] ; d'abord en utilisant la "méthode du dièdre droit" (Figure 5.7a), une méthode graphique permettant de déterminer les orientations possibles de $\sigma 1$ et $\sigma 3$ [Angelier et Mechler 1977]. Le résultat initial est utilisé comme point de départ pour la procédure itérative de la grille de recherche "Optimisation rotationnelle" (Figure 5.7b) en utilisant la fonction F5.

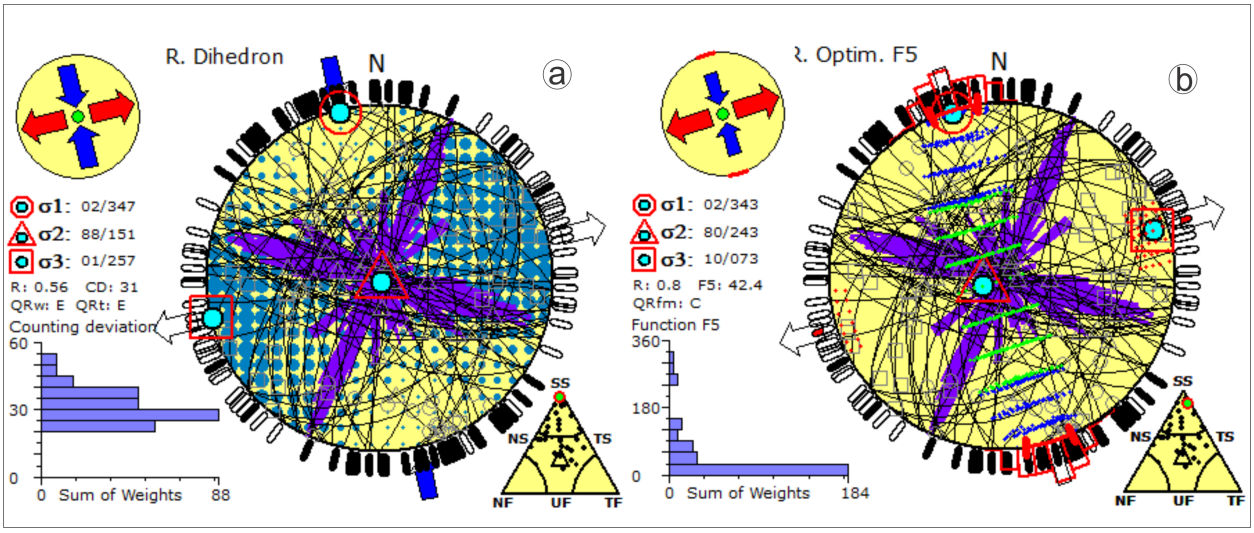


FIGURE 3.7 – Résultat de l'inversion des contraintes des plans focaux sélectionnés, projeté sur l'hémisphère inférieur (projection stéréographique de Schmidt).(a) la méthode du dièdre droit. (b) Optimisation rotationnelle par la fonction F5.

La méthode du Dièdre Droit (Figure 5.7a) a été spécialement conçue pour les données de mécanismes focaux, les deux plans focaux de chaque mécanisme sont considérés comme équivalents car ils définissent des dièdres de compression et d'extension qui contraignent les orientations possibles de, respectivement, $\sigma 1$ et $\sigma 3$. Il n'y a donc pas de discrimination entre les plans de faille réels et les plans auxiliaires. Cependant, lors de l'application d'un tenseur de contrainte sur un mécanisme au foyer, les deux plans focaux donnent des valeurs différentes pour la fonction d'inadéquation « *misfit* » car ils sont orientés différemment par rapport à la contrainte appliquée. Avec la méthode d'optimisation rotationnelle (Figure 5.7b), nous déterminons d'abord le tenseur de contrainte le mieux adapté sur les deux plans nodaux de chaque mécanisme au foyer. Nous appliquons ensuite ce tenseur de contraintes sur tous les plans focaux et considérons comme le plan de faille réel le plan nodal de chaque mécanisme présentant la plus petite valeur d'inadéquation F5. Les données sont filtrées afin de conserver le plan focal le plus compatible pour chaque mécanisme et, éventuellement, d'éliminer les mécanismes pour lesquels les deux plans focaux présentent une inadéquation angulaire supérieure à 60°. Un nouveau tenseur de contraintes est alors calculé, en utilisant uniquement les plans focaux sélectionnés. Ces deux dernières étapes sont répétées jusqu'à ce que la sélection des plans focaux et le tenseur de contraintes résultant se stabilisent.

La fonction d'optimisation F5 se compose de deux termes. Le premier terme exploite la partie directionnelle de la contrainte de cisaillement résolue (orientation et sens) pour minimiser l'angle d'inadéquation et le second terme exploite les magnitudes résolues pour

optimiser les amplitudes des contraintes normales et de cisaillement afin de favoriser le glissement sur le plan de faille. La valeur de F5 est la somme de ces deux termes, leur contribution relative étant définie par un facteur C_{ratio} variant entre 0 (utilisation du premier terme seulement) et 1 (utilisation du deuxième terme seulement). La forme générale est la suivante :

$$F5 = [Terme_1 \times (1 - C_{ratio})] + [Terme_2 \times (C_{ratio})] \tag{3.10}$$

Avec C_{ratio} = 0 à 1, F5 est ensuite normalisé pour contraindre sa valeur entre 0 et un maximum fixé par F5 max. La valeur par défaut de F5max est fixée à 360.

Une fois le tenseur de contraintes final obtenu, l'indice de régime de contraintes tectoniques R' est défini donc selon [Delvaux *et al.* 1997]. Les orientations des contraintes principales horizontales (SHmax et SHmin) sont obtenues suivant [Lund et Townend 2007] comme correspondant à l'orientation, respectivement, du plus grand et du plus petit axe de l'ellipse obtenue en intersectant l'ellipsoïde des contraintes avec le plan horizontal. La qualité des résultats est évaluée à l'aide du paramètre de classement des contraintes mondiales $QRfm$ pour l'inversion direct des mécanismes focaux, tel que défini dans [Heidbach *et al.* 2010]. L'incertitude des résultats est exprimée par des écarts types pour les axes de contrainte individuels, le rapport de contrainte R, et l'indice de régime de contrainte dérivé R'.

3.8 Modélisation des variations de la contrainte de Coulomb

Au cours des vingt dernières années, le concept des changements de contrainte de Coulomb dans les interactions entre failles a été largement développé (par exemple [King *et al.* 1994, Stein *et al.* 1994, Toda *et al.* 2008]). La variation de la contrainte de rupture de Coulomb (ΔCFS) sur une faille réceptrice, due à une rupture de faille proche (faille source) (Figure 3.8), est donnée par :

$$\Delta CFF = \Delta\tau - \mu'\Delta\sigma_n \tag{3.11}$$

Où $\Delta\tau$ est la variation de la contrainte de cisaillement calculée dans une direction particulière, μ' est le coefficient de frottement effectif, et $\Delta\sigma_n$ est la variation de la contrainte normale. La valeur de μ' utilisée dans les tracés est généralement de 0,4. Un ΔCFF positif (Figure 3.8) indique que la faille réceptrice a été rapprochée de la rupture, tandis qu'un ΔCFF négatif (Figure 3.8) signifie que la prochaine rupture a été retardée. Les processus d'interactions sismiques peuvent être classés en statiques (coseismiques), et dynamiques

[Freed 2005]. Nous ne considérons ici que les processus statiques. La limite des modèles cosismiques est que seule la contrainte élastique instantanée peut être modélisée, et donc nous ne pouvons corréler que des séismes proches dans l'espace et le temps. Quel que soit le type de modèle de contrainte de Coulomb utilisé, nous devons au moins connaître l'emplacement, la taille et le mécanisme au foyer des séismes, ainsi que la géométrie et la cinématique des failles actives. Nous avons effectué les calculs ΔCFF cosismiques et intersismiques avec le logiciel Coulomb 3.3 [Toda *et al.* 2011].

Afin d'étudier la corrélation entre la distribution des répliques et les changements de contraintes induits par la secousse principale, la contribution de la contrainte tectonique régionale doit être prise en compte voir [King *et al.* 1994, Stein *et al.* 1992]. Les plans orientés de manière optimale pour la rupture de Coulomb sont déterminés en considérant les deux contributions des changements de contraintes statiques cosismiques σ^q_{ij} et de la contrainte tectonique régionale σ^r_{ij} .

$$\sigma^t_{ij} = \sigma^r_{ij} + \sigma^q_{ij} \tag{3.12}$$

Dans ce cas, le ΔCFF est calculé en utilisant le tenseur des contraintes totales.

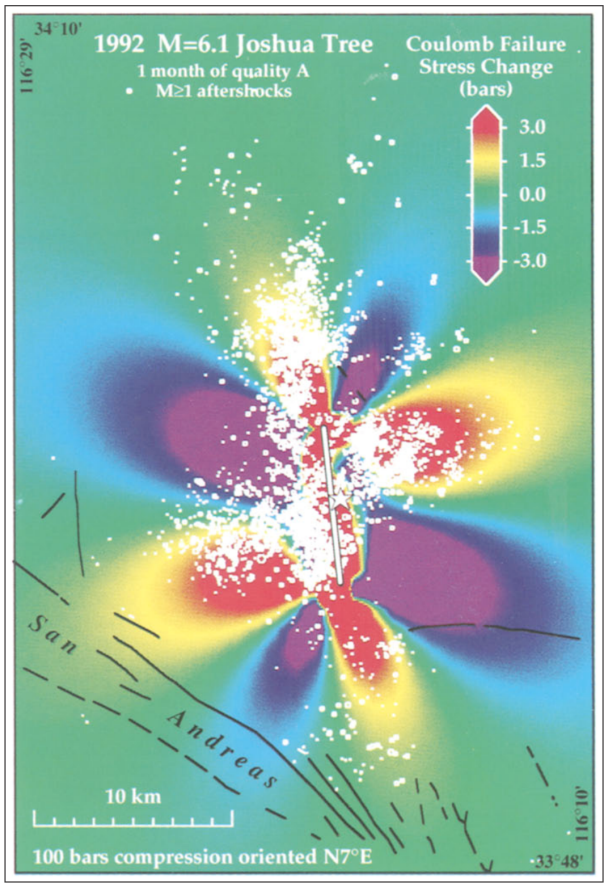


FIGURE 3.8 – Variations de la contrainte de Coulomb calculées pour le séisme de Joshua Tree du 23 avril 1992 (ML = 6,1). La secousse principale est indiquée par l'étoile. La faille modèle a une longueur de 8 km et une profondeur de 12,5 km avec un glissement dextre de 0,5 m, pour un moment de 2×10^{25} dyne-cm, selon [Ammon et Vidale 1993, Savage et Lisowski 1993]. La contrainte est échantillonnée à mi-chemin de la faille. D'après [King *et al.* 1994]

3.9 Spectre de la source sismique, moment sismique et taille de la zone source

La méthodologie développée dans cette section a fait l'objet d'une publication scientifique au *Journal of Seismology* (Annexe A) dont je suis co-auteur, les données utilisées dans l'application sont extraites de la séquence sismique de Beni-Ilmane 2010 [Yelles-Chaouche *et al.* 2014].

Le mouvement du sol produit par un séisme sur un site représente les effets combinés de la source du séisme, du chemin de propagation des ondes sismiques (diffusion géométrique et atténuation inélastique), des conditions locales du site et de la réponse des instruments. Dans le domaine fréquentiel l'équation du spectre de déplacement peut être écrite comme suit :

$$U(x,w) = S(x,w) \times H(x,w) \times G(x) \times P(x,w) \times S_i(x,w) \times I(x,w) \tag{3.13}$$

Afin d'estimer les paramètres de la source d'un séisme, les effets des différents facteurs mentionnés ci-dessus doivent être éliminés.

Comme indiqué auparavant voir l'équation 3.6 la source sismique est assimilée à un modèle de double couple. L'origine physique du modèle double couple a été établie au début des années 1960, basé sur les travaux d'observations de nombreux sismologues et supporté par un travail théorique [Burridge et Knopoff 1964, Maruyama 1963].

Le modèle de la source de Brune est le plus largement utilisé pour calculer les paramètres de la source des tremblements de terre [Brune 1970]. Le modèle de Brune suppose une dislocation par cisaillement selon une fissure circulaire due à une chute soudaine des contraintes (σ ou $\Delta\sigma$) simultanément à travers toute la fissure. Ce modèle prévoit le spectre de déplacement de source suivant :

$$S(f) = \frac{M_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right) 4\pi\rho v^3} \tag{3.14}$$

Où $M_0(Nm)$ est le moment sismique, ρ est la densité en $(kg/m3)$, v est la vitesse (m/s) à la source (vitesse des P ou S selon le spectre) et f_0 est la fréquence coin.

À basse fréquence (Figure 3.9b), le spectre est plat avec un niveau proportionnel à M_0 tandis qu'à haute fréquence, le niveau spectral décroît linéairement avec une pente de -2.

Le spectre de déplacement au niveau du sismomètre sera altéré par la propagation géométrique $G(\Delta, h)$ et l'atténuation inélastique. À une distance épicentrale $\Delta(m)$ et à une profondeur hypocentral $h(m)$, le spectre observé peut être exprimé comme :

$$D(f,t) = \frac{M_0 \times 0.6 \times 2.0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right) 4\pi\rho v^3} G(\Delta, h) e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f k}{Q(f)}} \tag{3.15}$$

Où t est le temps de trajet, le facteur $0,6$ tient en compte l'effet moyen du diagramme de rayonnement, le facteur $2,0$ est l'effet de la surface libre, ρ est la densité ($kg/m3$). Le spectre corrigé pour l'atténuation (Figure 3.9b) est appelé Dc est y utilisé pour obtenir les paramètres de la source observés en l'occurrence la fréquence coin f_0 et le niveau plat spectral Ω_0 (ms).

$$D_c(f) = \frac{\Omega_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right)} = \frac{M_0 \times 0.6 \times 2.0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right) 4\pi\rho v^3} G(\Delta, h) \tag{3.16}$$

Le moment sismique peut alors être calculé comme suit :

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho v^3}{0.6 \times 2.0 \times G(\Delta, h)} \tag{3.17}$$

Le rayon de la source est calculé par la relation :

$$r = \frac{2.34}{2\pi} frac V f_0 \tag{3.18}$$

Le chute de contrainte représente la contrainte accumuléé qui agissait sur la surface de la faille comme un moteur qui fournisse l'énergie nécessaire pour provoquer la rupture sismique, pour une rupture circulaire ; il peut être calculé par la relation :

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \tag{3.19}$$

Le déplacement relative sur la faille est calculé par :

$$\bar{U} = \frac{M_0}{\mu\pi r^2} \tag{3.20}$$

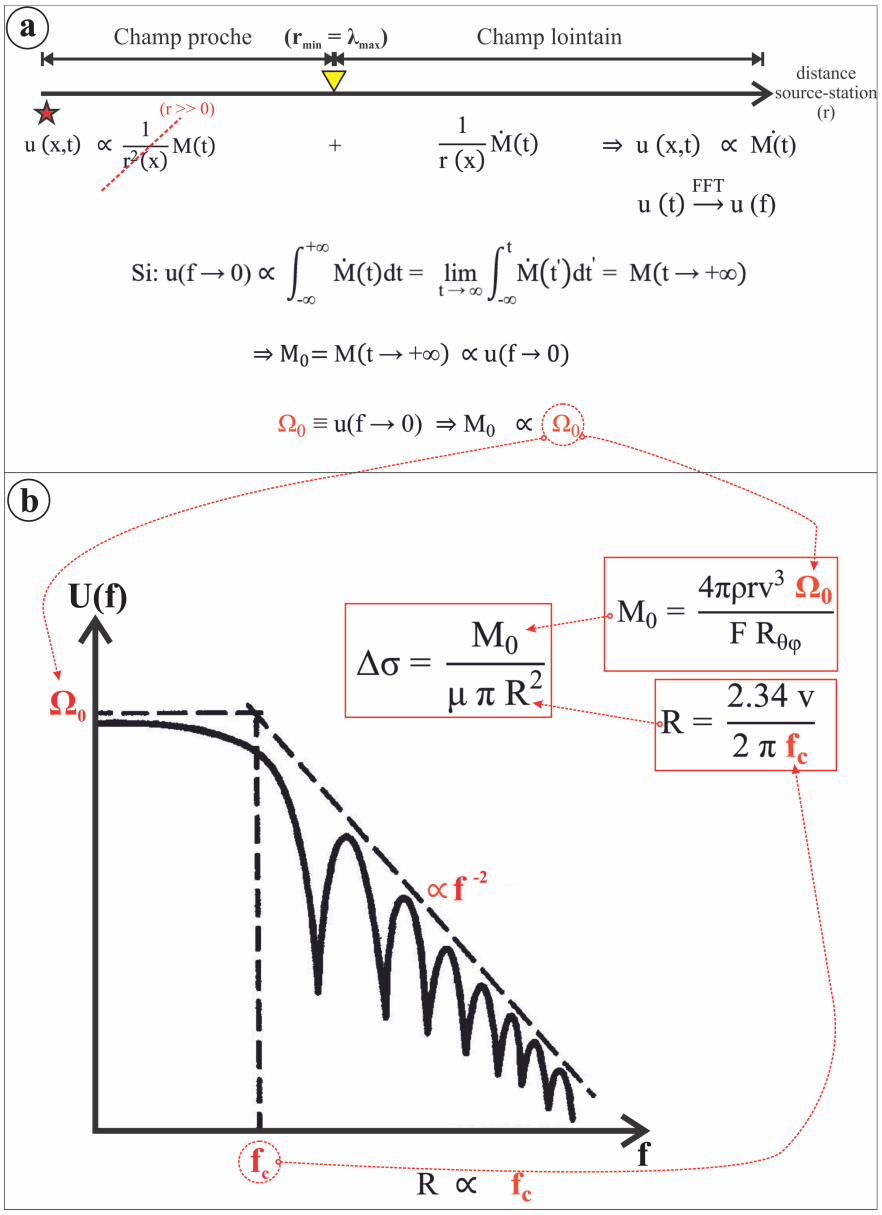


FIGURE 3.9 – (a) Approximation en champ lointain du champ de déplacement $u(x,t)$. (b) Représentation idéalisée du déplacement en fonction de la fréquence (spectre d'amplitude), en identifiant le déplacement quand la fréquence tend vers zéro (Ω_0), la fréquence coin (f_c), et la descente de la courbe à partir de ce point à raison de (f^2).

3.10 Caractéristiques statistiques de l'occurrence temporelle des séismes

Dans les études spatio-temporelles de la sismicité, des séquences de répliques sont observées après des secousses principales modérées à importantes. L'apparition de répliques est la signature de systèmes physiques présentant des phénomènes de relaxation [Zhang et Shcherbakov 2016], le rôle des répliques est de relâcher les contraintes excessives (au-dessus de la limite d'élasticité) générées par un choc principal. Les observations empiriques révèlent que la décroissance des répliques obéit à une évolution de type loi de puissance [Utsu *et al.* 1995]. Il s'agit de :

— *La loi Gutenberg-Richter* : L'une des principales caractéristiques de la sismicité est son invariance à l'échelle énergétique, comme le montre la loi empirique de Gutenberg Richter (GR) [Gutenberg et Richter 1954]. Elle stipule que la distribution fréquence-magnitude des séismes décroît comme $a10^{-bm}$ avec un exposant $b \approx 1$ et une constante a qui dépend du catalogue sismique. Comme la magnitude m est une mesure logarithmique de l'énergie d'un séisme, cela correspond à une loi de puissance en termes d'énergies, ce qui est un signe typique d'invariance d'échelle. Ainsi, les distributions de répliques sont invariantes à l'échelle en termes de fréquence et de statistiques de zone de rupture.

— *Loi Omori-Utsu* : La première loi de la physique des tremblements de terre, si l'on se réfère à la séquence chronologique des découvertes exceptionnelles en sismologie est la loi d'Omori en 1894 [Guglielmi 2017]. Utsu, qui a beaucoup fait pour introduire la remarquable réalisation d'Omori dans la pratique de la recherche sismique, a proposé une modification de la loi d'Omori pour devenir la loi de Omori-Utsu [Utsu 1961]. Le taux de décroissance des répliques au-delà d'une certaine magnitude est généralement inversement proportionnel au temps écoulé depuis la secousse principale. Les études publiées au cours du dernier tiers de siècle ont confirmé que la formule d'Omori modifiée fournit généralement une représentation appropriée de la variation temporelle de l'activité des répliques [Utsu *et al.* 1995].

— *La loi de Båth* : Outre la loi d'Omori-Utsu et la loi GR pour les répliques, une troisième loi d'échelle empirique a été proposée pour les séquences de répliques. La loi de Båth stipule que la différence de magnitude moyenne entre un choc principal et sa plus grande réplique est $\approx 1,2$, indépendamment de la magnitude du choc principal [Båth 1965].

Ces trois lois ont été utilisés dans cette thèse pour caractériser des séquences de répliques récentes, plus de détails dans les sections respectives 4.2, 4.4, 4.6, 5.4.3, 6.4.5.

3.11 Conclusion

La localisation absolue des différentes séquences sismiques analysées dans cette thèse renseigne sur l'architecture probable des failles. Cependant, la localisation relative associant le temps d'arrivée et le délai de corrélation croisée produit une image fine. Ajoutée aux mécanismes focaux, elle permet de visualiser la structure en 3D de la faille. L'analyse spectrale a permis d'extraire les paramètres physiques des différents chocs principaux. L'évolution spatio-temporelle des séquences et l'étude de l'interaction entre les failles révèlent les forces impliquées dans le déclenchement des séismes.

Chapitre 4

La région Est de la faille Mcid Aïcha –Debbagh : le bassin en pull-apart de Guelma

4.1 Introduction

La chaîne des Maghrébides en Afrique du Nord compte de nombreux exemples naturels de systèmes complexes de décrochement. Le bassin pull-apart de Guelma est l'un d'entre eux, créé entre deux failles de décrochement dextres est-ouest qui se chevauchent [Yelles-Chaouche *et al.* 2006]. La formation de zones de cisaillement le long de cette région est mieux comprise comme une réponse cinématique aux contraintes imposées aux limites de la convergence oblique active de l'Eurasie et de l'Afrique [Meghraoui et Pondrelli 2012, Serpelloni *et al.* 2007]. L'événement sismique normal dans la zone de Guelma [Aoudia *et al.* 2000] montre la réactivation des failles normales délimitant le bassin de direction N-S à NNW-SSE qui constitue le bassin d'extension pull-apart et croise les failles de cisaillement principales subparallèles. L'activité tectonique est exprimée par l'existence de deux structures majeures (1) la faille de glissement de Debbagh E-W et (2) la faille de Hammam Debbagh-Roknia NW-SE, qui montrent un mouvement vertical comme l'indiquent les terrasses alluviales juxtaposées [Maouche *et al.* 2018].

La région de Guelma constitue également un large champ géothermique caractérisé par un fort gradient géothermique [Bouaicha *et al.* 2019] et les références y afférant). La plupart des sources hydrothermales sont situées le long de failles actives, activées ou réactivées lors d'événements sismiques majeurs tels que les failles de Bouchegouf, Hammam N'baïlis et Hammam Debbagh ([Maouche *et al.* 2013] et références). Les failles et les réseaux

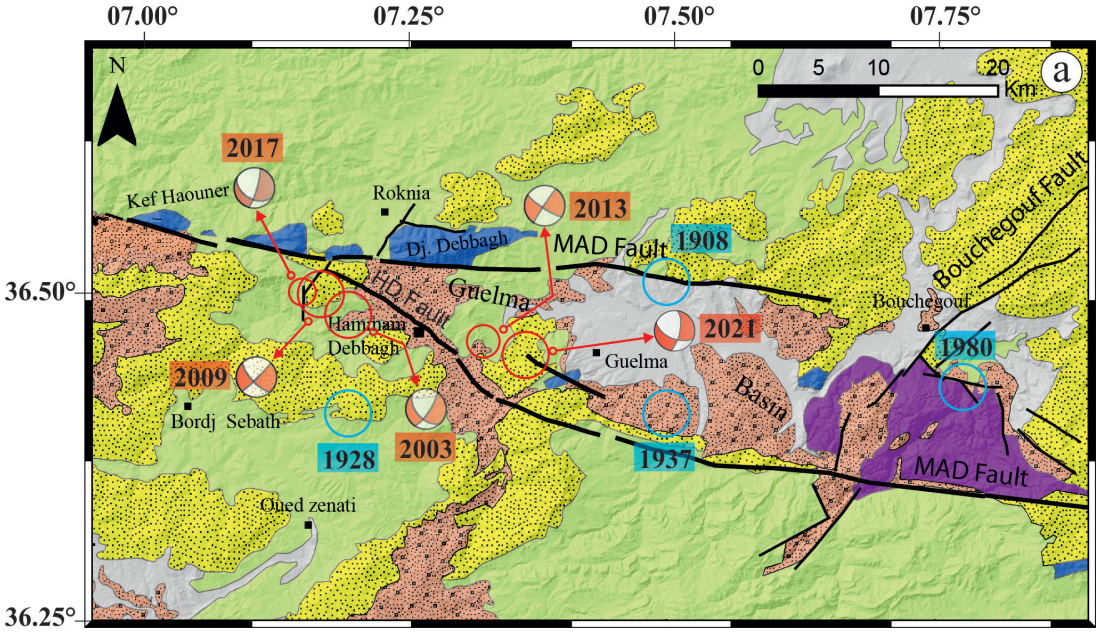
interconnectés de failles et de fractures peuvent servir de voies de remontée des eaux dans les champs géothermiques. Ceci est particulièrement vrai dans les systèmes géothermiques magmatiques et non-magmatiques occupant des domaines d'extension et de transtension dans lesquels les failles normales et de décrochement servent de conduits de fluides [Moeck 2014].

Dans ce chapitre, nous revisitons l'activité tectonique récente dans le bassin de Guelma, particulièrement la bordure ouest associée aux sources hydrothermales de Debbagh, à travers l'analyse des caractéristiques de deux séquences sismiques, celles de 2013-2014 localisées proches des sources et celle de 2021 localisée loin des sources. D'autres évènements clés contribuerons à l'établissement du champ de contrainte récent agissant actuellement dans le bassin.

4.2 Contexte sismotectonique du bassin de Guelma

D'un point de vue géologique Figure 4.1a, le bassin de Guelma fait partie du flysch et des zones externes de la ceinture des Maghrébides. Diverses unités géologiques affleurent dans le bassin. La région repose sur des unités plus anciennes et plus jeunes : une unité autochtone d'âge crétacé inférieur, la nappe Tellienne d'âge crétacé à éocène, la nappe du flysch numidien d'âge oligocène jusqu'au début du burdigalien et une formation autochtone post-nappes constituée de la molasse de Guelma et du Miocène continental à gypse ([Boubaya *et al.* 2011] et références). La topographie de la région d'étude a dû être édifiée suite à la manifestation de phases tectoniques, donnant la disposition actuelle des différentes unités allochtones. La genèse du relief actuel a débuté pendant le Miocène inférieur suite à la compression de l'édifice et une transgression de la mer miocène. Le résultat a donné lieu à la mise en place des unités telliennes allochtones dans le sillon écaillé de Sellaoua et sur le domaine néritique. Les formations numidiennes viennent ensuite pour couronner l'ensemble.

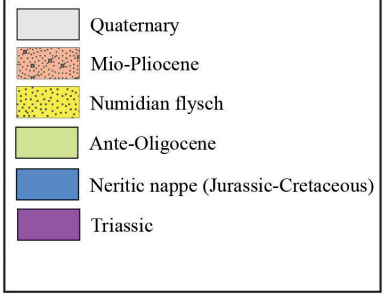
Le bassin sismogène de Guelma est assez particulier car les bassins en pull-apart ne sont pas très courants en Algérie [Maouche *et al.* 2013]. Le long de la bordure nord du bassin, un escarpement de faille net est observable en plusieurs endroits. C'est le cas d'une coupe naturelle montrant un contact vertical qui correspond à un glissement dextre orienté E-W. La direction, le pendage et l'inclinaison des glissements sont bien conservés sur le plan de faille, ce qui indique un glissement principal compatible avec la compression NW-SE [Maouche *et al.* 2018]. La frontière occidentale du bassin de Guelma est représentée par la faille NW-SE de Hammam Debbagh-Roknia qui a une signification néotectonique liée à une faille NW-SE [Deleau 1938, Maouche *et al.* 2013, Villa 1980].



Main Seismic Events

	Date	M	M re-estimé Harbi et al. 2010	I0(MSK)	Victimes
1908	17 Juin 1908	5.2	4.8	VII-VIII	-
1928	03 Décembre 1928	5.2	4.9	VII	-
1937	10 Février 1937	5.7	5.4	VIII-IX	02
1980	21 Décembre 1980	5.2	4.6	V	-
2003	20 Septembre 2003	4.8	-	V	-
2009	18 Avril 2009	4.8	-	-	-
2013	25 Juillet 2013	4.0	-	-	-
2017	17 Mars 2017	3.0	-	-	-
2021	01 Avril 2021	5.0	-	-	-

Stratigraphy



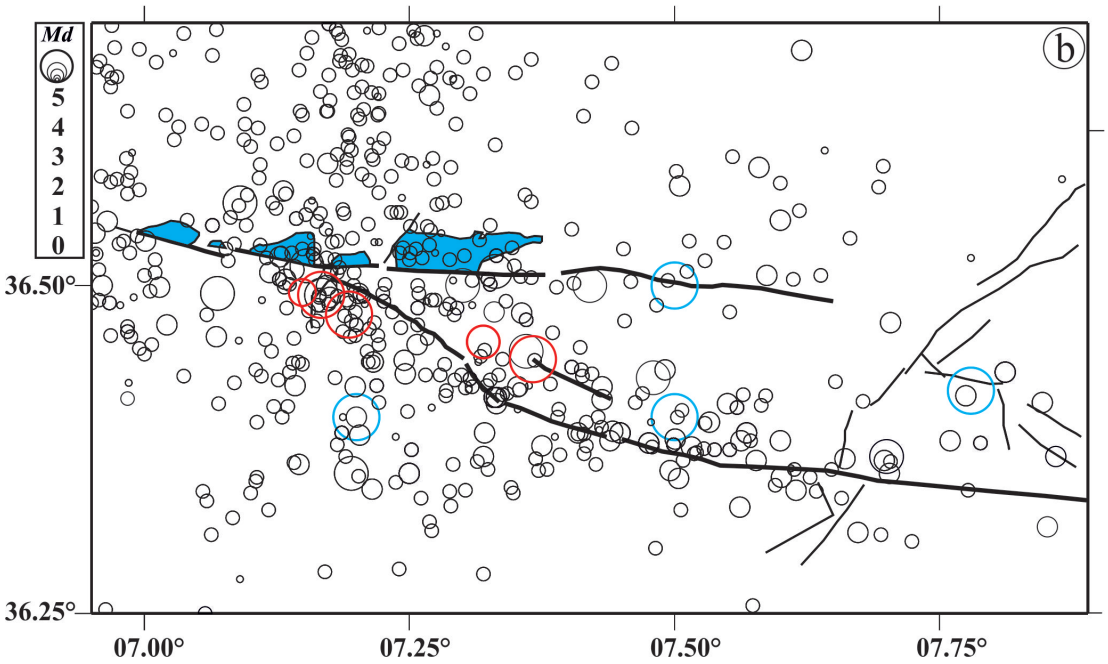


FIGURE 4.1 – (a) carte géologique de la région d'étude. Les mécanismes au foyer récent en rouge, les mécanismes des séismes importants dans le bassin pull-apart de Guelma en bleu ; (c) Distribution de la sismicité entre 1900 et 2018, les lignes noires sont les failles actives principales [Meghraoui 1988].

Les travaux de terrain menés dans la région de Hammam Debbagh[Maouche *et al.* 2013] ont révélé des structures de failles normales visibles dans les dépôts récents de travertin. De plus, les terrasses alluviales juxtaposées présentes dans cette zone attestent du mouvement vertical lié à l'activité récente sur la faille NW-SE à NNW-SSE. L'existence de fractures d'extension hors de la zone atteste que cette structure contribue d'une manière ou d'une autre au système pull-apart du bassin de Guelma. Les systèmes de fractures NNW-SSE sont juxtaposés aux sources hydrothermales de Hammam Debbagh et Roknia. Le mécanisme au foyer du séisme de 20 septembre 2003 Md 4.8 montre que la faille a été réactivée en faille de décrochement dextre avec une composante normale. Vers le sud, le pli de Debbagh est limité par un décrochement dextre est-ouest typique qui a été réactivé pendant la période post-miocène et qui montre une activité tectonique récente affectant les dépôts pliocènes [Maouche *et al.* 2018]. Dans l'est du bassin, on observe également la faille de Bouchegouf et la faille de Hammam N'baïlis qui ont affecté les sédiments quaternaires et sont associées à des sources hydrothermales [Harbi *et al.* 1999, Villa 1980].

D'après [Harbi et Maouche 2009], l'histoire sismique du bassin de Guelma révèle que seuls quatre séismes ont causé des dégâts plus ou moins importants Figure 4.1b : le séisme d'Héliopolis du 17 décembre 1850 ($I_0 = VI \quad EMS$), le séisme de Guelma du 10 février 1937 ($I_0 = VIII \quad EMS$, $mb = 5.4$), le séisme de Ain Hassania du 16 mars 1978 ($I_0 = VI \quad EMS$, $mb = 4.6$) et celui d'Oued Cheham du 21 décembre 1980 ($I_0 = VI - VII \quad EMS$).

L'activité sismique récente dans la région de Guelma est caractérisée par des essaims « *swarms* » de séismes de faible magnitude globalement $2 \leq Md \leq 3$ (Figure 4.2e), chacun étant concentré dans une zones de quelques kilomètres carrés seulement. Typiquement, ces essaims consistent en une accumulation d'activité, à la fois en nombre et en magnitude, des événements individuels sur une période de quelques jours ou semaines, culminant avec de nombreux événements de taille presque identique sans choc principal distinct. Les grands événements ont généralement une magnitude inférieure à 5.0. L'activité s'éteint ensuite à un rythme beaucoup plus lent que celui de la montée en puissance. A partir de 18 avril 2009, un essaim de tremblements de terre s'est produit au Nord-Ouest de Roknia, le plus important ayant une magnitude de Md 4.5. Plus de 49 événements ont été ressentis dans la petite localité de Roknia. La réplique la plus grande a été enregistreé le 28 juillet 2009 d'une magnitude Md 4, ce qui donne une différence en magnitude de 0.5 une caractéristique supplémentaire des essaims, car d'après la loi de [Båth 1965] pour les séquences en choc principale-répliques la différence de magnitude entre un choc principal et sa plus grande réplique est approximativement constante, indépendamment de la magnitude du choc principal, typiquement $1.1 - 1.2$.

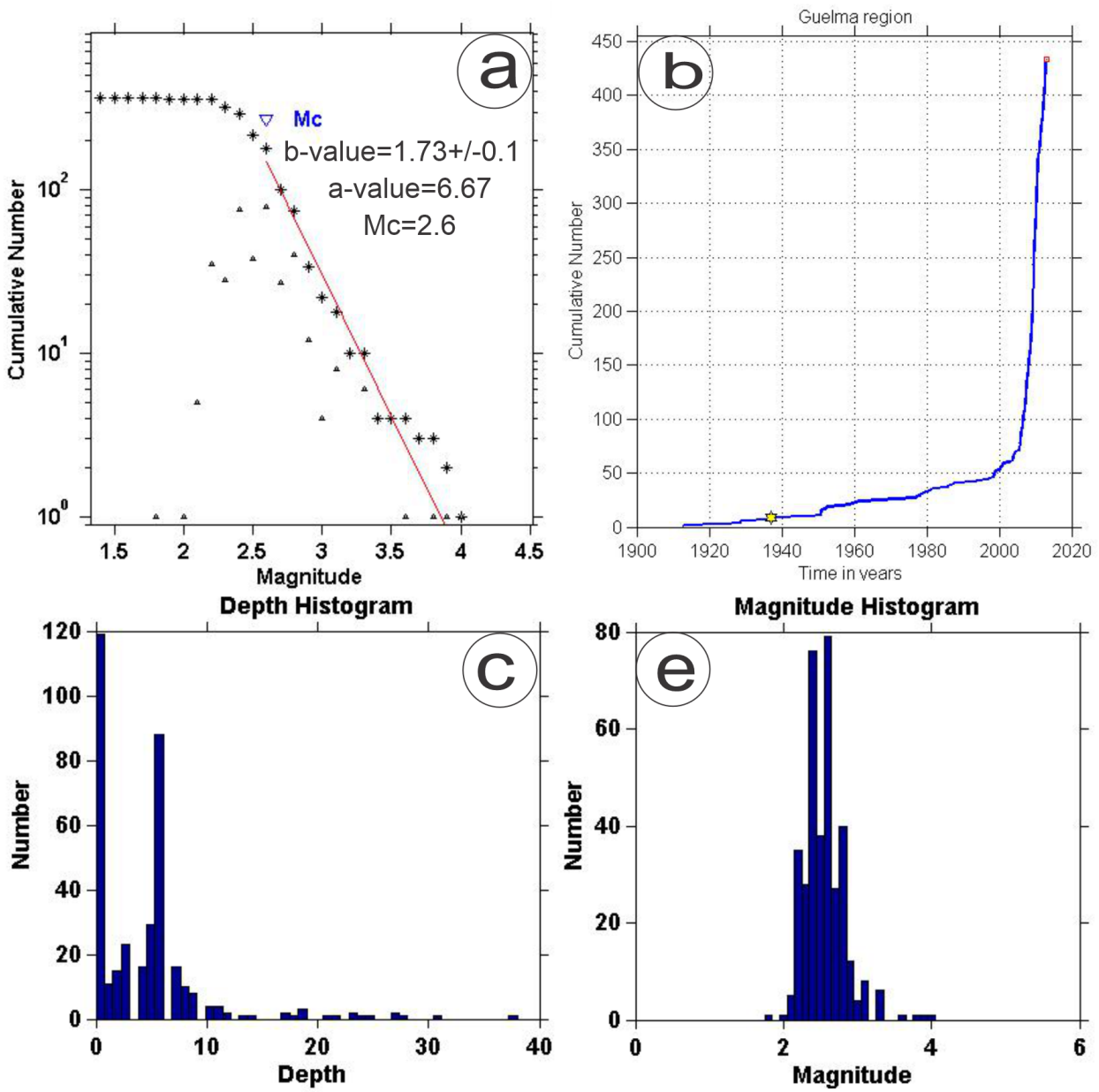


FIGURE 4.2 – (a) Solution de b-value par la méthode de maximum vraisemblance, (b) Nombre cumulé de séismes, (c) Les histogrammes montrent l'intervalle des profondeurs et (e) des magnitudes des séismes.

La bordure ouest du bassin a également connu une séquence d'essaim proche de Hammam Debbagh en 2010. L'évènement le plus grand parmi les 44 était de magnitude Md 4.0 le 18 avril 2010. Notant que ces groupes d'évènements ont été tiré du catalogue du CRAAG, enregistré par le réseau national, dont le seuil de détection est élevé par rapport au réseau mobile installé localement. Par conséquence, beaucoup d'évènements de faible magnitude

ont été manqués. La profondeur des évènements est localisée dans la croûte supérieur (h<15 km) (Figure 4.2c). Nous avons calculé un *b-value* de 1,73 pour la période 1900-2014, bien que ce soit une valeur élevée (Figure 4.2a), des valeurs élevées de *b-value* ont été calculé ailleurs [Yeken 2016] et ont été liées à une coûte hétérogène ainsi que à l'activité hydrothermale/géothermique qui contribue à diminuer la contrainte effective.

4.3 Alimentation des sources hydrothermales de Guelma

D'après ([Bouaicha et Dib 2018] et les références y afférents), le bassin de Guelma recèle des potentialités hydriques importantes réparties sur quatre aquifères (Figure 4.3a), que l'on peut décrire comme suit :

1. L'aquifère des alluvions Mio-Plio-Quaternaires de Guelma. Il est situé au centre de la zone d'étude. Cet aquifère Quaternaire est un bassin d'effondrement de 106 km^2 constitué de terrasses, haute, moyenne et basse, disposées en gradins essentiellement sur la rive droite de l'Oued Seybouse. Elles sont alimentées en partie par l'aquifère des travertins situé à leur amont. L'aquifère est drainé par l'Oued Seybouse, qui sillonne le bassin d'Ouest en Est ;
2. L'aquifère des calcaires néritiques d'âge sénonien (Bouzitoune) et marno-calcaires du Maestrichtien (Guelaât Bou Sbaa) dans la région d'Héliopolis-Fedjoudj. Il est situé au Nord de la zone d'étude ;
3. L'aquifère des formations carbonatées d'âge Eocène de la région Ras El Agba-Sellaoua Announa. Il est situé à l'Ouest ;
4. L'aquifère des formations carbonatées de la région de Bouhachana-Ain Larbi (Ex Gounod) d'âge Yprésien. Il est situé au Sud-Est de la zone d'étude. En profondeur, la présence des formations carbonatées d'âge Crétacé forme un puisant réservoir et sa nature carbonatée favorise le développement d'une perméabilité en grande aquifère karstique, ce réservoir forme le siège d'emmagasinement et la circulation d'eau chaude. L'aspect tectonique de la région bien développé représenté par les failles affectant les formations carbonatées et parfois atteint des profondeurs considérables (supérieures à 6 km) ont facilité la circulation et permis d'acquérir des températures importantes et aident à la libération d'un flux thermique important. Dans la plupart des cas, ces accidents sont entrecroisés et leurs points d'intersection sont caractérisés par l'apparition de plusieurs sources hydrothermales (voir schéma illustratif Figure 4.3b).

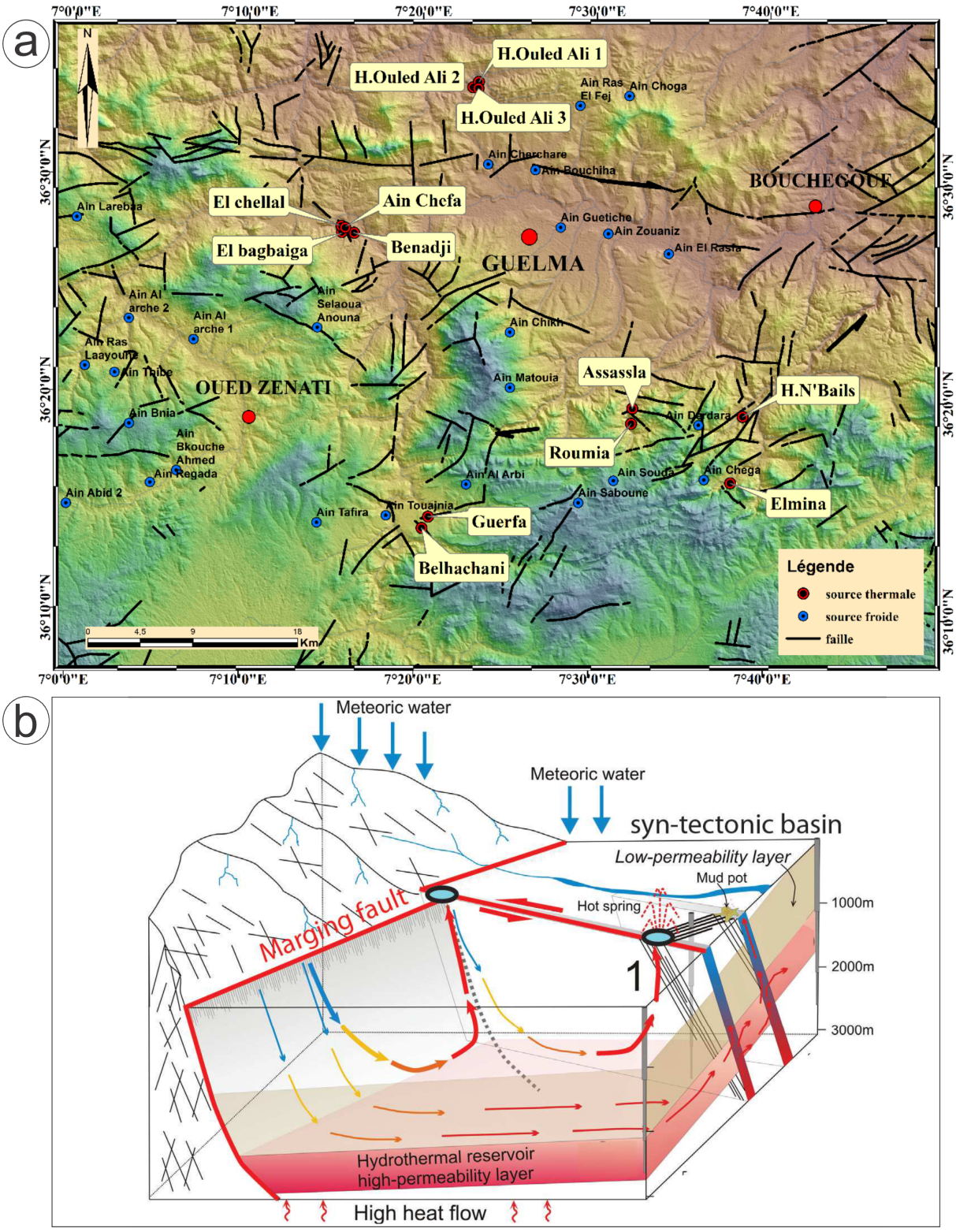


FIGURE 4.3 – Les sources thermales et froides dans la région de Guelma (tiré de [Bouaicha et Dib 2018]. (b) Schéma illustratif en contexte extensif : Les fluides météoriques s'infiltrent sur les reliefs ou le long des failles bordières. Ils circulent en profondeur dans des compartiments très perméables : les bassins syn-tectoniques ou le long des failles. Ils s'y réchauffent grâce au flux de chaleur élevé dans les zones d'extension. Ils remontent à la surface sous l'effet des forces de flottement (convection libre) le long des failles, et notamment aux intersections de celles-ci (Tiré de [Taillefer 2017].

4.4 Séquence sismique de Hammam Debbagh, 2013-2014

À partir de la fin de juillet 2013, une séquence de séismes s'est produite dans l'ouest de Guelma à environ 6 kilomètres à l'est de Hammam Debbagh (Figure 4.4). Cette séquence comprenait 15 événements de magnitude supérieure à 2.3 et les trois plus grands événements avaient des magnitudes de 4.1, 3.3 et 3.6 (Tableau 4.1). En raison de l'éloignement de l'essaim, seuls les séismes de magnitude supérieure à 2 ont pu être localisés à l'aide du réseau sismique permanent (ADSN voir chapitre 3), la station la plus proche étant CBST à 21 km et la seconde à 57 km. Comme les événements sont pour la plupart de faible magnitude, l'activité sismique localisée de cet essaim est très faible. L'emplacement général de cette séquence est illustré sur (Figure 4.4).

L'essaim de tremblements de terre de Hammam Debbagh de 2013-2014 s'est produit dans la partie occidentale du bassin pull-apart de Guelma. D'après une investigation géologique récente dans cette zone [Maouche *et al.* 2013], les dépôts de travertin de Hammam Debbagh sont accumulés le long d'une faille normale active orientée NW-SE qui a généré des séismes dans le passé. L'existence de fractures d'extension hors de la zone atteste que cette structure contribue d'une manière ou d'une autre au système pull-apart du bassin de Guelma. L'étude a clairement montré que le travertin se dépose sur les parois internes et externes et que la fracture s'élargit progressivement. Ceci est dû à la poursuite de la tension crustale, ou à la pression hydrostatique élevée à l'intérieur de la crête. La zone connaît une grande activité géothermique, avec une température en surface comprise entre 88,5-97,8°c et atteignant 300°c en profondeur. Les constituants chimiques et les paramètres physiques suggèrent un lien de source avec un système magmatique [Maouche *et al.* 2013] et semble être caractérisée par une activité d'essaim de séismes par opposition aux séquences chocs principales-répliques.

La répartition horizontale Figure 5.20 des évènements révèle deux essaims :

1. contenant 5 séismes orientés approximativement NW-SE le long de la bordure Ouest du bassin, fort probablement liés à la faille Hammam Debbagh (HDF).
2. une concentration de 7 séismes dont 4 possèdent des magnitudes >3 y compris le plus fort Md 4.1, localisés dans la partie NW sur une structure orientée NW-SE dans la zone de faille de Hammam Debbagh.

La distribution verticale Figure 4.4 montre la profondeur des évènements se situant entre 7,5 et 18 km, avec la plupart d'entre eux à environ 15 km. Mais le taux d'erreur n'est pas négligeable car la localisation de ces séismes est tributaire du modèle de vitesse utilisé dans l'analyse (modèle extrait par essai erreur) et la disposition des stations du réseau sismologique.

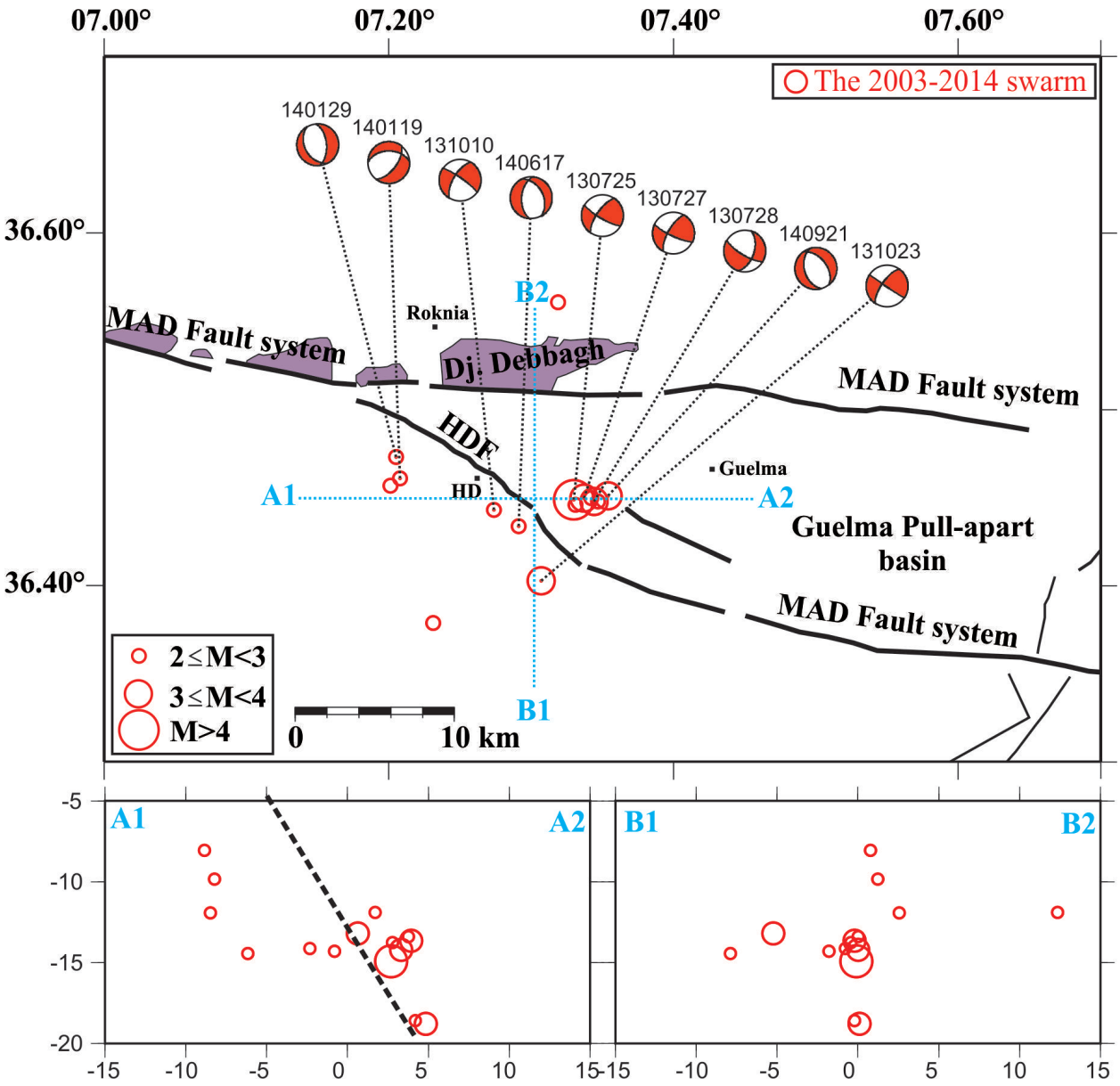


FIGURE 4.4 – Distribution horizontale et verticale des évènements du petit essaim, cercle tracé par la taille de la magnitude, *Beachball* représent les mécanismes au foyer des évènements clés voir Tableau 4.1 pour les paramètres correspondants.

Les séismes du 25,27, et 28 juillet 2013 sont très proches dans le temps, groupés dans l'espace et ayant les magnitudes les plus élevés du cluster. Leurs mécanismes au foyer montrent un glissement dextre sur faille de décrochement pour les deux premiers, et un décrochement avec une comosante normale pour le dernier. Le plan est orienté NW-SE. L'axe de compression maximale (P) est N169°E plongeant de 6° et l'axe de compression minimale (T) est N76°E plongeant de 24°, ils sont très similaires à ceux du séisme de Hammam

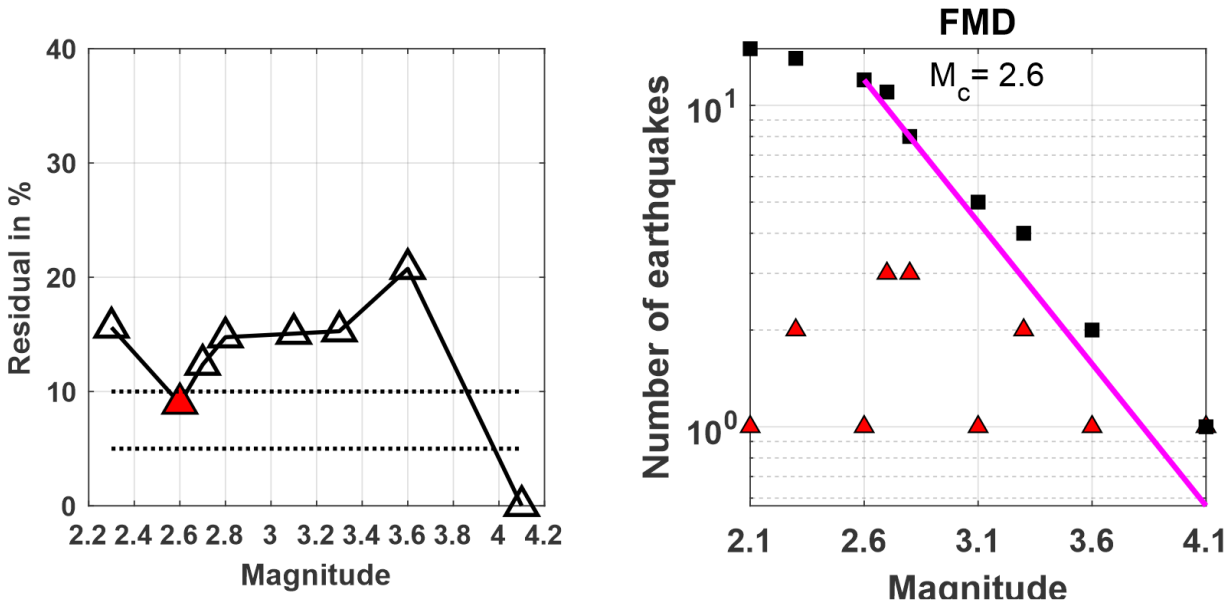
N_0	Date	Time	Lat	Lon	Depth	M_d
01	25/07/2013	16 : 08 : 12.53	36.449	7.330	14.91	4.1
02	26/07/2013	06 : 09 : 03.32	36.446	7.331	13.77	2.6
03	27/07/2013	12 : 55 : 16.64	36.450	7.337	14.21	3.3
04	27/07/2013	20 : 09 : 07.65	36.450	7.342	13.40	2.7
05	28/07/2013	07 : 41 : 16.51	36.448	7.344	13.66	3.6
06	10/10/2013	03 : 55 : 53.99	36.443	7.274	14.12	2.7
07	23/10/2013	05 : 37 : 48.09	36.403	7.307	13.20	3.1
08	27/10/2013	12 : 08 : 34.53	36.561	7.319	11.91	2.1
09	19/01/2014	18 : 13 : 17.85	36.461	7.208	09.85	2.3
10	29/01/2014	11 : 12 : 53.03	36.473	7.205	11.94	2.8
11	27/04/2014	02 : 34 : 57.25	36.457	7.201	08.06	2.3
12	17/06/2014	03 : 55 : 09.26	36.434	7.291	14.03	2.8
13	21/09/2014	14 : 22 : 55.12	36.451	7.354	18.8	3.3
14	16/10/2014	03 : 47 : 45.18	36.448	7.347	18.60	2.8
15	20/11/2014	10 : 53 : 36.66	36.379	7.231	14.44	2.7

TABLEAU 4.1 – Liste des évènements de la séquence 2013-2014.

Debbagh de 2003 (Md 4.8) [Maouche *et al.* 2013], Tableau 4.1) et d'autres séismes dans le bassin occidental de Guelma (Tableau 4.1). Cela est cohérent avec la compression régionale NNW-SSE et l'extension ENE-SWS observées. La présence de failles normales est attendue étant donné le rôle joué par cette faille dans le développement du bassin pull-apart comme expliqué par [Maouche *et al.* 2013]. La similitude entre le mécanisme de faille dans la partie occidentale du bassin de Guelma suggère que des contraintes similaires opèrent actuellement.

La courbe de récurrence de Guttenberg-Richter pour l'essaim de Hammam Debbagh de 2013-2014 a été calculée (Figure 4.5), ce qui représente les données de magnitude pour les plus grands événements enregistrés par les stations permanentes de l'ADSN. Il convient de noter que peu d'événements étaient disponibles pour le calcul de *b-value* alors que sa détermination précise nécessite un échantillon de données plus important. Le résidu le plus faible (Figure 4.5) correspond à $b\text{-}value = 0,88 \pm 0,23$ exploitant 12 événements. Le *b-value* est considérablement plus élevé que 0,5, la valeur pour la région de Guelma dans son ensemble [Peláez *et al.* 2005]. Cependant, elle est proche de 0,9, valeur calculée pour la région de Roknia [Abacha 2015], deuxième zone sujette aux essaims.

On a constaté que des valeurs b relativement élevées accompagnent des séquences de micro-fracturation en essaim dans la roche. [Mogi 1966] a montré que b augmente avec le degré d'hétérogénéité de la roche, tant au niveau de la composition que de la densité des



Mc	N°events	b-value	Error-b	a-value	residuals	%%
2.1	15	0.523	0.0856	2.275	18.12	81.88
2.3	14	0.633	0.1229	2.603	15.61	84.39
2.6	12	0.883	0.2363	3.376	8.96	91.04
2.7	11	1.006	0.3196	3.757	12.36	87.64
2.8	8	0.914	0.3120	3.463	14.75	85.25
3.1	5	1.010	0.4091	3.830	15.07	84.93
3.3	4	1.336	0.7752	5.012	15.28	84.72
3.6	2	1.448	1.2050	5.513	20.74	79.26

FIGURE 4.5 – Paramètres du b-value calculé .

fissures. [Scholz 1968a] a proposé une interprétation différente de la signification physique des valeurs élevées de b ; il a trouvé que b dépend fortement de l'état de contrainte. Quant à [Wyss *et al.* 1973], il a conclu que b est proportionnel à la pression interstitielle locale.

L'essaim de séismes de 2013-2014 à Hammam Debbagh avait une valeur$b$ de 0,88, ce qui est considérablement plus élevé que 0,5 pour la région de Guelma dans son ensemble. L'essaim est lié à l'activité géothermique. Cette valeur b élevée peut s'expliquer par la forte pression interstitielle locale. La roche dans cette zone est extrêmement hétérogène. L'explication de Mogi semble donc également convenir. Comme il semble s'agir d'une zone où se produisent des séquences en essaim, par opposition aux grands événements, seules des contraintes locales faibles à modérées existent. On peut donc s'attendre à une valeur b plus élevée, comme le décrit [Scholz 1968a].

4.5 Evènements sismiques de 2017

Cette section fait partie de l'article [Bendjama *et al.* 2021] reprise ici en français. La séquence sismique de 2017 a été initiée par un événement Md 3.0 le 4 mars 2017 (Figure 4.6). Comme seulement six événements diffus se sont produits au cours de la séquence de 2017, nous avons examiné des évènements sismiques antérieures pour aider à décrire la cinématique du système de failles hôte. Nous avons considéré les emplacements et les solutions de mécanismes focaux des événements qui se sont produits entre 2003 et 2014 (numéros de mécanismes focaux 20 à 27 sur la Figure 4.6, voir tableau Annexe B). Cela inclut un événement Md 4.8 rapporté par ([Maouche *et al.* 2013] ; solution focale numéro 20), qui a suggéré un mouvement le long de la faille Hammam Debagh (HDF ; Figure 4.6) orientée NW-SE. L'événement du 4 mars 2017 s'est produit à un endroit très proche de celui des séismes de 2003 et 2009 (Figure 4.6). La solution du mécanisme au foyer pour l'événement de 2017 indique un mouvement dextre avec une composante normale significative. L'un des plans nodaux est approximativement parallèle à la faille Hammam Debbagh (HDF) qui part du NW-SE, tandis que l'autre plan nodal part du NE-SW dans une orientation qui ne correspond à aucune des failles actives connues dans la région. La solution du mécanisme au foyer de l'événement numéro 2 indique un mouvement de glissement le long d'une faille de direction E-W dans la partie sud du système de failles MAD (Figure 4.6). L'événement Md 3.0 s'est produit dans la partie occidentale du bassin miocène de Guelma, créé entre deux failles du MAD en échelon de décrochement dextres orientés N110°E qui se chevauchent et se déforment principalement par des mouvements dextres ([Meghraoui 1988] ;Figure 4.6). Le bassin pull-apart de Guelma est bordé sur sa marge Ouest par une faille oblique-extensionnelle nommée la faille Hammam Debbagh. Il est plus probable que cette faille ait accueilli le séisme du 4 mars 2017 car le système de failles MAD est caractérisé actuellement par un régime de transpression [Meghraoui 1988, Meghraoui *et al.* 1996]. Plusieurs sources thermales alignées le long d'un axe NW-SE se trouvent dans la région de Debbagh, soutenant l'idée selon laquelle la faille Hammam Debbagh est active [Maouche *et al.* 2013, Villa 1980]. [Maouche *et al.* 2013] ont suggéré que le tremblement de terre Md 4.8 du 20 septembre 2003, qui s'est produit près de Hammam Debbagh, était lié à la faille Roknia-Hammam Debbagh de direction NW-SE.

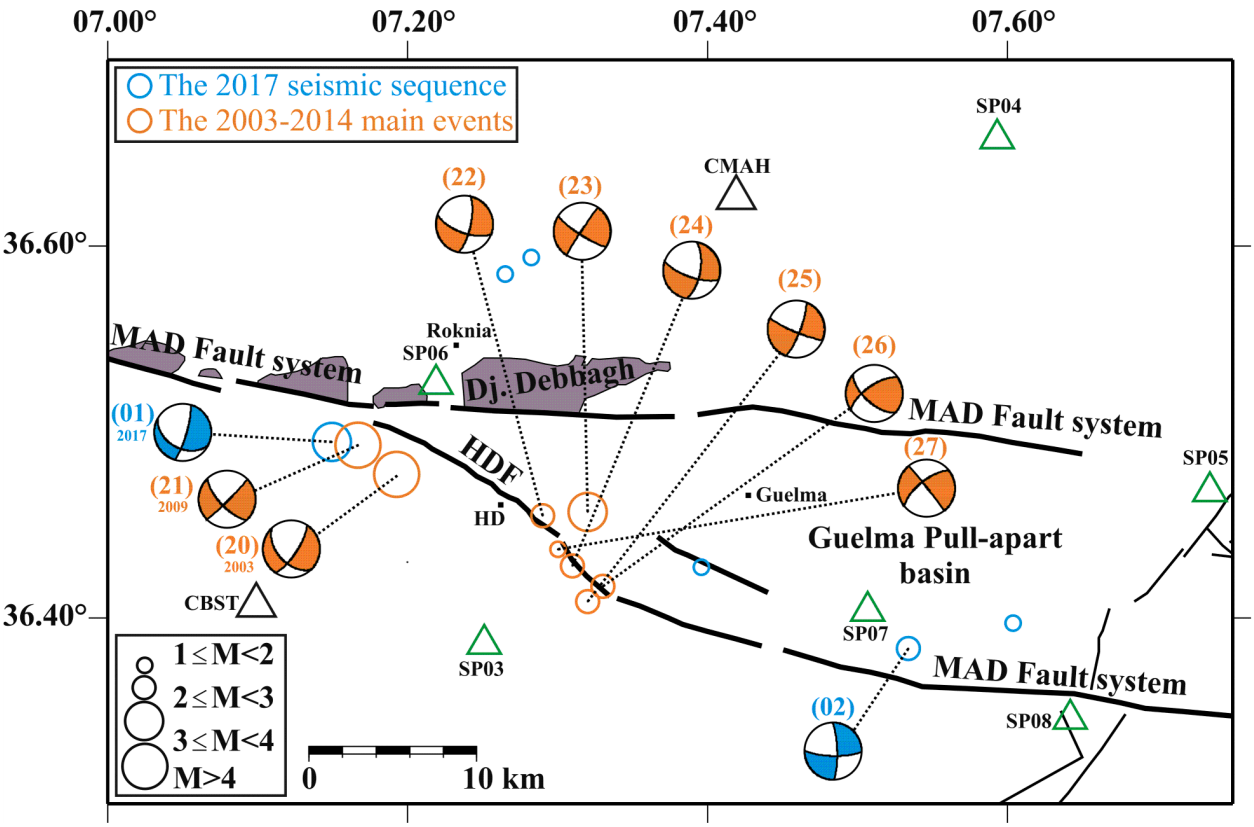


FIGURE 4.6 – Carte de la région de Hammam Debbagh . Les cercles vides bleus représentent les six événements de la séquence avec deux solutions principales de mécanisme au foyer. Les cercles vides oranges représentent les épicentres et les solutions de mécanisme au foyer associées aux événements entre 2003 et 2014. Le numéro adjacent à chaque mécanisme focal correspond au numéro de la solution dans le tableau 3 Annexe C. Les caractéristiques géologiques schématiques et les principales failles sont modifiées d'après [Meghraoui 1988, Villa 1980]. HDF = Faille de Hammam Debbagh.

4.6 Séquence sismique de 2021 (Mw 4.7)

Le 1er avril 2021, un séisme de Mw 4.7 (Figure 4.7) s'est produit dans l'ouest du bassin de Guelma, et a été largement ressenti dans tout le bassin et les régions environnantes. Un réseau portable composé de 5 stations a été installé par le CRAAG pour recueillir l'activité des répliques, malheureusement l'une d'entre elles (SP02 [1]) n'a pas fonctionné. Malgré la magnitude de l'événement 4.7 et le réseau local déployé, la séquence n'était pas énergique, le total des répliques générées est inférieur à 100 dans la période d'observation de 14 jours avant de s'éteindre. Initialement, on pensait que les événements le long de la bordure ouest du bassin pull-apart de Guelma présentent un caractère en essaim. Cette séquence nous

1. voir chapitre 3.

donne l'opportunité de répondre à la question de cette hypothèse initiale. Notre objectif est de localiser ces événements, de déterminer si cela s'est produit sur une faille cartographiée ou non, d'obtenir les propriétés de la source et de documenter ces résultats pour la modélisation future du bassin.

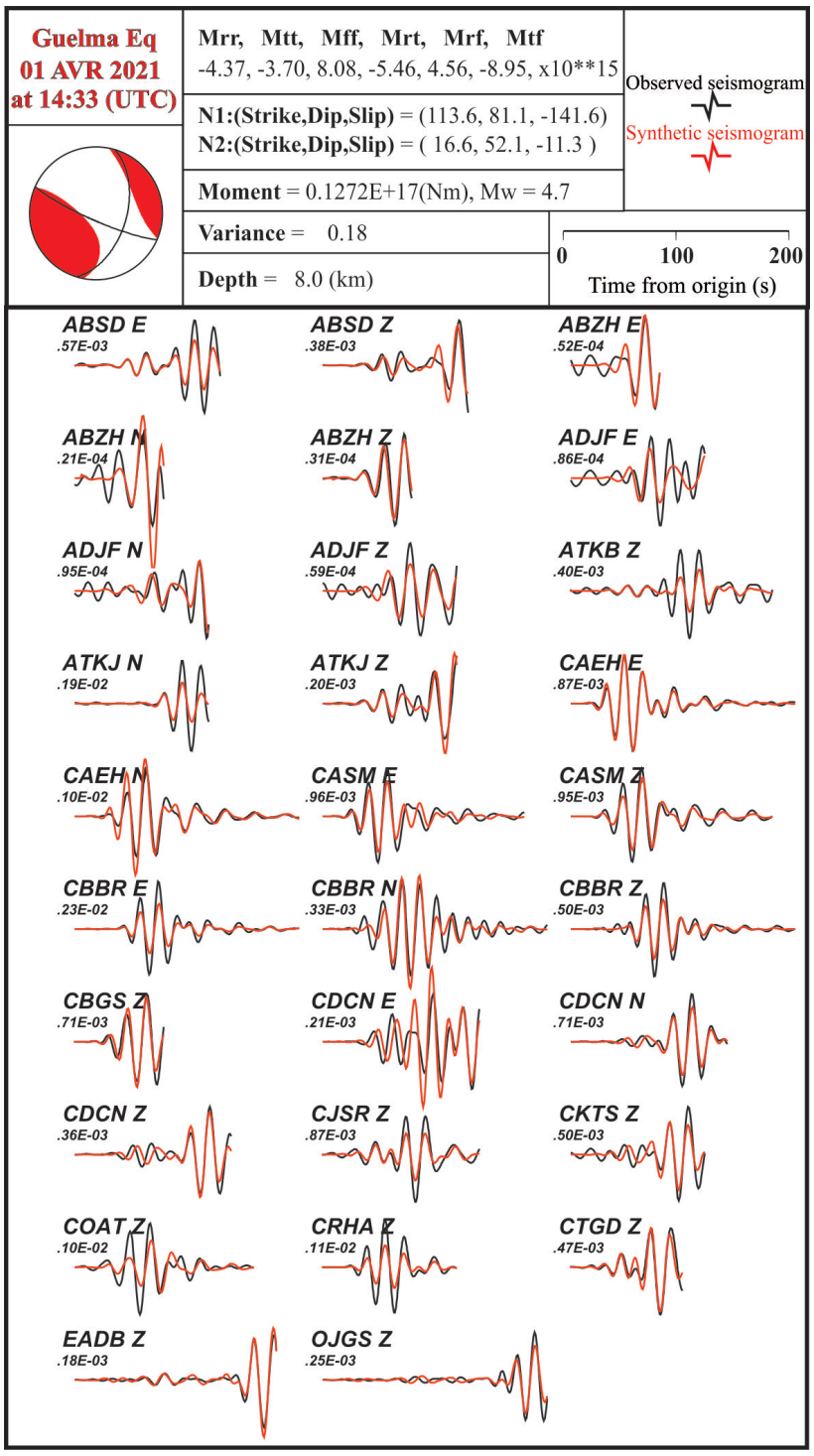


FIGURE 4.7 – Modélisation de le forme d'onde du choc principal du 21 avril 2021.

Nous avons appliqué une relocalisation absolue et relative en utilisant une méthodologie expliquée dans le chapitre 3. Les mécanismes aux foyers ont été calculés en utilisant (HASH,

FPFIT, PINV et SPHERA), les solutions focales dans le Tableau 4.2 sont celles de SPHERA, la Figure4.8 montre la distribution des polarités. L'inversion de la forme d'onde du choc principale Figure 4.7 a été réalisée en utilisant le code de [Yagi et Nishimura 2011].

N_0	Date	Time	M_d	Lon	Lat	strike 1	Dip 1	Rake 1	Strike 2	Dip 2	Rake 2
01	01/04/21	14 : 33	5.0	7.348	36.432	115.0	85.5	-150	22.4	60.1	-5.2
02	02/04/21	02 : 37	3.9	7.334	36.442	275.6	86.2	158.0	7.1	68.0	4.1
03	03/04/21	12 : 29	2.9	7.340	36.354	175.1	74.6	-159	79.3	69.9	-16.5
04	04/04/21	01 : 46	2.1	7.378	36.292	146.6	75.5	-150	48.5	61.7	-16.7
05	04/04/21	09 : 03	2.1	7.349	36.376	134.5	69.5	-170	41.0	80.7	-20.8
06	05/04/21	01 : 25	3.1	7.350	36.374	284.7	76.8	166.2	18.0	76.6	13.6
07	05/04/21	01 : 28	2.7	7.357	36.375	305.7	68.3	178.4	36.3	88.6	21.8
08	05/04/21	14 : 39	2.7	7.340	36.419	141.4	88.8	-176	51.4	86.7	-1.2
09	06/04/21	20 : 08	2.8	7.332	36.346	303.1	74.6	-176	212.2	86.8	-15.4
10	09/04/21	00 : 17	2.4	7.331	36.370	315.4	56.8	178.5	46.2	88.7	33.2

TABLEAU 4.2 – Paramètres des mécanismes au foyer du choc principale et de quelques répliques de la séquence de 2021 (Mw 4.7).

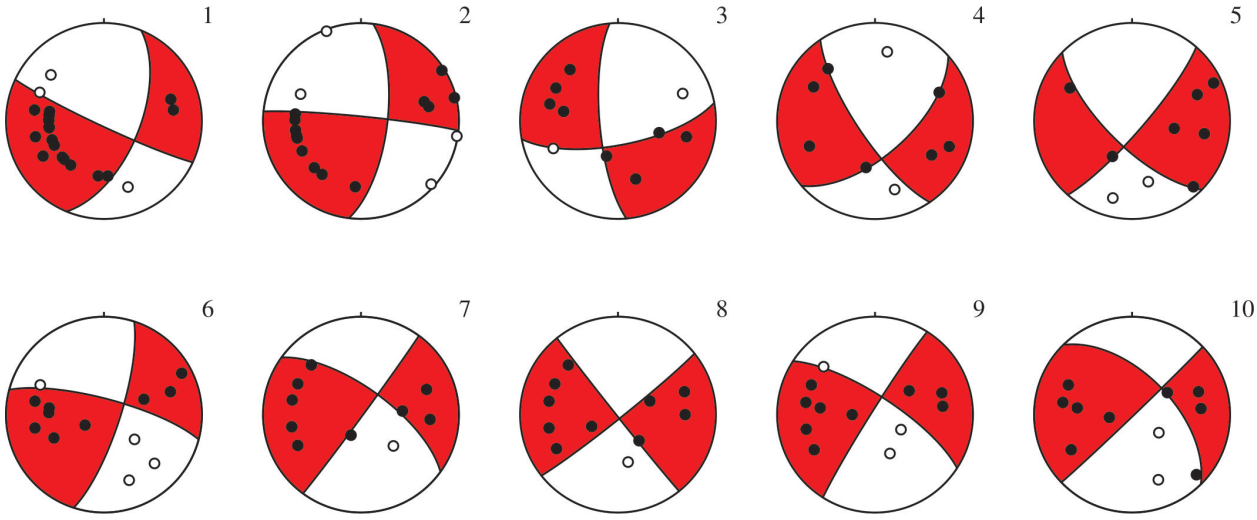


FIGURE 4.8 – Distribution des polarités du choc principal (évènement n°1, Tableau 4.2), et quelques répliques clés.

Les hypocentres relocalisés révèlent une structure orientée ~N20W, et plongeant vers l'est entre 80et 85° (Figure 4.9). Si le pendage de la faille est projeté à la surface, le plan s'aligne avec la faille Hammam Debbagh, qui représente la limite ouest du bassin pull-apart de Guelma.

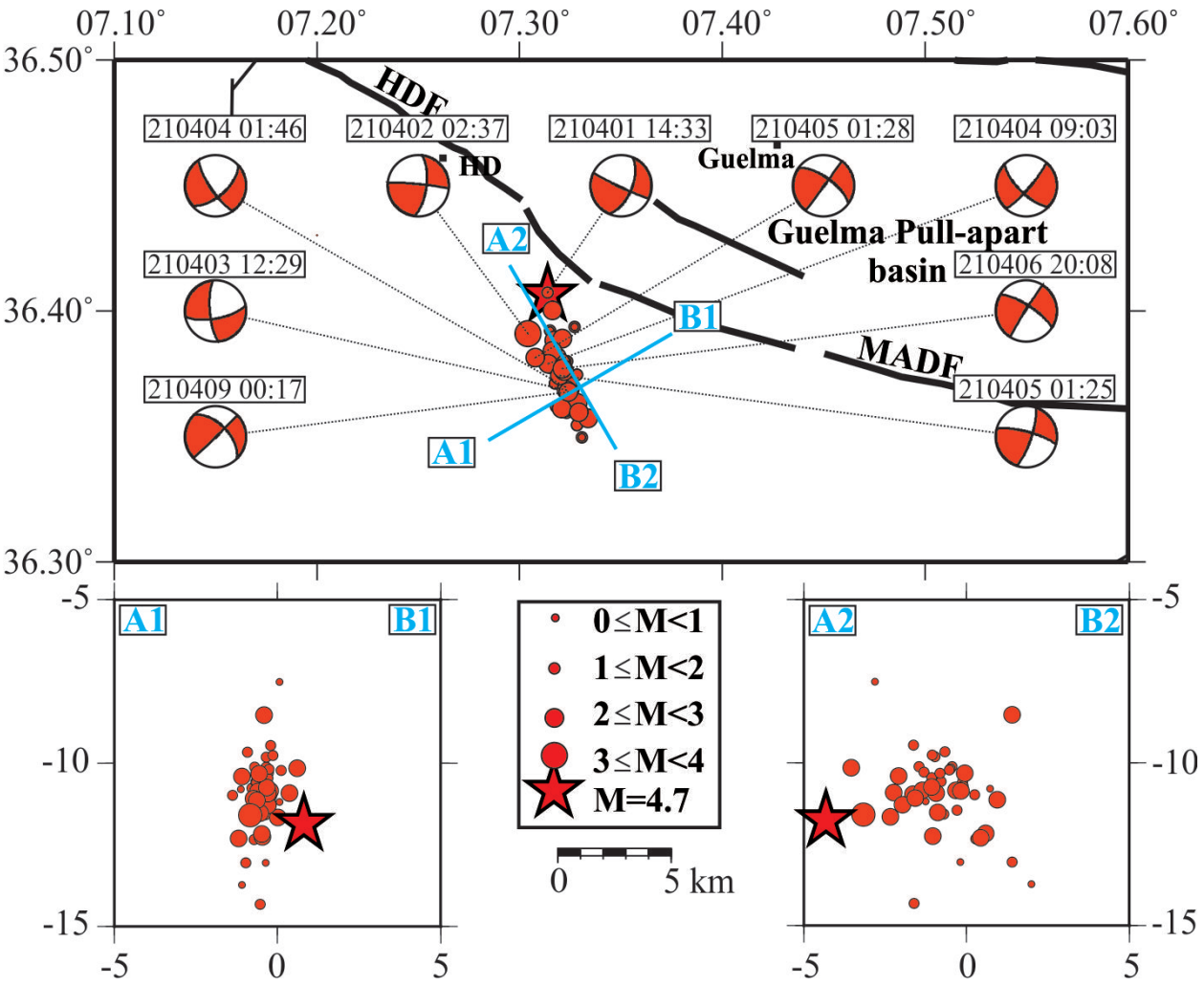


FIGURE 4.9 – Distribution horizontale et verticales des évènements relocalisés de la séquence de 2021 Mw 4.7.

Les solutions du tenseur de moment montrent une faille de type " décrochant " (Figure 4.7) pour le choc principal, très similaire à la solution calculée par les premières arrivées des ondes P (évènement n°1 la Figure4.8). En utilisant les relocalisations comme plan de faille préféré, l'inversion des formes d'ondes indiquent un mouvement de décrochement dextre sur le plan orienté NW-SE. Le tenseur du moment de la secousse principale est orienté N113°E et plonge de 81° vers l'Est, ce qui correspond bien à la structure définie par les relocalisations. Les solutions focales de SPHERA duc choc principal plus les répliques montrent également un décrochement dextre, sur le plan orienté NW-SE de 129.65°E (enn moyenne) et plongeant 75.66° (en moyenne)cohérent avec la structure de la faille Hammam Debbagh. Les failles du bassin de Guelma utilisées tout au long de la thèse sont celles de [Meghraoui 1988], par contre [Villa 1980] a rapporté des failles plus détaillées (Figure 4.10).

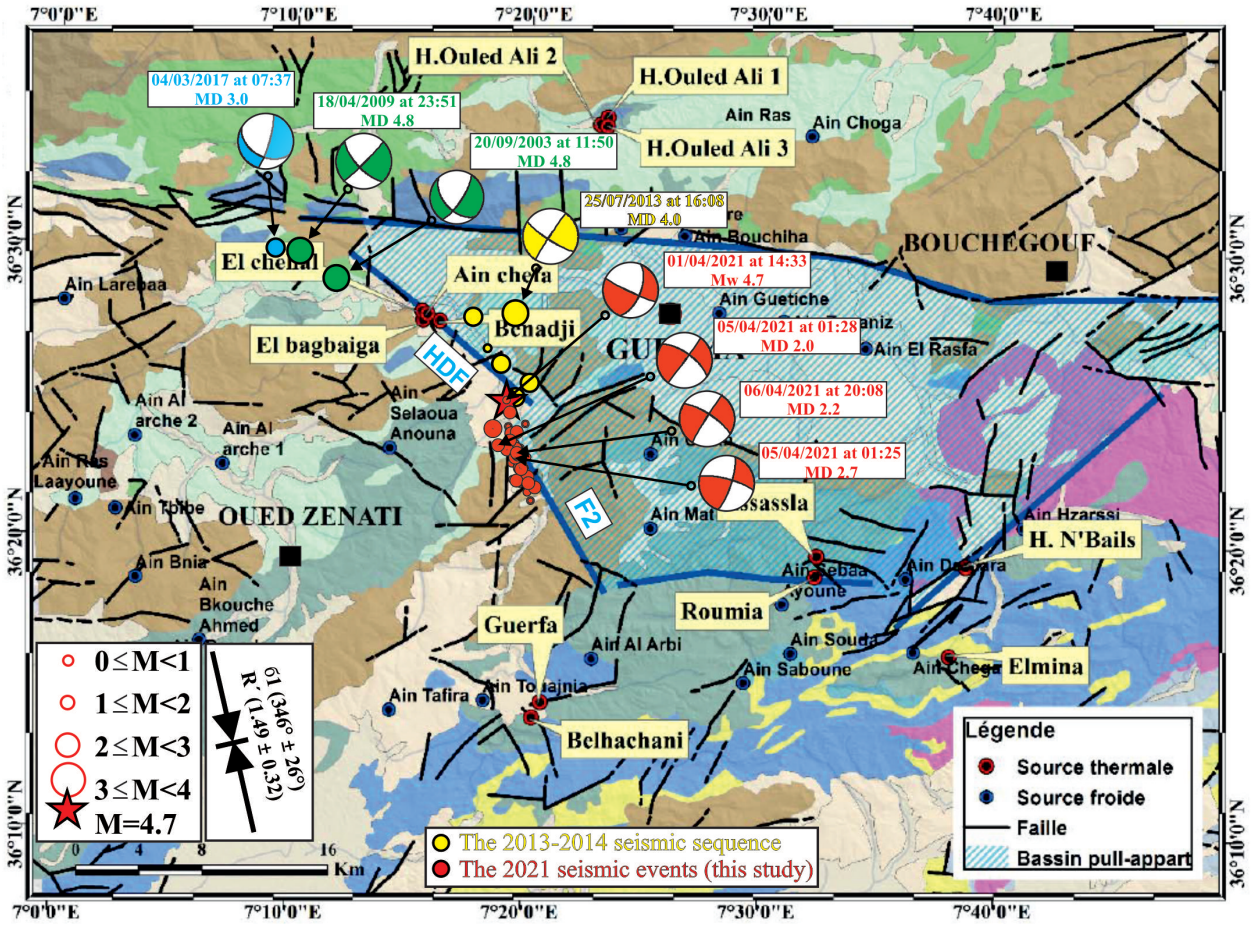


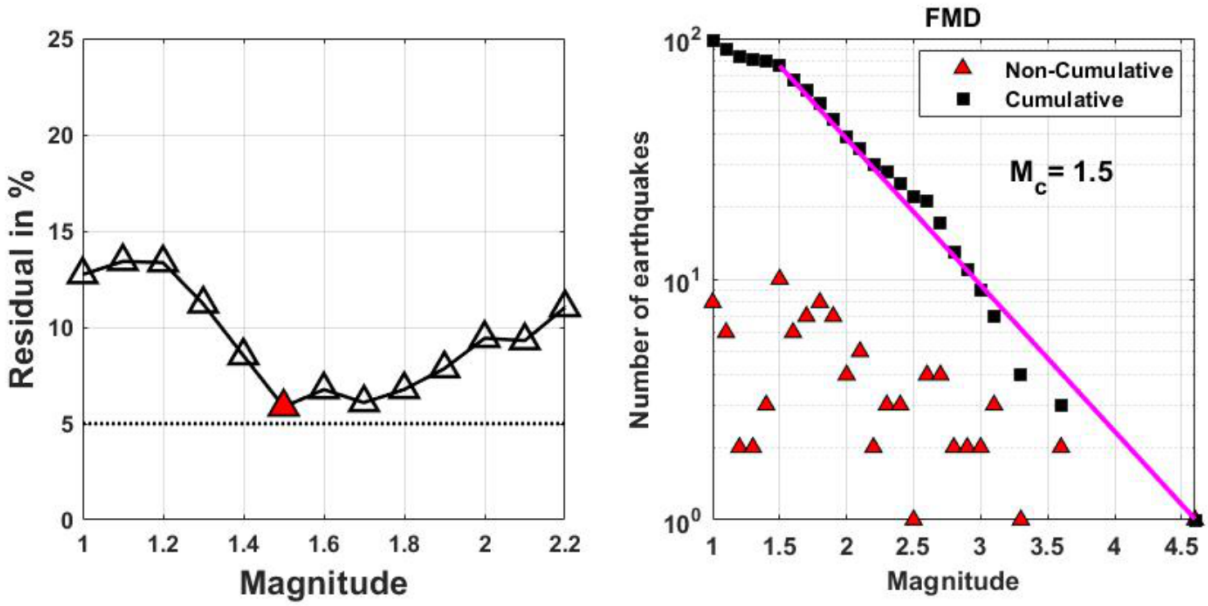
FIGURE 4.10 – Distribution de la séquence sur une carte géologique tirée de ([Bouaicha et Dib 2018] . Les mécanismes au foyer sont tracés pour les évènements de $Md \geq 3$.

D'après les relocalisations, les tenseurs de moment et les mécanismes focaux, le plan de faille principal est une faille à glissement dextre à pendage vers l'est se projetant vers la surface le long de la faille de Hammam Debbagh(HDF), le long de la limite occidentale du bassin de Guelma. Reconnue comme faille active dans [Maouche *et al.* 2013], ainsi que dans notre article [Bendjama *et al.* 2021] et par la présente séquence.

Applications des lois statistiques sur la séquence de répliques de 2021 (Mw 4.7)

Nous avons calculé la courbe de récurrence de Gutenberg-Richter pour la séquence de 2021 Mw 4.7 (Figure 4.11), près de 100 évènements pour la période de 14 jours (Figure 4.12a). L'échantillon de données cette fois est acceptable comparé à celui de la section précédente 4.4. Le résidu le plus faible Figure 4.11 correspond à $b - value = 0,61 \pm 0,06$ exploitant 77 événements. Cependant, nous observons dans le tableau de la Figure 4.11 que la valeur de b augmente systématiquement avec l'augmentation du seuil de magnitude, cela montre que

l'estimation est moins robuste en raison de l'incomplétude des répliques à court terme ; nous avons manqué plusieurs répliques avant l'installation du réseau portable. Le b-value estimé est proche de 0,5, la valeur pour la région de Guelma dans son ensemble [Peláez *et al.* 2005].



Mc	N°events	b-value	Error-b	a-value	residuals	%%
1.5	77	0.607	0.0598	2.798	5.87	94.13
1.6	67	0.608	0.0626	2.799	6.76	93.24
1.7	61	0.639	0.0712	2.872	6.09	93.91
1.8	54	0.657	0.0785	2.915	6.77	93.23
1.9	46	0.651	0.0812	2.899	7.86	92.14
2.0	39	0.640	0.0821	2.872	9.43	90.57
2.1	35	0.668	0.0916	2.947	9.31	90.69
2.3	28	0.733	0.1154	3.132	8.94	91.06

FIGURE 4.11 – La loi de récurrence de Gutenberg-Richter .

Les histogrammes sur la Figure 4.12a montrent que la séquence de 2021 est de type choc principale-réplique avec une activité importante qui accompagne le choc principal au début de la séquence, suivie d'une décroissance au fil des jours jusqu'à ce qu'elle s'éteigne. L'évolution de la séquence correspond aussi à la loi d'Omori-Utsu qui décrit la décroissance des séquences choc principal-répliques Figure 4.12b. Le paramètre p varie d'un endroit à l'autre et d'un cas à l'autre. Par exemple, p varie de 0,5 à 1,5 avec une valeur moyenne $p \sim 1{,}08$ pour les séquences de répliques en Californie [Reasenberg et Jones 1989]. Le $p-value$ estimé est de 0,65 dans l'intervalle mais l'absence de petits événements au début de la séquence de

répliques provoque l'instabilité de l'estimation de la formule d'Omori-Utsu, comme l'ont souligné [Utsu *et al.* 1995].

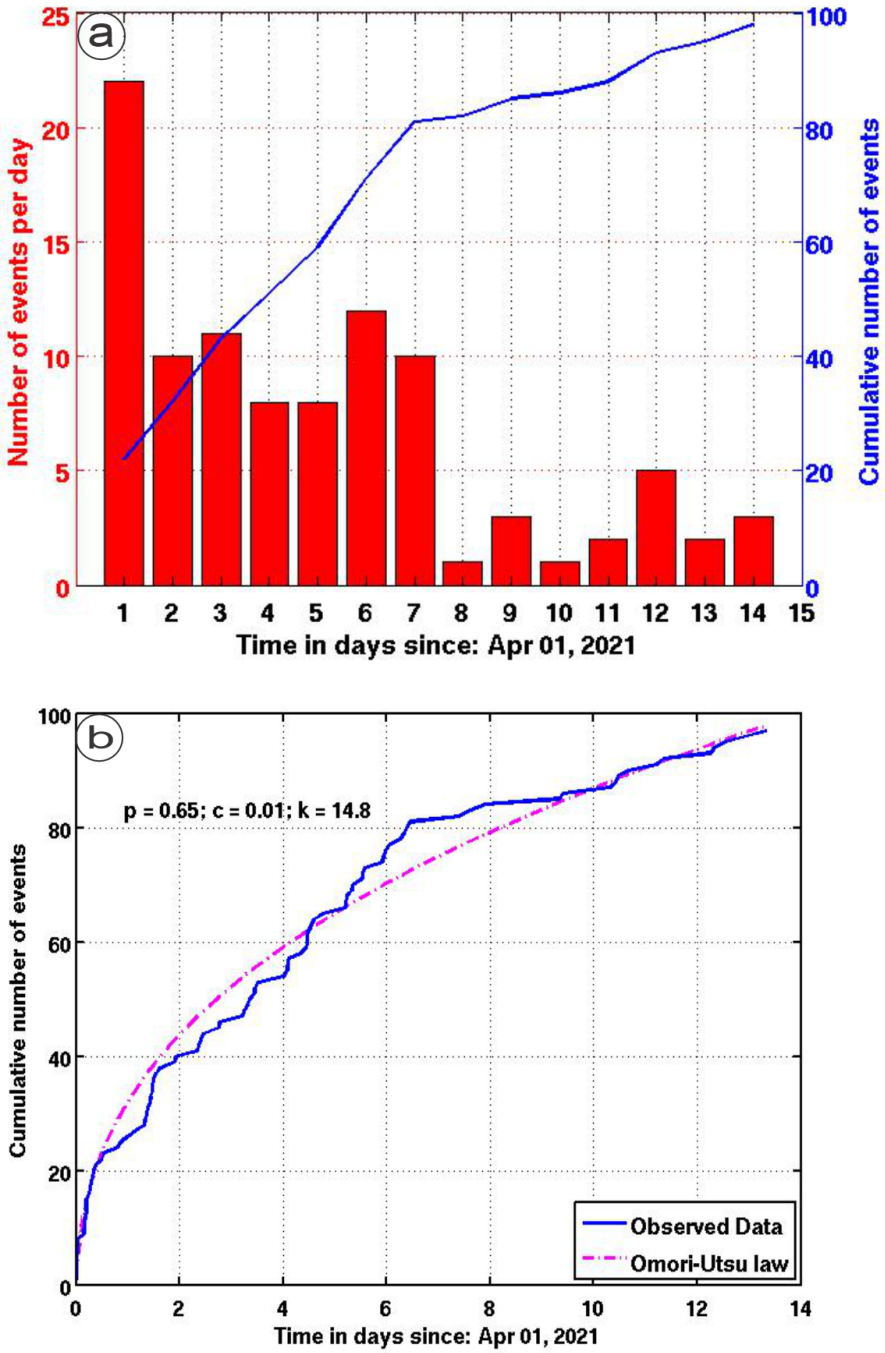


FIGURE 4.12 – (a) Histogramme qui montre le nombre des évènements par jour, (b) Nombre cumulé et modélisation de la loi Omori-Ustu.

En fin, d'après la loi de [Båth 1965] pour les séquences en choc principal-répliques la différence de magnitude entre un choc principal et sa plus grande réplique est approximativement constante, indépendamment de la magnitude du choc principal, typiquement 1.1-1.2. Dans le cas de cette séquence, la différence est de 1,1 (tableau 4.2). Nous concluons que cette activité est de type choc principal-répliques, en accord avec trois lois statistiques fondamentales (voir chapitre 3).

4.7 Tenseur de contrainte actuel dérivé des mécanismes focaux dans le bassin de Guelma et ses éléments structuraux associés

Connaître le champ de contraintes dans une région est un moyen important pour comprendre les effets locaux et régionaux de la tectonique des plaques à grande échelle et le champ de déformation qui en résulte. Différentes périodes de temps sont échantillonnées en fonction des données utilisés pour récupérer le champ de contraintes. D'une part, les stries mesurées sur un affleurement sédimentaire ou cristallin décrivent toute l'histoire tectonique de la région. D'autre part, les mécanismes au foyer fournissent une image instantanée du champ de contrainte actuel. Dans cette section, nous nous concentrons sur le bassin de Guelma, plus particulièrement la zone de la faille Hammam Debbagh (HDF) Figure 4.13.

Notre objectif est de présenter de nouvelles perspectives sur le champ de contraintes récent de cette zone en utilisant un ensemble de mécanismes focaux pour la période 2012-2021 Tableau 4.3. Les données que nous avons utilisées proviennent du réseau ADSN, principalement des stations de la partie orientale. L'algorithme Hypoinverse2000 a été utilisé pour localiser les épicentres uniquement lorsque les conditions suivantes étaient réunies : au moins 7 phases d'ondes P Figure 4.14, une bonne couverture azimutale des stations, et ne garder que les événements avec de faibles RMS, incertitudes verticales et horizontales. Plusieurs méthodes ont été développées en microtectonique pour déterminer l'orientation et la forme du tenseur des contraintes à partir d'une population de stries. Ces méthodes ont été étendues aux mécanismes focaux. Le champ de contrainte actuel est calculé en inversant la solution du plan de faille du séisme avec le programme Win-Tensor, en utilisant les hypothèses suivantes : (1) le champ de contrainte est homogène et continu dans l'espace et le temps, et (2) la direction de glissement de la faille se produit dans la direction de la contrainte de cisaillement résolue maximale [2].

2. voir chapitre 3 3.

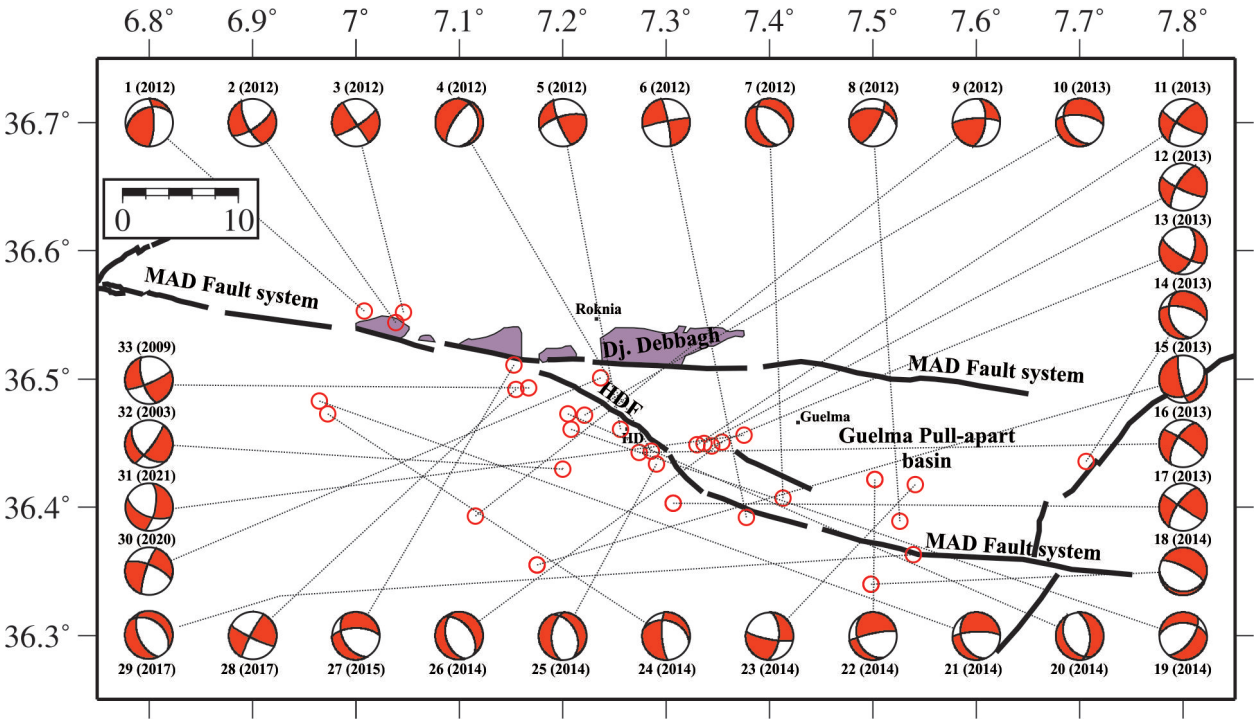


FIGURE 4.13 – Mécanismes focaux qui satisfont à la fois aux tests de localisation et de polarité (voir texte). La numérotation des mécanismes focaux fait référence au tableau 4.3.

A proximité et à l'intérieur du bassin « pull-apart » de Guelma, nous pouvons observer des mécanismes focaux montrant un décrochement Figure 4.14. Dans ce cas, le plan nodal, le plus proche des directions E-W et NW-SE, est considéré comme le plan de faille. Beaucoup de mécanismes présentent une composante normale à un certain degré. Donc, un deuxième type de mécanisme est largement représenté, qui résulte d'une faille normale.

La Figure 4.13 présente la distribution spatiale de 34 événements avec une localisation fiable. La sismicité se concentre en grande partie le long de la bordure ouest et sud du bassin de Guelma Figure 4.13, voir également Figure 4.1 pour les magnitudes plus faible issues du catalogue du CRAAG. Une asymétrie donc du bassin est soulignée par la sismicité. Par ailleurs, le long de la bordure nord du bassin, un escarpement de faille E-W dextre net est observable en plusieurs endroits, segments de la faille MAD [Maouche *et al.* 2018], alors que, étonnamment, l'activité sismique est assez faible. Bien que la densité des stations soit plutôt faible par rapport à d'autres régions du monde, tout événement de magnitude supérieure à 2,3 est correctement localisé et ses solutions focales sont calculées (Tableau 4.3). Ainsi, la faible sismicité observée n'est pas le résultat d'une rareté de stations mais, plus probablement, reflète le comportement sismologique de la faille.

Nous appliquons d'abord une inversion combinée de toutes les données des 64 plans de

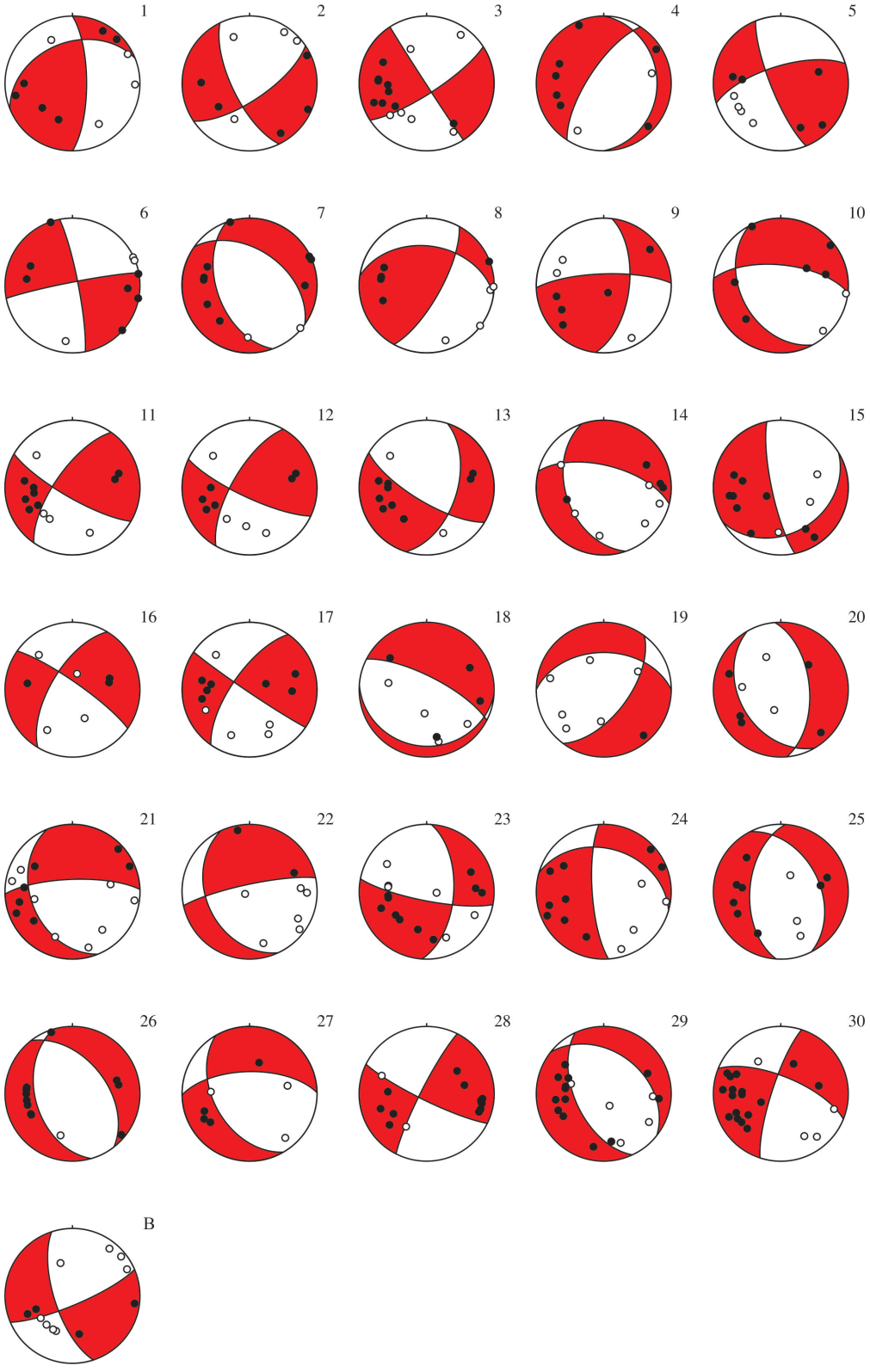


FIGURE 4.14 – Polarités des évènements dans le Tableau 4.3 .

N_0	Date	Time	M_d	Lon	Lat	strike 1	Dip 1	Rake 1	Strike 2	Dip 2	Rake 2
01	14/02/12	17 : 20	2.9	7.008	36.553	0	73	54	248	39	152
02	13/03/12	20 : 35	3.4	7.039	36.544	154	69	-159	56	70	-22
03	30/03/12	10 : 42	3.9	7.046	36.552	57	78	-1	147	89	-168
04	09/06/12	01 : 17	2.3	7.286	36.444	0	22	-121	213	71	-78
05	28/06/12	03 : 39	2.7	7.256	36.461	158	78	158	253	69	13
06	03/10/12	02 : 08	3.2	7.378	36.392	349	83	-176	259	86	-7
07	05/10/12	03 : 08	3.4	7.413	36.407	160	50	-66	305	46	-116
08	25/11/12	06 : 12	3.3	7.526	36.389	278	41	153	29	73	52
09	07/12/12	18 : 02	2.6	7.116	36.393	268	76	148	7	59	17
10	12/02/13	08 : 35	2.3	7.221	36.472	152	40	-41	276	65	-122
11	25/07/13	16 : 08	4.1	7.330	36.449	120	78	158	215	69	13
12	27/07/13	12 : 55	3.3	7.337	36.450	115	78	158	210	69	13
13	28/07/13	07 : 41	3.6	7.344	36.448	18	53	-21	121	73	-141
14	04/09/13	14 : 17	2.4	7.706	36.436	161	43	-42	284	63	-125
15	12/09/13	01 : 54	2.8	7.175	36.355	59	32	-22	168	79	-120
16	10/10/13	03 : 55	2.6	7.274	36.443	305	81	-154	211	64	-10
17	23/10/13	05 : 37	3.1	7.307	36.403	124	87	159	215	69	3
18	03/01/14	03 : 57	2.5	7.498	36.340	94	17	-112	297	74	-97
19	19/01/14	18 : 13	2.3	7.208	36.461	37	60	-124	270	44	-46
20	29/01/14	11 : 12	2.6	7.205	36.473	150	38	-110	355	55	-75
21	01/05/14	16 : 11	3.2	6.965	36.483	158	38	-25	268	75	-125
22	04/05/14	20 : 39	2.4	7.502	36.422	258	81	-125	155	36	-16
23	10/05/14	08 : 56	3.7	7.541	36.418	101	79	-146	4	57	-13
24	22/05/14	12 : 15	2.6	6.973	36.473	286	36	-156	176	76	-56
25	17/06/14	03 : 55	2.8	7.291	36.434	333	42	-114	184	52	-70
26	21/09/14	14 : 22	3.3	7.354	36.451	322	48	-105	164	44	-74
27	15/01/15	16 : 32	2.9	7.153	36.511	150	46	-39	269	63	-129
28	04/03/17	07 : 37	3.0	7.155	36.492	292	69	-168	198	79	-21
30	14/03/17	00 : 51	2.9	7.539	36.363	308	38	-112	155	55	-74
31	26/11/20	06 : 18	3.5	7.237	36.501	207	83	8	116	82	173
B	18/04/09	23 : 51	3.9	7.131	36.562	162	68	-168	67	79	-23
33	20/09/03	11 : 50	4.8			137	50	-165	37	79	-41

TABLEAU 4.3 – Paramètres des mécanismes au foyer de quelques séismes clés qui se sont produits dans le bassin de Guelma.

faille présents dans la base de données pour la zone d'étude (Tableau 4.3 et Figure 4.15, sans séparation des plans non compatibles Figure 4.15.L'axe de contrainte $\sigma 3$ est bien contraint (écart-type de 15°), tandis que les deux autres axes sont moins bien définis (écart-type de 28,7°). L'écart moyen entre les lignes de glissement observées et modélisées est relativement élevé ($\alpha = 40,7$), principalement en raison de quelques valeurs indésirables pour lesquelles les deux plans présentent des écarts de glissement incompatibles. La compression horizontale est relativement bien fixée dans une direction moyenne NNW-SSE (N168°E) SHmax. La qualité moyenne globale ($QRfm$ = C) et la dispersion étroite de la SHmax (9.8° d'écart-type) indiquent

que ce tenseur de contrainte s'ajuste relativement bien à l'ensemble des données et pourrait donc représenter un champ de contrainte de premier ordre. Nous avons filtré les mécanismes focaux non compatibles et avons trouvé que 11 mécanismes focaux sont incompatibles avec le champ de contrainte principal de premier ordre. Les 21 autres fournissent un tenseur de contrainte très similaire, mais avec des axes principaux de contraintes plus contraints $\sigma 1$ (10.2 au lieu de 26.7), $\sigma 2$ (19.2 au lieu de 28.7), SHmax ($168 \pm 6,3$). Ces mécanismes sont donc gouvernés par le tenseur de contrainte de premier ordre, d'un régime décrochant ($R' = 1,65 \pm 0,3$) et un axe de compression orienté NNW-SSE, qui est compatible avec le modèle de convergence active entre les plaques Afrique et Eurasie, identique à celui de [Maouche *et al.* 2018, Soumaya *et al.* 2018] pour ce bassin, ainsi que à celui de [Bougrine *et al.* 2019] déduit à partir des données GPS.

Le diagramme ternaire de Frohlich indique que la zone d'étude est principalement sous l'effet de failles de décrochement et normales avec des plans de failles à pendage modéré à fort de différentes directions Figure 4.15a. Ces failles montrent un mouvement dextre dans les orientations E-W et NW-SE. C'est l'une des preuves justifiant la partition de la déformation associée à la convergence oblique des plaques Afrique-Eurasie. La composante normale de compression est accommodée par le système de faille en mer, tandis que la composante de cisaillement est accommodée par des failles de décrochement sur le continent dont la faille MAD.

Nous avons ensuite vérifié si les 11 mécanismes au foyer incompatible avec le tenseur de premier ordre (lié à la dynamique des plaques tectoniques) pouvaient être expliquer par une fluctuation locale, un tenseur de troisième ordre lié à une structure locale (le deuxième ordre étant plutôt lié aux phénomènes régionaux Figure 4.16. Les 11 mécanismes se trouvent tous compatibles avec un tenseur de contraintes secondaire (troisième ordre) caractérisé par un régime d'extension ($R' = 0,76 \pm 0,24$), un $\sigma 1$ (azimut 172°/pendage 63°) proche de la verticale. Les axes $\sigma 2$ (327/25) et $\sigma 3$ (62/10) sont subhorizontaux. L'écart de glissement moyen α est 15,5 et une bonne qualité est obtenue ($QRfm$=B), une petite compression N153°E ± 14,2° SHmax et une extension importante orientée NE-SW sur des plans de failles orientés principalement NW-SE associés à la bordure ouest du bassin pull-apart Figure 4.16. Les mécanismes au foyer normaux montrent la réactivation des failles normales orientées NW-SE qui délimitent à l'ouest le bassin d'extension et recoupent les failles subparallèles de MAD nord et sud. D'après le diagramme de Frohlich les décrochements dextres existent également sur cette bordure ouest appelée faille de Hammam Debbagh Figure 4.16. Cette faille normale d'après les relevés d'extensions crustales [Maouche *et al.* 2013] est réactivée en décrochement dextre sous une compression régionale NW-SE. Le séisme de 20 septembre 2003 Md 4,8 attribué à la faille de Hammam Debbagh [Bendjama *et al.* 2021, Maouche *et al.* 2013] montre

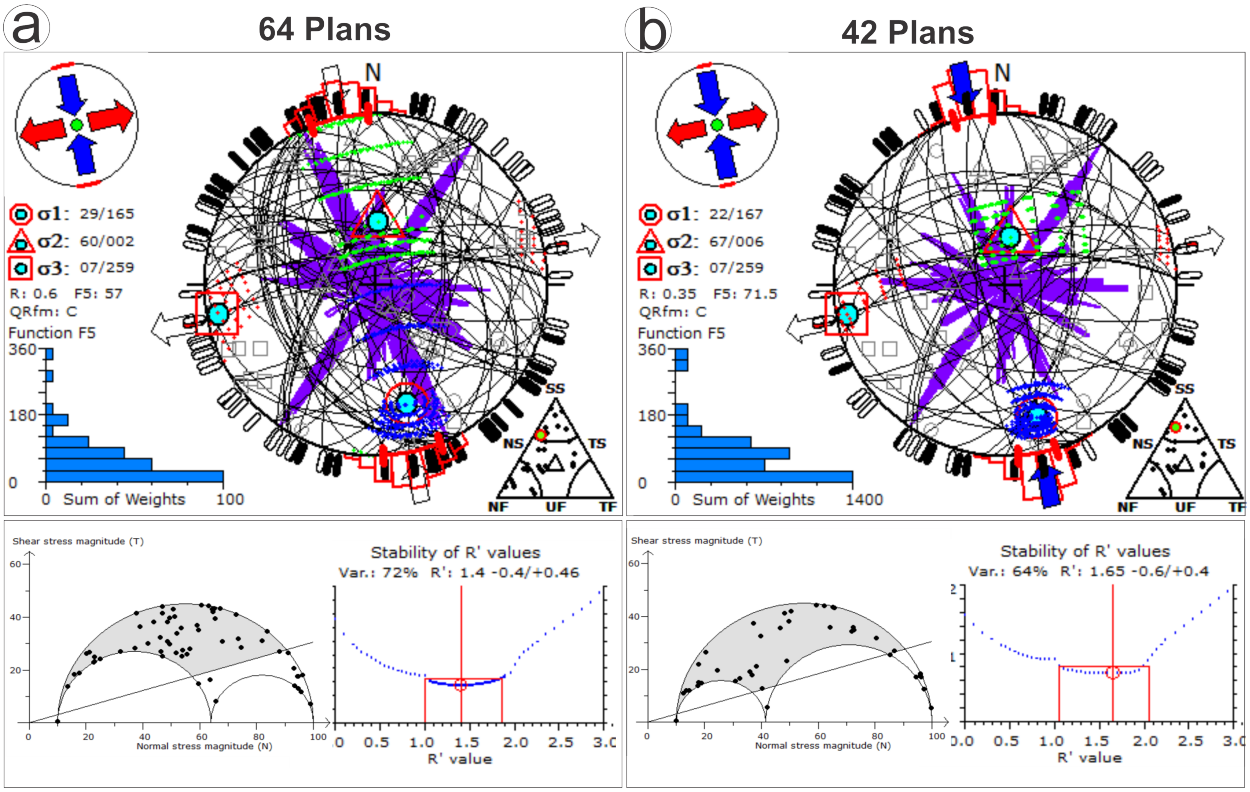


FIGURE 4.15 – Résultats de l'inversion des contraintes et de la sélection des plans focaux : stéréographe à surface égale de l'hémisphère inférieur des plans focaux sélectionnés avec les trois axes de contrainte principaux, les contraintes horizontales SHmax et SHmin, la distribution des incertitudes, et leur écart-type (1 σ) des directions SHmax. Les symboles de contrainte montrent les axes de contrainte horizontaux (SHmax et SHmin), en fonction du rapport de contrainte R. Leur longueur et leur couleur symbolisent la magnitude de la contrainte déviatorique horizontale. Flèches rouges vers l'extérieur : axe de contrainte $\sigma 3$, et flèches bleues vers l'intérieur : axe $\sigma 1$. La contrainte verticale (σv) est symbolisée par un cercle plein, vert pour les régimes de décrochement ($\sigma 2 \sim \sigma v$). L'histogramme dans le coin inférieur gauche des figures représente le classement de qualité *QRfm* du mécanisme au foyer inversé.(a) Utilisant tout les plans, (b) Sans les plans incompatibles.

un décrochement dextre avec une composante normale. Par conséquent, la réactivation de cette faille crustale principale E-W de MAD et de ses failles connexes implique la répartition de la déformation active entre des failles principalement à décrochement dextre et des failles normales locales.

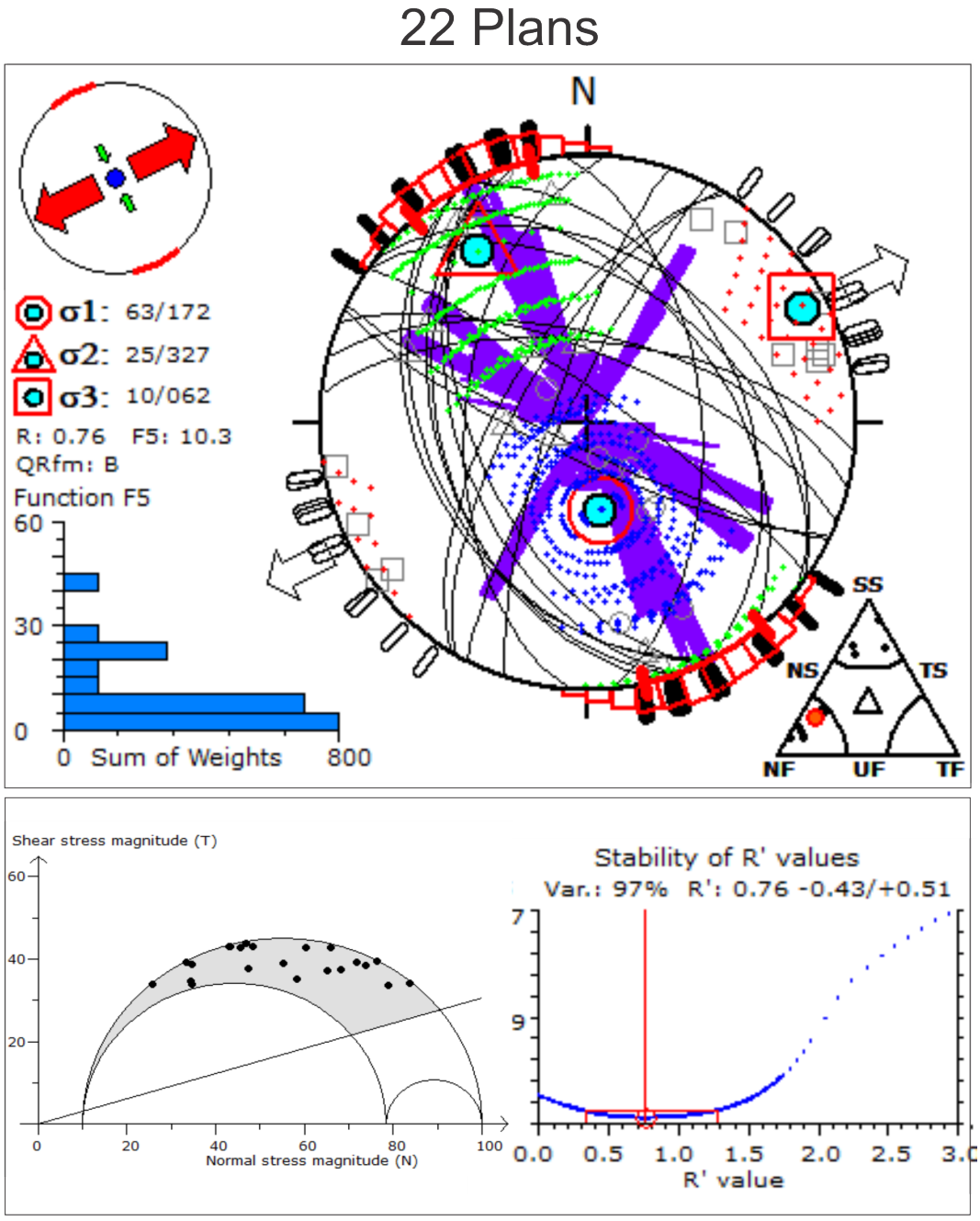


FIGURE 4.16 – Résultats de l'inversion des mécanismes au foyer pour les 22 plans incompatibles au tenseur dans 4.15.

4.8 Discussion et conclusion

L'analyse des deux séquences sismiques donnent un aperçu de la tectonique active dans la partie occidentale du bassin de Guelma. La présente étude fournit également des informations sur le champ de contraintes actuel dans le bassin par une inversion des mécanismes focaux. Après la discussion du modèle tectonique qui affiche des structures de cisaillement de type Riedel. Nous nous pencherons sur la causalité source hydrothermale/activité sismique. Nous terminerons sur la tectonique active relative au champ de contrainte actuel.

4.8.1 Architecture de la faille Hammam Debbagh

Cette étude s'est concentrée sur les séquences sismiques récentes les plus représentatives du bassin de Guelma, toutes localisées sur le flan occidental du bassin. Nous avons analysé un essaim entre 2013 et 2014, quelques évènements en 2017, et une séquence choc principal-répliques en 2021. L'études de ces séquences a mis en évidence une faille de décrochement orientée NW-SE, confirmant la nature active de cette faille étudiée également dans [Maouche *et al.* 2013]. La faille de Hammam Debbagh est de décrochement dextre et d'un pendage presque vertical. Elle relie dans la partie occidentale du bassin pull-apart les deux segments E-W du MAD. Une observation frappante s'est dégagée lors de l'analyse des différentes séquences : le comportement de la faille de Hammam Debbagh change selon son association ou non aux sources hydrothermales. On constante une activité en essaim quand une source chaude est associée à la faille et une activité en choc principal-répliques quand les sources sont absentes.

4.8.2 Modèle tectonique

Nous construisons une ellipse de déformation pour la partie orientale de la faille MAD, comme le montre la Figure 4.17. Ici, Y-Y correspond au tracé de la faille principale, c'est-à-dire le segment de faille (MADF). Sur la Figure 4.17 R-R est la zone de cisaillement Riedel qui correspond au segment Hammam Debbagh (HDF). Il est également intéressant de noter la bonne correspondance entre les failles d'extension dans l'ellipse de déformation et les mécanismes focaux normaux dans tout le bassin. La ligne R1-R1 de la Figure 4.17 est un cisaillement conjugué de Riedel. Rappelons que les cisaillements antithétiques R1 sont orientés avec des angles élevés (environ 70○-80○) par rapport à la faille [Twiss *et al.* 1992]. La faille Hammam N'bailis entre dans cette définition, le R1-R1 correspond donc au segment

Hammam N'Bailis (HN'BF). Dans ce modèle les failles HDF et HN'BF forment les bordures Ouest et Est du bassin, et sont contrôlées par le mouvement d'une faille plus grande : la faille MADF.

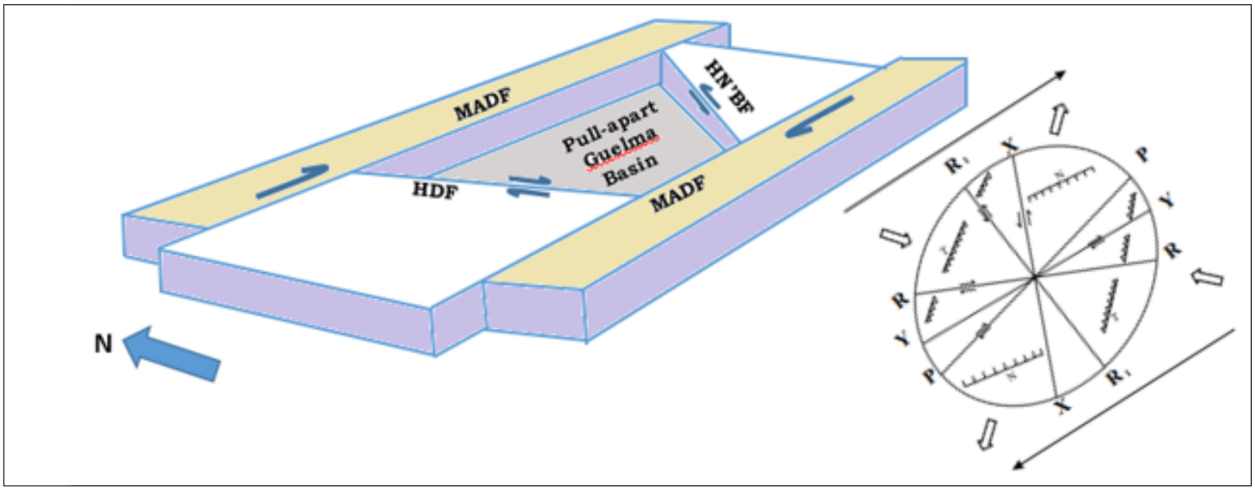


FIGURE 4.17 – Ellipse de déformation pour le bassin pull-apart de Guelma .

Les observations des mécanismes focaux et des champs de contraintes calculés (Figure 4.15, 4.16), en particulier le long de la faille Hammam Debbagh, soulèvent la question suivante : *pourquoi certains segments de failles de décrochement présentent-ils une composante d'extension en plus du déplacement de cisaillement principal (transtension)* ? Le mécanisme de développement de bassin de type pull-apart proposé par [Atmaoui *et al.* 2006], basé sur des expériences d'argile à petite échelle sous le mécanisme de cisaillement de Riedel et attesté par des bassins naturels observés, peut apporter des éléments de réponse.

Les bassins typiques de type pull-apart se forment dans la couverture sédimentaire au-dessus de failles de décrochement dans le socle. Leur évolution structurelle est intéressante pour l'exploration pétrolière, gazière et minérale (par exemple, [Biddle et Christie-Blick 1985, Nilsen et Sylvester 1999, Sylvester 1988]. Plusieurs mécanismes ont été proposés pour la formation de bassins de type pull-apart. Le mécanisme le plus populaire est l'extension locale entre deux segments de faille de décrochement du socle en échelon (par exemple [Aydin et Nur 1982, Mann *et al.* 1983]. L'extension locale est accommodée dans la couverture sédimentaire par des failles normales au niveau des relais et des inflexions extensives [3].

Cependant, il existe un mécanisme alternatif basé sur les cisaillements de Riedel [Atmaoui *et al.* 2006]. Pour les bassins naturels de type pull-apart, le mécanisme de Riedel sous-jacent peut être identifié à partir de données géologiques et géophysiques de terrain. Les

3. voir chapitre 1.

principaux critères sont (1) la présence d'une composante normale et d'une composante de décrochement le long des failles de délimitation des bassins naissants, (2) l'angle relativement faible entre les failles de délimitation obliques et les principaux segments de décrochement (inférieur à 30°), et (3) le rapport d'aspect élevé des bassins : avec un axe long, une petite largeur et une grande profondeur. La bassin pull-apart de Guelma semble satisfaire ces critères Figure 4.1. Dans ce cas, il est suggéré que les failles limitant le bassin, qui montrent un déplacement à la fois normal et décrochant, représentent des failles de décrochement de type Riedel. Selon [Atmaoui *et al.* 2006] et référence y afférant), les premières structures fragiles qui se forment dans les modèles d'argile sont les cisaillements de Riedel en échelon et de Riedel conjugué. Dans les exemples naturels, cela correspond aux failles de décrochement synthétiques et antithétiques Figure 4.18 . Aucune fracture d'extension n'a été générée dans leurs expériences, alors que des études antérieures ont montré que de telles structures peuvent apparaître à un stade précoce de la déformation. Les cisaillements Y et P formés à un stade ultérieur dans leurs modèles correspondent aux failles synthétiques orientées E-W dans les exemples naturels. Dans ce cas, le mouvement de décrochement est transféré aux segments de la zone de faille orientés E-W, séparant les failles synthétiques et antithétiques décro-normale précédemment formées et créant les bassins. Ceci explique la composante majeure de décrochement observée le long des failles délimitant les bassins, ainsi que le petit angle entre l'axe long du bassin et la faille principale E-W. Il a été observé que la forme des structures en pull apart formées à partir des cisaillements de Riedel était relativement longue, étroite et trapézoïdale Figure 4.18.

Quelle relation des sources hydrothermales et le bassin pull-apart ? On pense généralement que les bassins de type pull-apart, jouent un rôle important dans l'apparition d'une source géothermique, en raison d'une perméabilité accrue autour des failles de bordure extensives, de la porosité des sédiments de remplissage du bassin et d'un flux thermique élevé dû à l'amincissement de la croûte, qui favorisent le développement d'un système géothermique à haute température. Les champs géothermiques de Salton Sea et de Cerro Prieto, à l'extrémité nord-ouest du golfe de Californie, en sont des exemples [Kaspereit *et al.* 2016]. Les caractéristiques thermiques de ces gisements sont contrôlées par des bassins pull apart.

4.8.3 Les sources hydrothermales sont-elles une cause des essaims sismiques ?

Une observation importante sur l'activité sismique récente dans le bassin de Guelma à partir du catalogue de CRAAG donne une activité de faible magnitude et en essaim dans deux

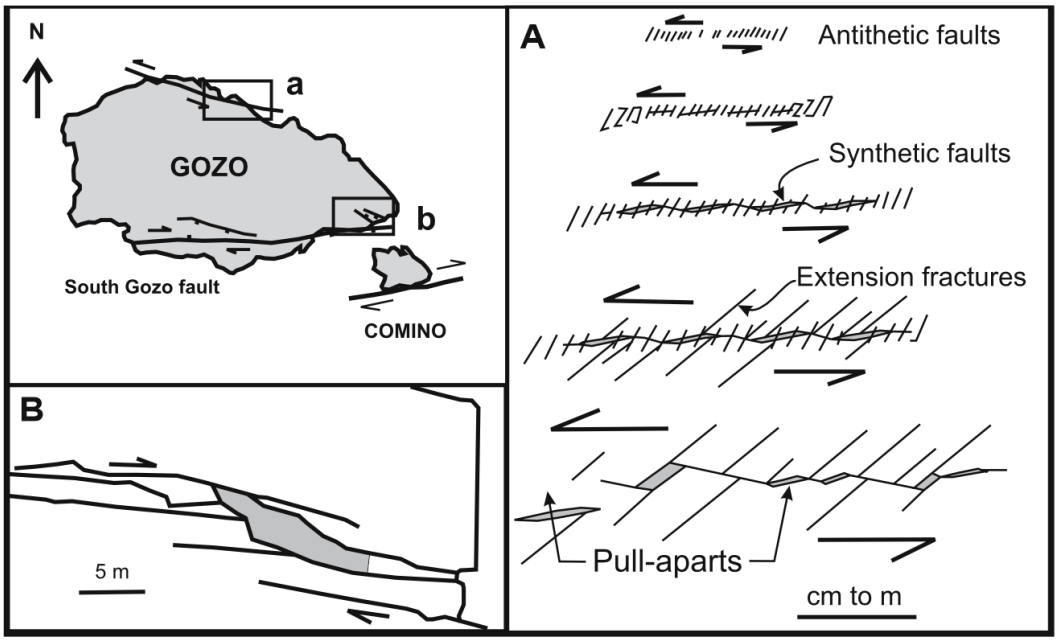


FIGURE 4.18 – Pull-aparts formés par le mécanisme de cisaillement de Riedel à Gozo , Malta (tiré de [Atmaoui *et al.* 2006].

localités particulièrement : Hammam Debbagh et Roknia. Et ces 2 localités sont associées à des sources hydrothermales.

Dans la littérature Mogi [Mogi 1963b;c] a étudié les modèles précurseurs « foreshocks » et répliques « aftershocks » à l'aide de modèles expérimentaux en laboratoire et les a classés en trois grandes catégories : Type 1, Type 2 et Type 3 respectivement. Lorsque le matériau est homogène et que la contrainte est appliquée uniformément, le type 1 consiste en un choc principal clairement défini suivi d'une période d'activité de répliques, sans précurseurs. Lorsque le matériau a une structure plutôt hétérogène et/ou que la contrainte appliquée n'est pas uniforme, le type 2 représente une séquence précurseurs-choc principal-répliques, avec le choc principal clairement défini. Lorsque le matériau est extrêmement hétérogène et/ou que la contrainte appliquée a des concentrations différentes, le type 3 définit une séquence en essaim d'événements étroitement groupés dans le temps et l'espace et sans choc principal distinct. Quelques séquences de séismes à Guelma semblent correspondre au type 3, particulièrement à Hammam Debbagh et Roknia.

Les inhomogénéités dans le champ de contrainte sont causées soit par des sources concentrées, soit par des matériaux inhomogènes. [Scholz 1968a] a également démontré une corrélation entre les séquences en essaim et *b-value* élevées. Les contraintes appliquées sur les régions fortement fracturées sont relâchées le long de nombreuses fissures et failles. Il en

résulte que les contraintes régionales provoquent de nombreux séismes de magnitude faible à modérée, et qu'une grande accumulation de contraintes qui conduirait à une séquence de répliques du choc principal, comme le type 1 ou le type 2, ne peut pas se produire.

Dans les chroniques "Yellowstone Caldera " le 11 Nnovombre 2019, David Shelly a exploré la question importante suivante : qu'est-ce qui, physiquement, fait que les séquences sismiques se comportent comme des essaims plutôt que comme des séquences de chocs principaux et de répliques ? Cette question fait toujours l'objet de recherches actives, tant à Yellowstone qu'ailleurs, car elle est au cœur de notre objectif de compréhension des processus actifs dans le sous-sol. D'après les recherches passées, nous comprenons que les essaims indiquent probablement qu'un "ingrédient" supplémentaire est impliqué là où les tremblements de terre se produisent, un ingrédient qui n'est pas aussi répandu dans les séquences chocs principaux-répliques. Parfois, cet ingrédient peut être qu'une faille glisse lentement « aséismique », et que de petites zones adhérentes se détachent et génèrent de nombreux petits séismes. Parfois, le magma peut pousser dans la croûte et s'ouvrir un chemin en brisant la roche qui le précède. Mais le plus souvent, les essaims sont probablement causés par des fluides (principalement de l'eau) qui interagissent avec les failles. Contrairement au magma, qui a besoin d'un chemin relativement large pour éviter de se figer en roche solide, l'eau peut se déplacer dans le sous-sol par de petites fissures. Bien que ce processus soit incroyablement lent dans la plupart des roches intactes, il s'accélère considérablement lorsque des fissures plus importantes sont présentes. Comment obtient-on des fissures plus larges dans le sous-sol de la Terre ? Et les tremblements de terre sont à l'origine de l'élargissement de ces fissures dans le sous-sol. Juste après avoir glissé lors d'un tremblement de terre, une faille a tendance à être beaucoup plus perméable que lorsqu'elle a commencé à glisser. En même temps, les fluides à l'intérieur des failles, surtout à haute pression, peuvent réduire la force de verrouillage effective sur une faille, ce qui la fait glisser. Ainsi, nous avons le potentiel pour une boucle de rétroaction positive, où les tremblements de terre permettent aux fluides de se diffuser, ce qui à son tour génère plus de tremblements de terre. Ce processus est parfois mis en évidence par la localisation des tremblements de terre qui commencent dans une zone concentrée d'une faille et s'étendent considérablement vers l'extérieur avec le temps. La mise en garde est que cela ne se produit que si les failles sont déjà très proches de la rupture. C'est souvent le cas dans les zones tectoniques actives comme Yellowstone. Ceci étant, les essaims s'éteignent dès qu'ils rencontrent des zones où les failles sont moins sollicitées.

Les résultats de cette investigation montrent que l'essaim des tremblements de terre de 2013-2014 ainsi que d'autres essaims dans le bassin de Guelma peut être le résultat de, ou du moins être corrélé avec, l'activité géothermique locale présente dans cette zone de la faille MAD. L'eau des zones géothermiques circule probablement à des profondeurs de

quelques kilomètres. Cette eau provoque une corrosion sous contrainte telle que décrite par [Scholz 1968b], qui crée un affaiblissement beaucoup plus important à haute température qu'à température normale. La roche pourrait être affaiblie par la fracturation causée par la corrosion sous contrainte et par tout corps intrusif, ainsi que par les effets de la dissolution causée par les fluides géothermiques. La longueur des fractures serait limitée par les fluctuations du champ de contrainte, causées par les inhomogénéités de la roche. La roche se fracturerait alors en réponse à la contrainte régionale et provoquerait des tremblements de terre de taille petite à modérée, car la roche n'aurait pas la résistance nécessaire pour soutenir les contraintes qui donnent lieu à de grandes séquences choc principal-répliques.

En revanche, l'étude de la séquence nous a permis de déterminer que notre hypothèse initiale, selon laquelle la séquence de 2021 (Mw 4.7) serait une séquence en essaim, était incorrecte et qu'elle ne concerne pas le segment de faille prévue. La séquence dépend toujours de la faille Hammam Debbagh mais cette séquence a eu lieu sur un segment qui s'approche de la limite E-W au sud du bassin pull-apart. D'après la carte sur la Figure 4.3a nous constatons l'absence de source hydrothermale dans l'endroit d'activité de cette séquence. A cela s'ajoute un paramètre *b-value* de 0,6 égale à la valeur pour la région de Guelma dans son ensemble [Peláez *et al.* 2005] appuyant l'homogénéité tectonique de la zone source de la séquence de 2021 (Mw 4.7). Les lois statistiques ont démontré qu'il s'agit d'une séquence choc principal-répliques. La force génératrice de cette séquence est donc fort probablement un chargement tectonique sans implication des fluides. Nous déduisons que le comportementt sismique de la faille Hammam Debbagh change en fonction de l'implication des sources hydrothermales.

4.8.4 Champ de contrainte actuel et la tectonique active

Le bassin pull-apart de Guelma montre une activité principalement le long de la frontière occidentale et présente des structures de cisaillement de Reidel. Des failles décrochantes dextres orientées E-W (MAD) et normales NW-SE (bordure) [Maouche *et al.* 2013] réactivées en décrochement [Bendjama *et al.* 2021] sont associées au système de failles et au champ de contraintes dans la région. L'analyse de l'inversion des contraintes obtenue à partir des solutions des mécanismes focaux révèle que dans la zone, un champ de contraintes en décrochement prévaut. La distribution de la contrainte horizontale maximale (SHmax) montre un maximum dans une direction NW-SE. Cette conséquence est attribuée au champ de contrainte régional, qui est principalement alimenté par la convergence oblique des plaques Afrique et Eurasie. Ceci est en bon accord avec le modèle de champ de contrainte publié dans la carte mondiale des contraintes [Heidbach *et al.* 2016] et l'orientation régionale

de la contrainte horizontale maximale [Bendjama *et al.* 2021, Soumaya *et al.* 2018]. De même, comme le montrent les récents relevés GPS géodésiques [Bougrine *et al.* 2019], l'inversion formelle des contraintes est parallèle à la direction de la convergence NW-SE entre l'Afrique et l'Eurasie. Selon [Soumaya *et al.* 2018] l'événement sismique normal dans la zone de Guelma [Aoudia *et al.* 2000] montre la réactivation des failles normales délimitant N-S à NNW-SSE qui constitue le duplex d'extension et croise les failles de cisaillement principales subparallèles. Par conséquent, une extension crustale locale [Maouche *et al.* 2013] se produit entre deux failles décrochantes dextres E-W qui se chevauchent, sous une compression NW-SE à l'échelle régionale. En bon accord avec le champ de contrainte de troisième ordre (local) calculé qui montre un SHmax et une extension importante orienté NE-SW sur des plans de failles orientés principalement NW-SE associé à la bordure ouest du bassin pull-apart. Le déclencheur des tremblements de terre historiques et instrumentaux semble avoir été les failles actives formant donc le bassin pull-apart. Les résultats de l'inversion des contraintes indiquent que, d'un point de vue sismique, la réactivation du système de décrochement principal accommode le raccourcissement actuel orienté N168°E dans la zone d'étude. La collision active entre la plaque africaine et l'Eurasie est associée à ces processus tectoniques actifs [Meghraoui et Pondrelli 2012].

Chapitre 5

La partie centrale de la faille Mcid Aïcha –Debbagh

5.1 Introduction

Les tremblements de terre se produisent généralement sous la forme de séquences de chocs principaux-répliques ou d'essaims « *swarm* » sismiques [1]. Les séquences choc principal-répliques sont caractérisées par l'occurrence d'un événement de magnitude importante, suivi d'une série décroissante d'événements plus petits. Ces derniers sont principalement liés au transfert de contrainte statique cosismique [Stein 1999].

Une activité en essaim quant à elle est caractérisée par un regroupement de la sismicité, sans choc principal clair, l'événement le plus important se produisant au milieu de la séquence. Dans l'espace, la taille de l'essaim est beaucoup plus grande que la longueur de rupture du plus grand événement [Vidale et Shearer 2006], de sorte que les changements de contrainte statique de Coulomb ne peuvent pas expliquer le déclenchement de la séquence. On pense que cette dernière est principalement causée par des processus physiques sous-jacents tels que l'écoulement de fluides ou le glissement asismique [Chen *et al.* 2012]. Il est communément admis que lorsque des failles et des fluides coexistent, ils interagissent. Les fluides peuvent favoriser, inhiber et/ou modifier le glissement de faille, et les failles peuvent contrôler le stockage et le transport des fluides. Les études ont montré que la compréhension de l'interaction entre les failles et les fluides est essentielle pour évaluer les géorisques (risques volcaniques, sismiques, de glissement de terrain et d'inondation), améliorer les

1. Les notions d'«*Aftershocks sequence* » et « *swarm* » abordées au chapitre 4 seront traitées plus profondément dans ce chapitre.

opérations de production de minéraux, d'hydrocarbures, d'eau et de géothermie, et améliorer notre compréhension des processus tectoniques fondamentaux.

Dans notre région d'étude, la partie centrale de la faille MAD qui englobe principalement les régions d'El Kantour, Sidi-Dris et Mila a connu un important événement de magnitude modéré Mw 4.7 dans la région d'El Kantour le 5 mars 2017, suivi de plusieurs répliques. Cet évènement a été précédé (à 20 km) par un essaim de 85 événements à Sidi-Dris le 4 mars 2017, l'activité sismique n'ayant pas cessé jusqu'à ce que l'événement de Mw 4.7 survienne. Trois ans plus tard, le 22 novembre 2020, la région d'El Kantour a connu un autre séisme d'une magnitude supérieure au précédent Mw 5.3, et a été suivi de plusieurs répliques. Une autre séquence s'est produite dans la région de Mila en Juillet-Août 2020, débutant par un évènement de magnitude Mw 4.8 le 17 juillet 2020, suivi d'un autre de Mw 5.0 en août 2020, se terminant par un évènement de magnitude Mw 4.5 six heures plus tard. Durand cette séquence, ce sont presque 1000 répliques qui ont été enregistrées. Il est a relever que l'évènement de Mw 5.0 a provoqué un glissement de terrain géant emportant plusieurs maisons sur son passage.

Afin de comprendre l'activité sismique dans une région donnée, il est donc d'une importance de comprendre quels sont les processus moteurs à l'origine de cette sismicité et quelles sont les interactions entre les phénomènes déclencheurs. Donc plusieurs questions peuvent être posées. Dans notre région d'étude, peut-on considérer donc, une éventuelle corrélation entre les séismes (de Mw 4.7 et Mw 5.3 d'El Kantour). Pour la région de Mila, le choc le plus important étant survenu au milieu de la séquence, y'a-t-il lieu de penser que nous avons à faire à un essaim de séismes ou non ? Dans ce cas les fluides sont-ils impliqués ? Toutes ces questions, qui font encore l'objet de débats, peuvent trouver un début de réponse à partir de l'analyse des essaims sismiques ou des séquences de répliques.

Pour notre part, et dans une première phase, nous utilisons les données collectées pour connaitre la géométrie des failles en utilisant la relocalisation des évènements, en second lieu, nous aborderons les questions relatives à la modélisation de la contrainte cosismique, et la diffusion de la pression interstitielle.

5.2 Cadre sismotectonique du bassin nord Constantinois

Le bassin de Mila-Constantine est une vaste dépression néogène allongée E-W comblée des formations lagunaires, lacustres et continentales qui datent du Miocène moyen à l'actuel. Ces dépôts enregistrent une déformation complexe, témoignage d'une néotectonique intense affectant le NE de l'Algérie. Sur la bordure septentrionale du bassin, la déformation de ces dépôts se manifestentpar des grands chevauchements et des plis ayant des axes E-W à NE-SW [Mohammedi 2015]. La bordure nord du bassin de Mila-Constantine coïncide avec la limite structurale majeure entre les zones internes et les zones externes alpines [Coiffait 1992, Raoult 1974]. Elle représente la ligne de collage tectonique du bloc cristallophyllien de petite Kabylie aux séries téthysiennes de type tellien de la marge africaine Figure 5.1a. Cette limite a joué durant le paroxysme alpin en chevauchement important. Après le paroxysme, donc postérieurement à la mise en place des nappes, elle a rejouée en faille normale pour contrôler l'installation de la dépression de Constantine. Une extension généralisée sur toute la chaîne de une direction NE-SW à N-S [Aris *et al.* 1998, Guiraud 1977] accompagnée par une réactivation des accidents majeurs de direction E-W en failles normales sont à l'origine de l'installation des bassins néogènes [Aris *et al.* 1998, Coiffait 1992]. La période de cette extension va jusqu'au Quaternaire basal [Guiraud 1977]. La phase compressive qui suit l'installation des bassins, débute au Quaternaire inférieur et continue jusqu'à nos jours. Elle est responsable de la fermeture du bassin de Constantine par inversion des structures distensives et par plusieurs chevauchements et plis de direction NE-SW, localisés à la limite septentrionale du bassin [Djellit 2013, Durand-Delga 1955, Guiraud 1977, Raoult 1974]. Par ailleurs, l'architecture des failles est dominée par des décrochement dextre orientés E-W et NW-SE et des failles de chevauchement de front de chaîne senestre NE-SW qui coupent le tell [Meghraoui 1988, Meghraoui *et al.* 1996, Yielding *et al.* 1989].

Parmi les principaux traits de la tectonique de la zone d'étude,**l'accident de M'cid Aïcha –Débbagh**, de direction E-W, partant de la région de Bouchegouf-Djebel Debbagh et allant jusqu'a dans la région de Djebel M'cid Aïcha au NW de Constantine. Cet accident d'une centaine de kilomètres a dû jouer en distension pendant tout le Miocène. En effet, on trouve tout au long de cet accident des roches volcaniques ou des sources thermales. De plus, au contact de cet accident les dépôts mio-pliocènes sont redressés. Cet axe a donc rejoué très tardivement. La zone d'El Kantour « Col des Oliviers » correspond en fait à un nœud tectonique ou interfèrent charriages et accidents régionaux rejouant tardivement. Dans cette zone, **l'accident d'El Kantour** recoupe donc l'accident de Mcid Aïcha-Debbagh à cet endroit.

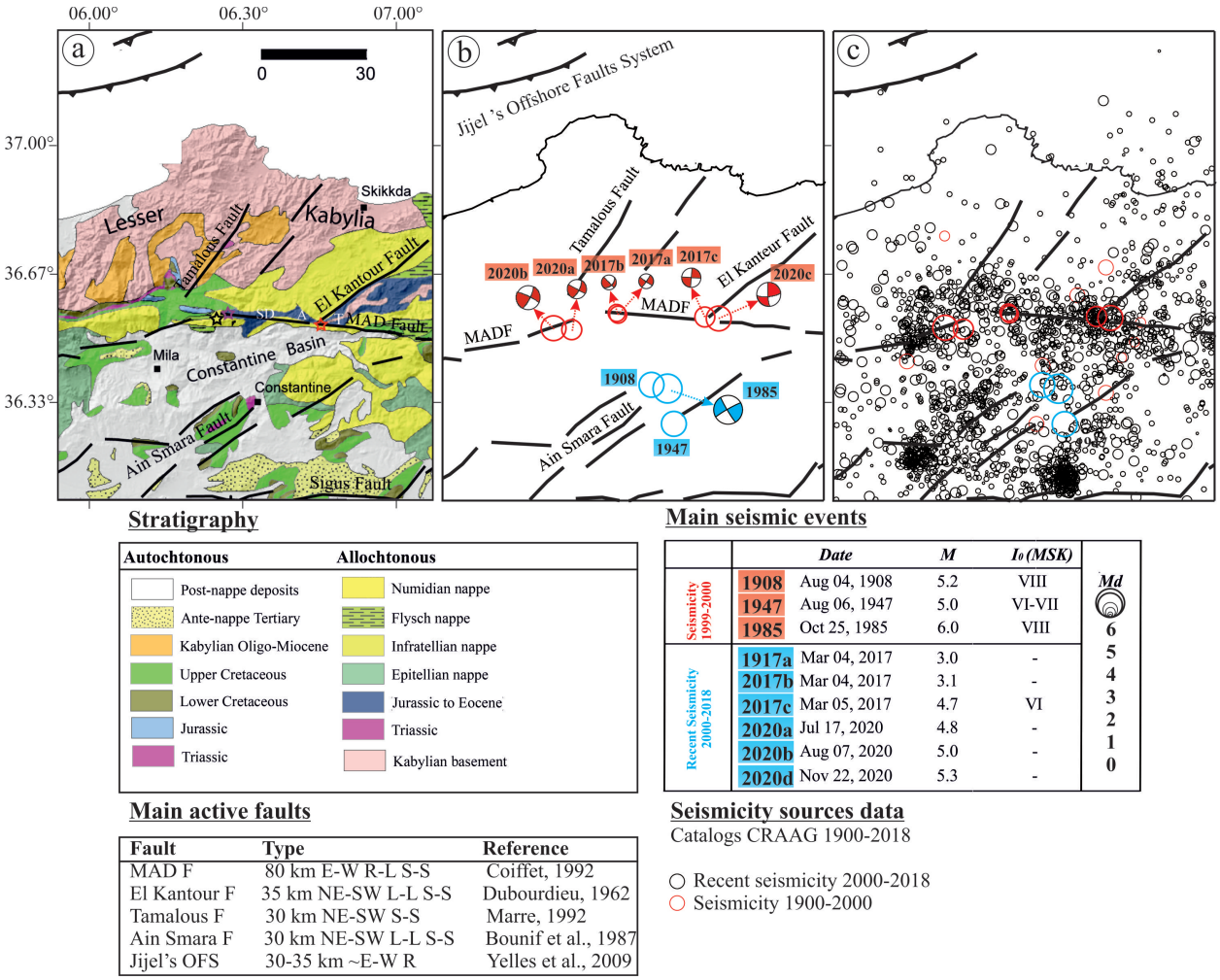


FIGURE 5.1 – (a) carte géologique de la région d'étude ; (b) les mécanismes au foyer récent en rouge le long de la faille MAD sont analysé dans ce chapitre 5, en bleu les mécanismes des séismes importants dans le bassin de Constantine dont celui du 25 Octobre 1985 (M 6) ; (c) Distribution de la sismicité entre 1900-2018, en cercle noir de 2000 à 2018, les lignes noirs les failles actives principales (voir tableau pour plus d'information).

Cette accident d'une orientation NE-SW et qui passe par la localité d'El Kantour Figure 5.1a, il serait vertical ou à pendage fort. De part et d'autre, les nappes ne présentent pas le même aspect. Séparant Ainsi deux zones ayant subi des évolutions tectoniques différentes.Cet accident se poursuivrait loin vers le SSW et passerait entre les monts du Hodna et le Belezma, à 120 km d'El Kantour. Cet accident traduirait des déplacements postérieurs aux grands charriages.

Dans notre région d'étude, il y'a lieu de noter la présence du **chevauchement de Sidi Mérouane** qu'est une faille inverse de direction générale E-W avec un plan qui se prolonge

sur une longueur d'au moins 25 km vers le nord. Cette structure montre des évidences morpho-tectoniques (rupture de pente, facettes triangulaires imbriquées) d'une activité récente quaternaire.

Enfin, nous pouvons citer **le couloir des accidents N-S à l'est de Dj. Akhel** est un couloir d'accidents de direction N-S avec une longueur d'au moins 20 km et large de 5 km. Ce couloire est représenté par des décrochements senestres affectant les formations plio-quaternaires à l'est de l'Oued Athménia.

Dans toute cette région et du point historique, les catalogues n'ont pas relevé de séismes important dans la région de Constantine durant la période précédant l'année 1900 [Harbi 2001]. En revanche et pour dans la période instrumentale, au moins 3 séismes d'intensité VIII (MSK) sont à prendre en compte Figure 5.1b : le premier est celui du 4 août 1908 de magnitude Ms 5.2, le deuxième le 6 août 1947 de magnitude Ms 5.0 et enfin le troisième, le plus récent, le 27 octobre 1985 de magnitude Mw 6.0 [Deschamps *et al.* 1991, Harbi 2001] qui a frappé la ville de Constantine et qui trouve son origine dans le rejeu de la faille de Aïn Smara. Il est à relever enfin la crise sismique (33 séismes) de janvier à avril 1925 qui aurait selon Hée (1950) frappé la ville de Constantine.

Selon une synthèse de la sismicité récente dans la région de Constantine-Mila [Abacha 2015], deux zones sismogènes se distinguent par rapport à la zone d'étude et qui sont : la région nord de Constantine le long de la faille MAD et la région ouest du MAD autour du barrage de Beni Haroune (capacité d'un milliard de m^3). La loi de Gutenberg-Richter ayant donné une valeur b élevée de 1,1, cette valeur est donc caractéristique d'une sismicité de faible magnitude, suggérant un environnement fracturé ; la segmentation de la faille pouvant être la cause des séismes de magnitude faible [Abacha 2015]. Une magnitude maximale Mmax 4.6 avait donc été attribuée à la zone [Abacha 2015].

Cependant, sur cette faille nous venons d'enregister deux séismes récents de magnitude jamais enregistrée dans la région Figure 5.1b. Celui de la localité d'El Kantour (W. Skikda) le 5 mars 2017 de magnitude Mw 4.7, et trois ans plus tard, le 22 novembre 2020, un autre séisme a frappé presque au même endroit Mw 5,3 [2]. En ce qui concerne la région de Mila, la loi de Gutteberg-Richter a donné une valeur $b = 1,4$ et la loi Gamma indique $\gamma = 0,7$ (c'est-à-dire 70% de séismes indépendants) [Abacha 2015]. Le processus moteur est non Poissonien car il ne représente pas les interactions entre les séismes mais laisse supposer un mécanisme de forçage tel que les pressions interstitielles. Dans ce cas, la sismicité pouvant être induite par des barrages comme celui de Beni-Haroune ou de petits barrages auxiliaires. On peut rappeler lors de pertes d'eau dans le processus de transfert entre le barrage de

2. les deux séismes seront analysés dans les sections suivantes.

Beni-Haroune et Oued Athmania, une mini-crise sismique en 2010 [Semmane *et al.* 2012] s'était déclenchée. Une magnitude maximale Mmax 3.9 avait été attribuée à la zone [Abacha 2015]. Plus récemment, le 17 juillet 2020, un séisme de magnitude Mw 4.8 a secoué la localité de Hmmala suivi d'un autre au bord du barrage de Beni-Haroune de magnitude Mw 5.0 et qui a provoqué un glissement de terrain important emportant avec lui plus de 100 maisons [3].

Enfin, nous notons qu'il reste encore de nombreuses investigations à réaliser pour mieux connaitre la ségmentation de la faille de MAD et quantifier le potentiel sismogènes Figure 5.1c sur ses différents segments. Les séquences sismiques récentes nous offrent la possibilité de faire avancer notre connaissance et nos réflexions sur la zone.

5.3 Étude de la séquence sismique de 4-5 mars 2017 le long de la faille Mcid Aïcha-Debbagh

Le contenu de cette section du chapitre a fait l'objet d'une publication au "***Geosciences Journal***" en janvier 2021 "*The March 2017 earthquake sequence along the E-W~trending Mcid Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria*" dont je suis le premier auteur. [4]. Un résumé français en est donné, présentant les données, la motivation, les méthodes d'analyses ainsi que les principaux résultats obtenus pour deux régions distinctes.

5.3.1 Résumé

Entre le 4 et 5 mars 2017, une séquence sismique de 143 séismes faibles s'est produite le long de la faille Mcid Aïcha-Debbagh. Le plus important séisme de cette séquence fut un séisme modéré de magnitude (Mw 4.7) le 5 mars 2017 à 2h46 heure locale dans la région d'El Kantour. C'est l'évènement le plus important jamais survenu dans la région depuis l'avènement de la période instrumentale. Le tremblement de terre a été ressenti jusqu'à 50 km de l'épicentre. Aucun dommage significatif n'a été enregistré. Les investigations macrosismiques ont suggéré une intensité maximale de $I_0 = VEMS$ pour le séisme d'El Kantour dans les villes de Ain Bouziane, El Harrouch, et Zigoud Youcef Figure 5.2a. La tendance générale des courbes iso-séismiques semble s'allonger dans une direction E-W. Au cours de cette séquence, 74% de l'activité sismique s'est produite au cours des deux premiers jours. Uniquement 30% de l'ensemble des évènements détectés a été localisé. Bien

3. Analysé également dans ce chapitre.
4. L'article est affiché dans son intégralité, et dans la langue de publication (anglais) en annexe B

que les tremblements de terre n'aient pas été de grande ampleur, ils ont fourni de nouvelles informations importantes et ont amélioré notre compréhension de l'activité sismique dans trois régions distinctes le long de la faille.

5.3.2 Motivation

Les séismes médiatisés sont généralement les plus importants. Par exemple, la magnitude du tremblement de terre de Boumerdes en 2003, qui a fait 2278 morts, était de Mw 6.9. Le tremblement de terre d'El Asnam en 1980 était d'une magnitude de Mw 7.3. Mais en dessous de la magnitude 3, peu de personnes sont susceptibles de ressentir un tremblement de terre, même dans les zones peuplées. L'utilisation des données sismiques pour délimiter les structures géologiques sismiquement actives est l'un des principaux objectifs de la surveillance sismique.Le recueil du plus grand nombre possible de données sismologiques est donc de grande importance. Plusieurs travaux ont montré par ailleurs qu'un pourcentage très élevé de grands tremblements de terre se produit dans des localités où des séismes plus petits ($M \geq 2.0$) avaient été détectés au cours des années ou décennies précédentes. Bien que les grands séismes fournissent des informations qualitatives concernant les structures sismiquement actives au travers toutes les données recueillies, ces séismes restent relativement rares dans les zones où les taux de déformation sont faibles à modérés. C'est pour cela que les séquences de séismes de faible à moyenne intensité sont utilisées et mises à profit pour obtenir des informations sur les failles actives permettant de mieux appréhender m'occurrence de séismes plus importants sur ces failles.

Si l'analyse de ces petits séismes est couplée par la mise en œuvre de nouvelles techniques de traitement des données là ou la densité des stations sismiques n'est pas élevée, l'étude d'une séquence de séismes offredonc une opportunité importante d'examiner un système de failles peu étudié dans le nord-est de l'Algérie et ce qui est le cas pour nous.

La faille MAD (> 80 km) avait donc reçu à ce jour peu d'attention de la part de la communauté géophysique, bien que les modèles cinématiques de l'Atlas tellien montrent un important déficit actuel du taux de glissement de $\sim 2,4 mm/an$ [Bougrine *et al.* 2019]. Cela explique notre intéressement pour cette structure majeur de la région Tellienne au travers les différents évènements sismiques qui s'y sont produits.

5.3.3 Méthodologies

Le premier objectif donc de cette étude a été de calculeret de déterminer des hypocentres précis pour les séismes enregistrés dans notre région d'étude. Pour ce faire, nous nous sommes

concentrés sur des techniques qui minimisent l'influence de deux sources d'incertitude majeures sur nos images résolues de la sismicité : l'incertitude des données de temps d'arrivée de phase et la structure de vitesse non modélisée. Pour traiter les effets d'une structure de vitesse mal connue, nous avons produit des modèles de vitesse sismique unidimensionnels (1-D) pour la région d'étude en utilisant l'algorithme d'inversion conjointe hypocentre-modèle de vitesse Velest [Kissling *et al.* 1994] (Figure 5.2c). Les effets de la structure de vitesse non modéliséeont été également pris en compte par l'application de la procédure de relocalisation relative des séismes HypoDD [Waldhauser et Ellsworth 2000], l'algorithme acceptant naturellement les temps de parcours différentiels comme données, soit à partir de mesures de corrélation croisée de haute précision, soit à partir de pics de temps de parcours ordinaires, soit une combinaison des deux. La corrélation croisée des formes d'onde a été utilisée pour réduire la quantité d'erreurs dans nos catalogues de temps d'arrivée des ondes P&S. Les différences précises de temps de parcours ont été estimées en trouvant où la fonction de corrélation croisée est maximale (> 70%) entre les paires de sismogrammes. Nous avons donc isolé les paramètres de la source de l'évènement principal en utilisant une méthode spectrale développée dans notre étude [Abacha *et al.* 2019] et en appliquant une inversion des formes d'ondes. Nous avons analysé l'occurrence spatiale et temporelle des événements relocalisés et groupés. Notre analyse a été complétée par la détermination des mécanismes focaux. Nous avins enfin réaliser une interprétation de la distribution des hypocentres de séismes groupés et des mécanismes focaux dans le contexte des failles connues et des orientations des contraintes dans la région.

— *Problématique de la capacité de détection des répliques :* Pour ce faire, nous avons besoin au minimum de 3 stations sismologiques pour localiser un séisme, les petits évènements s'atténuant rapidement avant d'atteindre les stations permanentes du réseau de surveillance, ce qui a été le cas pour t les répliques du séisme de d'El Kantour Mw 4.7 localisés au centre de la faille MAD. Enregistrée sur un réseau peu dense, une partie des répliques de ce séisme ont pu être localisée grâce à la présence préalable dans cette zone de deux stations portables. Puisque la majorité de l'énergies'étant dissipée après deux jours tout (re) déploiement d'un réseau portable aurait été inopérant. Par contre, la zone située à 20 km Ouest du choc principal étant relativement proche de trois stations permanentes (CBOS, CBHR, and CAEH) (Figure 5.2a), l'ensemble des localisations des épicentres ont présenté une dispersion importante Figure 5.2a) limitant leur utilité pour l'interprétation des structures et des processus sismogéniques. D' où le besoin d'une relocalisation précise.

— *Modèle de vitesse 1D minimum :* Pour ce faire, l'éstimation de la vitesse sismique

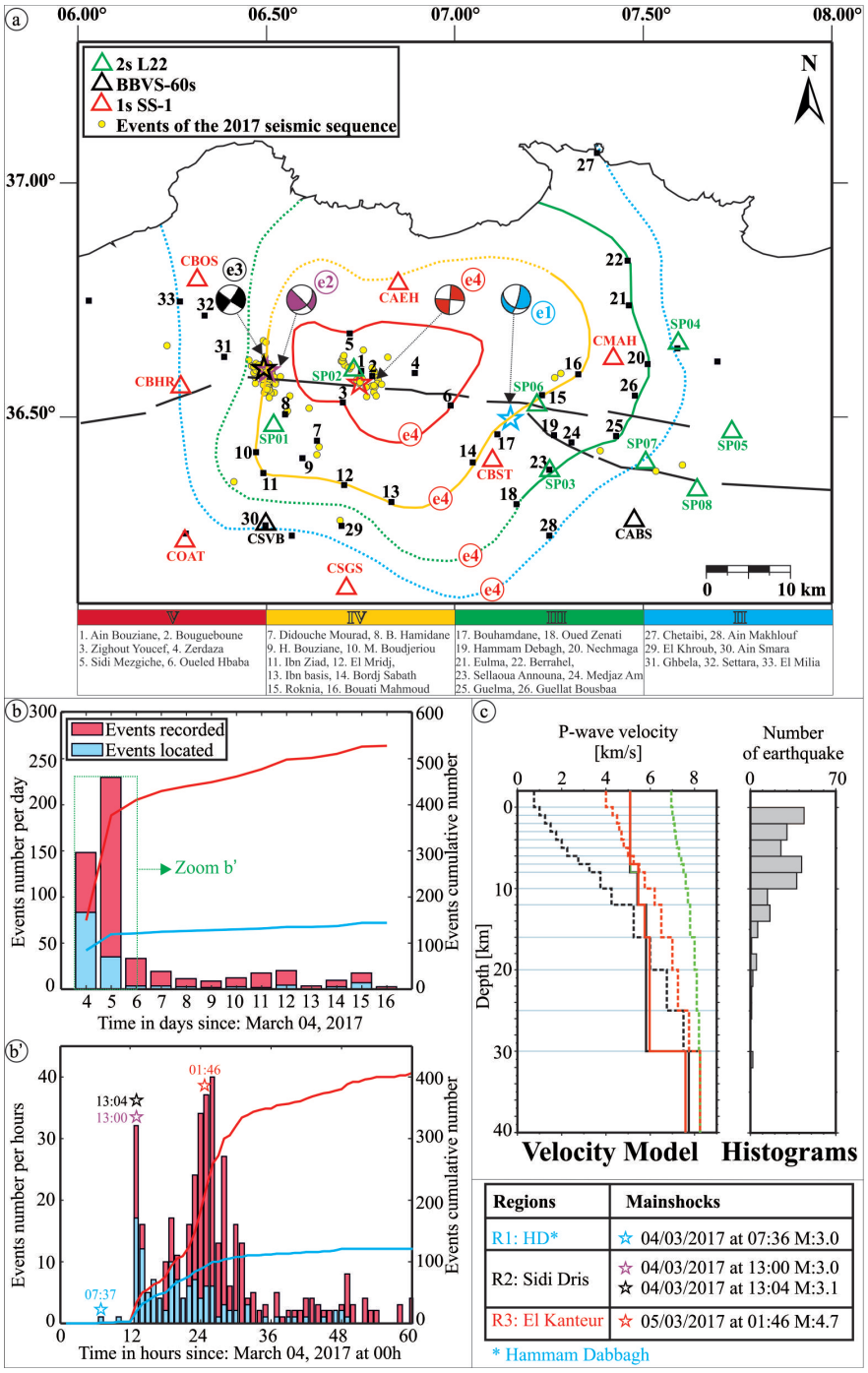


FIGURE 5.2 – (a) Chocs principaux, distributions des événements et solutions de mécanismes focaux pour la séquence sismique de 2017.Les triangles colorés montrent les différents types de stations sismologiques. Les failles principales sont tirées de [Meghraoui 1988, Villa 1980]. Les mécanismes focaux correspondent aux principaux événements de la séquence de mars 2017, numérotés par ordre séquentiel. Les lignes colorées représentent une carte isoséismique EMS-98 du séisme d'El Kantour e4. Les carrés noirs indiquent les localités où les questionnaires EMS-98 ont été distribués, et les numéros correspondent au nom des villes montrées sous la carte. (b) Nombre d'événements et nombre cumulé d'événements par jour. (b') Détail des 60 premières heures d'activité sismique. (c) Modèle de vélocité calculé par VELEST à partir de 227 événements enregistrés entre 2011 et 2015. Trois modèles de vitesse d'essai (lignes pointillées vertes, rouges et noires) avec des vitesses d'ondes P crustales faibles, intermédiaires et élevées sont montrés. Le modèle final de vitesse d'ondes P 1-D après le processus d'inversion est montré comme une ligne en gras, et les histogrammes donnent le nombre d'événements utilisés par VELEST dans chaque plage de profondeur.

de la région éoicentral s'est faite à partir d'un modèle a priori issu du profil du projet SPIRAL passant par la région d'étude [Bouyahiaoui *et al.* 2015].

En suivant les procédures données dans [Kissling *et al.* 1994], nous avons testé la robustesse du modèle obtenu en introduisant trois modèles de vitesse de départ avec des vitesses crustales d'ondes P faibles, intermédiaires et élevées (Figure 5.2c). Entre 0 et 16 km de profondeurs, les vitesses étaient mieux contraintes. Cette cohérence est due à une bonne couverture des rayons à ces profondeurs. Plus profond que 16 km jusqu'à 30 km, les vitesses sismiques que nous avons calculées semblaient être bien définies mais restaient discutables car contraintes par relativement peu de données. Néanmoins, ceci n'a pas constitué un handicap majeur dans des études comme celle-ci pour lesquelles le modèle final de vitesse des ondes P est utilisé pour localiser les hypocentres se produisant à des profondeurs inférieures à 15 km.

— *Relocalisation relative :*Nous avons effectué une analyse de relocalisation relative en double différence. Cette méthode suppose que les séismes sont situés suffisamment près les uns des autres pour que la structure des vitesses sismiques dans la zone hypocentrale soit approximativement uniforme, et que la structure sismique le long des chemins de propagation ait le même effet sur les formes d'onde de tous les événements enregistrés dans une station sismique commune. La méthode suppose également que tous les événements ont des mécanismes focaux comparables. Les délais de propagation des ondes P par corrélation croisée ont été associés aux délais des ondes $P\&S$ calculés à partir des temps d'arrivée recueillis. Nous avons produit des images précises de la sismicité dans les deux zones d'El Kantour et Sidi-Dris. Ainsi, les hypocentres des séismes relocalisés sont apparus plus étroitement regroupés que leurs localisations absolues et ont semblé coïncider avec les structures géologiques connues dans chaque zone.

5.3.4 Géométrie des structures de failles

Dans *la région d'El Kantour*, vingt-cinq événements bien localisés se sont produits le long d'un système de failles de direction approximativeN110°E (Figure 5.3). La solution focale de la secousse principale de Mw 4.7 (Figure 5.3) a montré un plan nodal sub-vertical, orienté E-W (direction N094°E, pendage 90°, rake 0°), cohérent avec un mouvement sur une faille décrochant à glissement dextre. L'autre plan nodal est sub-vertical et orienté N-S (direction N004°E, pendage 90°, inclinaison 180°), ce qui correspond au mouvement d'une faille de glissement senestre. La distribution des épicentres a mis en évidence un segment de faille ayant rompu sur environ 2 km de long et 1 km de large. Les coupes transversales

(AA'-BB', Figure 5.3) à travers les événements relocalisés ont montré que les hypocentres sont distribués sur un plan presque vertical à des profondeurs de 5 à 8 km. Les mécanismes focaux ont indiqué principalement un glissement sur des failles orientées WNW-ESE.

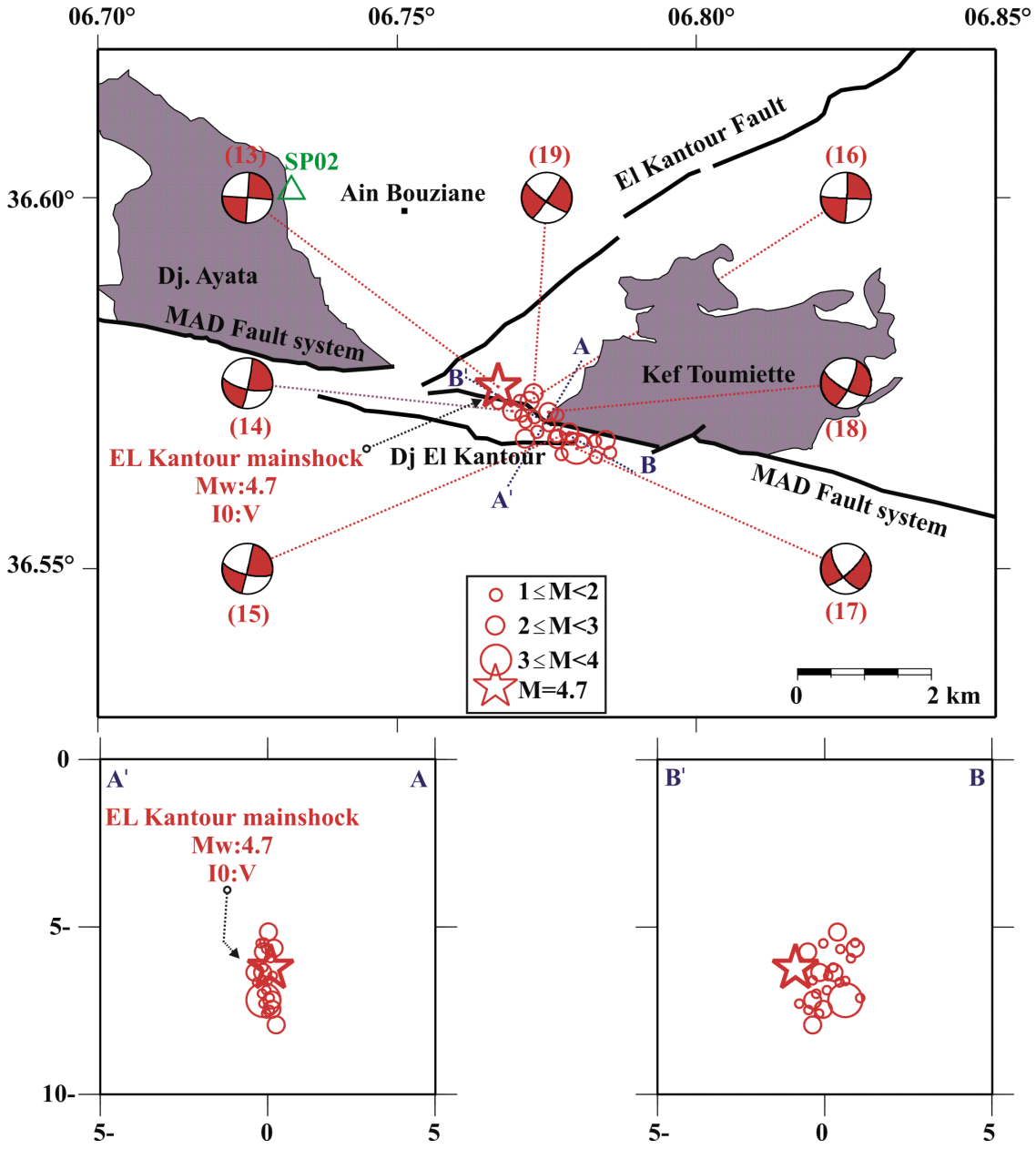


FIGURE 5.3 – Carte et coupes transversales de la région d'El Kantour mettant en évidence la distribution de 25 événements bien localisés. Les solutions des mécanismes focaux de la secousse principale Mw 4.7 et des répliques importantes sont indiquées. Le numéro adjacent à chaque mécanisme focal correspond au numéro de la solution dans le tableau 3 voir Annexe B. Les caractéristiques géologiques schématiques et les principales failles sont modifiées d'après [Raoult 1974].

La secousse principale du 5 mars 2017 Mw 4.7 et les répliques plus importantes étaient donc situées le long du système de failles MAD (Figure 5.3) qui apparait comme source la plus probable de la séquence. L'orientation de la faille MAD (N110°E) est apparue comme similaire aux solutions des mécanismes au foyer pour les événements de la séquence des séismes. Nous en avons donc conclu qu'un segment de la faille MAD situé le long de la bordure sud du massif de la Toumiette avait été à l'origine de la séquence des séismes.

Dans *la région de Sidi-Dris* quatre-vingt-trois événements bien localisés ont mis en évidence un faisceau allongé orienté NNE-SSW (Figure 5.4). Deux coupes transversales (NNE-SSW et WNW-SSE) à travers le groupe ont révélé que les épicentres des événements se sont produits dans une zone relativement étroite, orientée NNE-SSW et dominée par un mouvement de décrochement senestre (Figure 5.4). Tous les événements localisés se sont produits entre 5 et 20 km de profondeur. La coupe transversale WNW-SES Figure 5.4) a montré que les événements de l'essaim étaient répartis sur un plan de faille sub-vertical avec un pendage approximatif de 90°. Un examen attentif de la distribution des événements relocalisés a révèlé deux groupes distincts, orientés approximativement vers N20°E (zones délimitées par des rectangles rouges et bleus sur laFigure 5.4) : Le premier groupe (rectangle rouge) se situant à l'ouest, le long d'un segment de faille rompu d'environ 4 km de long et 1 km de large. Les coupes transversales (A-A' et B-B', Figure 5.4) à travers ce groupe ont montré que les hypocentres étaient distribués sur un plan sub-vertical à des profondeurs de 5 à 15 km. Les mécanismes focaux des événements clés de ce premier groupe révèlant une faille coulissante orientée ~N37°E avec un pendage sub-vertical de ~75°. Les coupes transversales (C-C'et D-D', Figure 5.4) à travers le deuxième groupe situé à l'est (rectangle bleu) ont montré que le segment de faille dans cette zone est sub-vertical, d'une longueur de ~ 3 km et d'une largeur de 2 km, et que les hypocentres se trouvent principalement à des profondeurs de 10 à 20 km. La géométrie des deux groupes suggère qu'ils se sont produits le long de segments de faille en échelon qui peuvent être reliés en profondeur (vue 3D de la Figure 5.4). Cette séquence de séismes contenait 72% du nombre total d'événements bien localisés. La séquence s'est produite immédiatement à l'ouest des montagnes de Sidi Dris, qui représentent une partie de la chaîne de la Kabylie dans l'est de l'Algérie. Des études géologiques antérieures ont identifié une faille sub-verticale orientée NNE-SSW, d'environ 13 km de long, appelée la faille de Sidi Dris (Figure 5.4), qui sépare les dépôts jurassiques de la chaîne kabyle de sa couverture oligo-miocène [Raoult 1974]. La géométrie et l'emplacement de la faille de Sidi Dris sont cohérents avec l'alignement spatial des groupes de séismes et les solutions de mécanismes focaux des répliques.

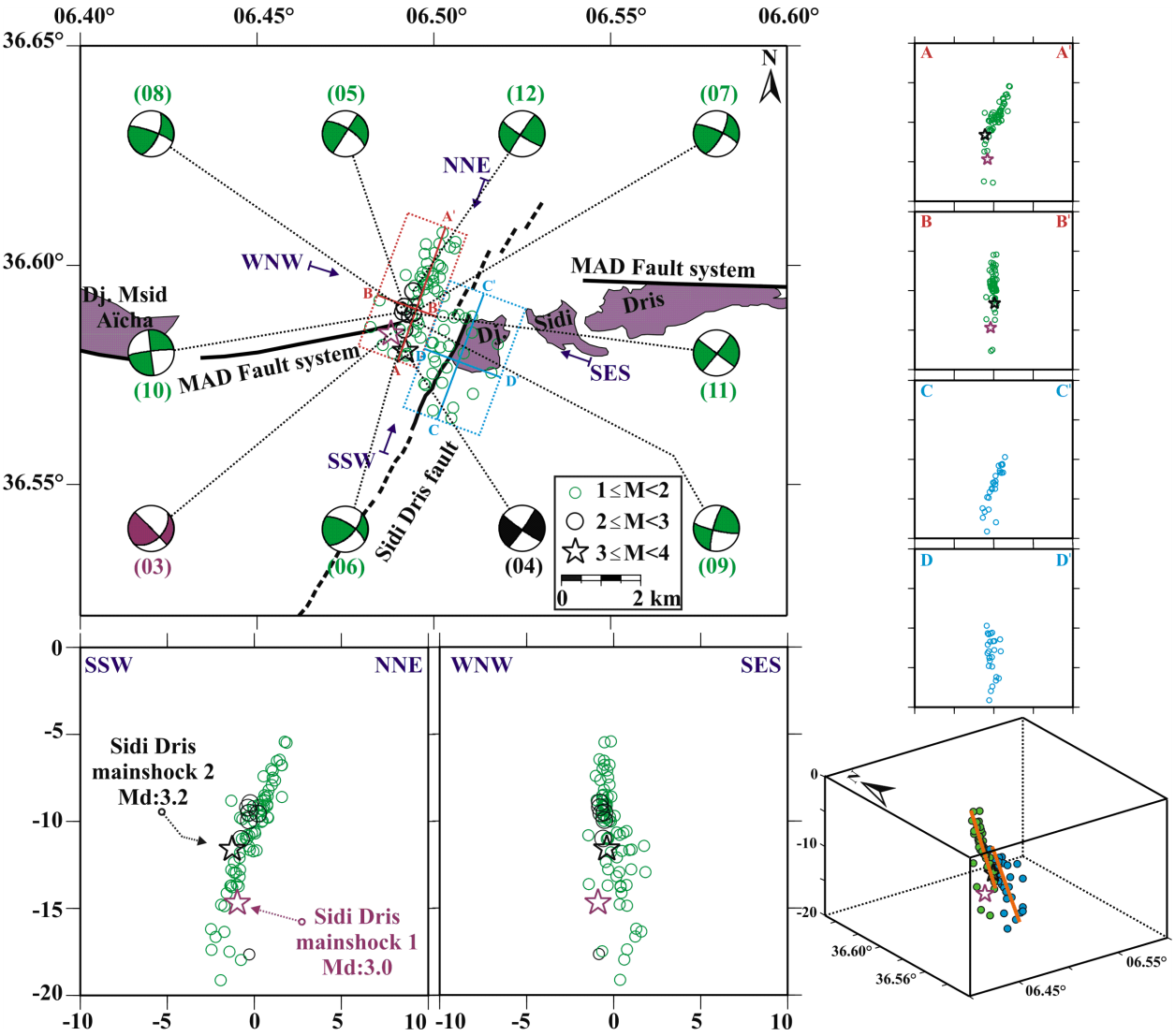


FIGURE 5.4 – Carte et coupes transversales de la région de Sidi Dris mettant en évidence la distribution de 83 événements bien localisés et les solutions de mécanismes focaux de plusieurs événements clés. Le rectangle rouge (~ 4 km de long ~ 1,5 km de large) entoure l'amas de sismicité ouest orienté N20°E, et le rectangle bleu (~ 3 km de long et ~ 4 km de large) entoure l'essaim est. Le numéro adjacent à chaque mécanisme focal correspond au numéro de la solution dans le tableau 3 voir Annexe B. Les caractéristiques géologiques schématiques et les principales failles sont modifiées d'après [Meghraoui 1988]. La faille de Sidi Dris repris par [Raoult 1974] est représentée par une ligne pleine, ou par une ligne pointillée lorsqu'elle est déduite des données de télédétection.

5.3.5 Le régime de contraintes

Le tenseur de contrainte a été calculé par l'inversion des mécanismes au foyer de la séquence en utilisant le logiciel Win-Tensor (voir 3). Les résultats de l'inversion ont confirmé

le régime tectonique en décrochement le long du système de failles MAD. Le champ de contrainte calculé dans cette étude a montré une compression horizontale maximale orientée N342°E, cohérente avec le champ de contrainte régionale orienté NW-SE [Bougrine *et al.* 2019]. Cela nous a suggéré que le tenseur de contrainte calculé pour les séismes le long du système de failles MAD est contrôlé par le champ de contrainte régional global. Une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de la contrainte de compression maximale est observée dans les sous-régions de Hammam Debbagh (N337°E), El Kantour (N340°E) et Sidi Dris (N345°E). A l'ouest de Sidi Dris, dans le bloc de la Petite Kabylie-Babors, nous avons obtenu également calculé une orientation de contrainte de compression maximale à N359°E ([Boulahia *et al.* 2021], AnnexeC). Des rotations dans le sens horaire ont également été enregistrées pour les champs de vitesses [Bougrine *et al.* 2019]. À notre avis, cela met en évidence l'influence du système de failles MAD de glissement dextre sur le régime de contraintes dans le bloc côtier entre le système de failles MAD et les failles offshore.

L'orientation de la contrainte de compression horizontale maximale obtenue est approximativement N-S, favorisant ainsi le glissement sur : (1) les failles senestres et orientées NNE-SSW (telles que les failles de Sidi Dris, Ain Smara et El Kantour) ; (2) les failles dextres et orientées NNW-SSE (telles que les failles transversales de Hammam Debbagh et Babors ; [Boulahia *et al.* 2021] ; et (3) les failles de plus petite échelle orientées WNW-ESE (telles que le segment de faille MAD à El Kantour). Notre analyse a donc soulevée la question de savoir si la contrainte de compression horizontale maximale sur les segments de faille MAD peux dépasser le seuil requis pour une rupture simultanée le long de plusieurs segments de faille.

5.3.6 Aléa sismique

Plusieurs implications importantes pour l'aléa sismique dans la zone d'étude découlent de l'analyse de cette séquence de séismes. Dans la région de Sidi Dris, l'expansion apparente de la zone de rupture sur une période de 13 heures semble indiquer que la longueur totale de la rupture sous la surface est de ~ 6 km, bien que les observations géologiques suggèrent une longueur de 13 km (scénario le plus défavorable). Les relations d'échelle de [Wells et Coppersmith 1994] prédisent qu'un séisme à décrochement le long d'une rupture de ~ 13 km de longueur devrait avoir une magnitude d'environ Mw 6. Par conséquent, un séisme plus important pourrait être possible dans cette région si une rupture simultanée se produit le long de plusieurs segments de faille. De ce fait, le risque sismique dans la région devrait être réévalué à l'aide d'études géologiques et sismotectoniques, étant donné que la faille se trouve à seulement 20 km d'un réservoir d'eau de 1 milliard de m^3 formé par le complexe du barrage de Beni-Haroune. Une préoccupation particulière dans la région d'El Kantour vient du fait

que le plan nodal E-W de la secousse principale coupe l'autoroute principale sous le tunnel d'El Kantour. Des informations quantitatives sur les propriétés de la source de ces séismes peuvent être fournies en supposant un modèle de Brune : le moment sismique de la secousse principale devrait être de $1,28 \times 10^{16} N.m$, la chute de contrainte est de 16 bars, la longueur du segment de faille est de ~ 3 km, et le déplacement moyen est de ~ 6 cm. Cependant, l'aléa sismique doit être réévalué en considérant un scénario dans lequel des ruptures de segments multiples se produisent au cours d'un seul événement complexe.

5.4 Analyse de la séquence des répliques du séisme d'El Kantour (22 Novembre 2020, Mw 5.3)

Un séisme s'est produit le 22 novembre 2020 à 3h53 heure locale dans la région d'El Kantour (Skikda), et a été ressenti dans tout le Nord-Est algérien. La valeur de la magnitude de durée estimée par le CRAAG Md 5.0 place ce séisme parmi les plus importants advenus dans la région pendant la période instrumentale. Du fait de sa taille, cet évènement s'est présenté comme une opportunité d'approfondir notre connaissance de la sismotectonique de la région d'El Kantour, après celui de 5 mars 2017 Mw 4.7 examiné profondément dans la section précédente [5], rappelant qu'uniquement deux stations portables étaient impliquées dans l'enregistrement de la séquence de 2017 ce qui a causé la perte de 70% de l'activité des répliques. Cette fois-ci, un réseau de six stations sismologiques temporaires a donc été déployé dans la région épicentrale 24h après le choc principal (voir 3), ce qui a permis la localisation de 607 répliques.

5.4.1 Paramètres de la source du choc principal

Les localisations proposées par diverses institutions sont présentées dans le tableau 5.1. Les solutions du mécanisme au foyer suggèrent un décrochement dextre sur un plan orienté E-W et senestre sur le plan N-S. Il doit être précisé que les inversions USGS, INGV, et GFZ ne contraignent pas la profondeur du séisme fixée à 12, 10, et 14 km, respectivement. Celle-ci a pu être estimée à 9,8 km (Figure 5.5). L'inversion des sismogrammes enregistrés à 7 stations large-bande et 5 stations courte période du CRAAG a de plus permis de déterminer une valeur de moment sismique M_0 égale à $10.36 \times 10^{16} N.m$, ce qui correspond à une magnitude de moment Mw 5,3.

5. voir aussi annexe 2

Source	Lat	Long	Prof.	Mw	M_0	strike	Dip	Rake
	(°)	(°)	(km)		($10^16N.m$)	(°)	(°)	(°)
USGS	36.64	6.86	12	5.14	6.39	280	79	176
INGV	36.63	6.79	10	5.16	6.80	101	78	-180
GFZ	36.54	6.71	14	5.10	5.00	176	82	15
This study	**36.82**	**6.82**	**9.80**	**5.30**	**10.36**	**272**	**67**	**-175**

TABLEAU 5.1 – Localisations préliminaires et paramètres de source données par diverses institutions pour le choc principal. Les valeurs d'azimut (strike), de pendage (dip) et de vecteur glissement (rake) sont données en degrés dans la convention d'Aki et Richards.

5.4.2 Détermination des mécanismes au foyer et évaluation du champ de contrainte associé

Après avoir localisé les répliques, les mécanismes focaux ont pu être déduits des polarités des ondes P, en supposant qu'il y avait au moins 8 polarités (Figure5.6). La qualité d'un mécanisme focal est régie par plusieurs facteurs, dont la précision de la localisation, le nombre de polarités utilisées et la distribution azimutale des stations. 44% des mécanismes au foyer calculés (Tableau 5.2, Figure5.6) se sont produits le premier jour du choc principal (qui s'est produit à 03h55) avant l'installation du réseau portable le jour suivant. Néanmoins, sans tenir compte des 28 polarités du choc principal, la moyenne des polarités utilisées pour leur détermination est de 12,4. Par conséquent, nous pouvant affirmer qu'ils ont été bien contraints.

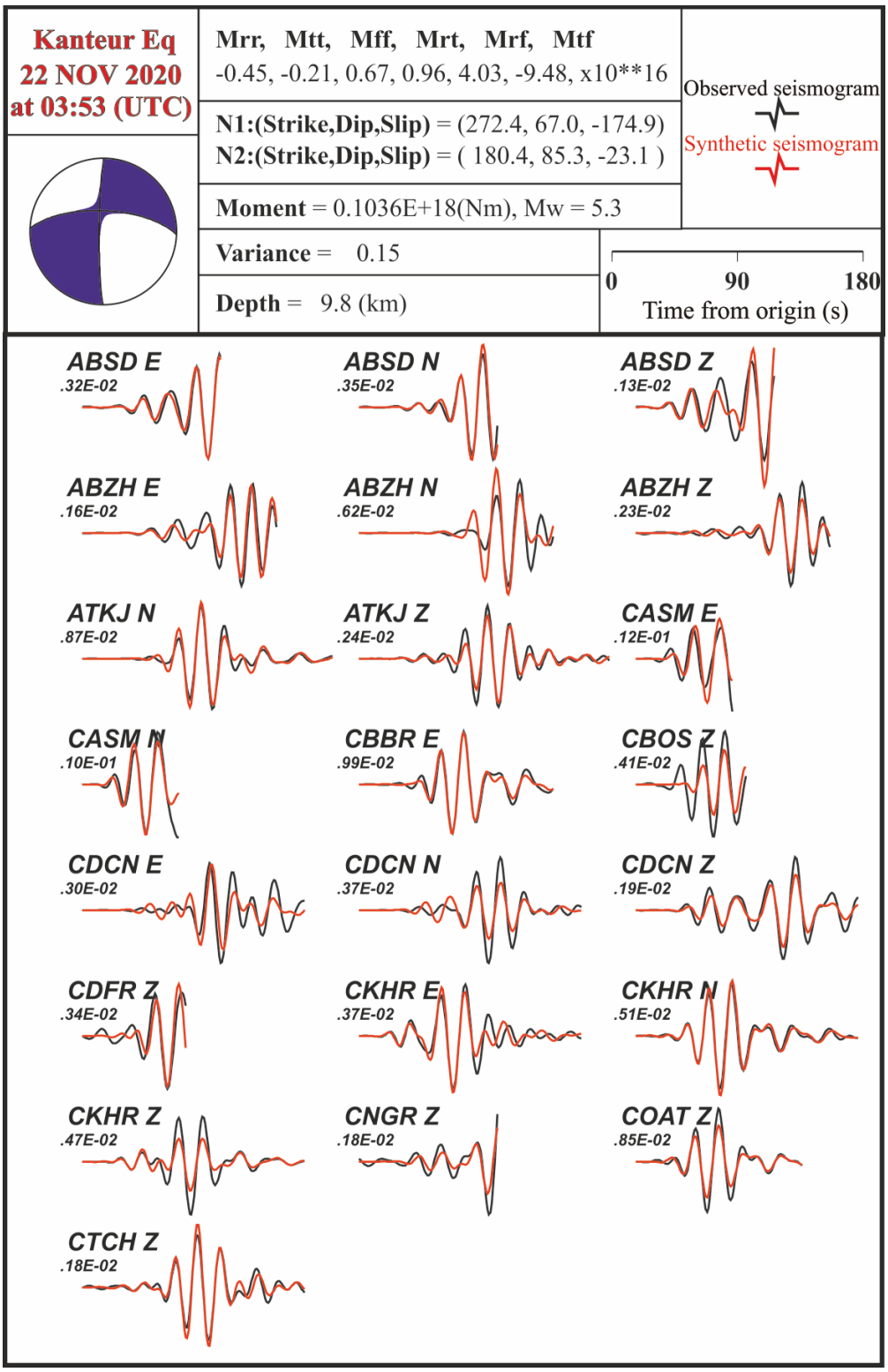


FIGURE 5.5 – Solution focale du tenseur de moment (en haut à gauche) et formes d'onde les mieux ajustées pour le séisme El Kantour Mw 5.3 (22 novembre 2020 à 03 :53 UTC). Les lignes noires sont les données des formes d'ondes de vitesse corrigées de la réponse instrumentale, et les lignes rouges sont les données synthétiques. Les valeurs du tableau représentent les paramètres du tenseur de moment, les solutions de plan de faille les mieux ajustées, le moment sismique, la magnitude Mw, la variance et la profondeur focale. Les chiffres sous le code de la station indiquent l'amplitude maximale (dans l'unité de *cm/sec*).

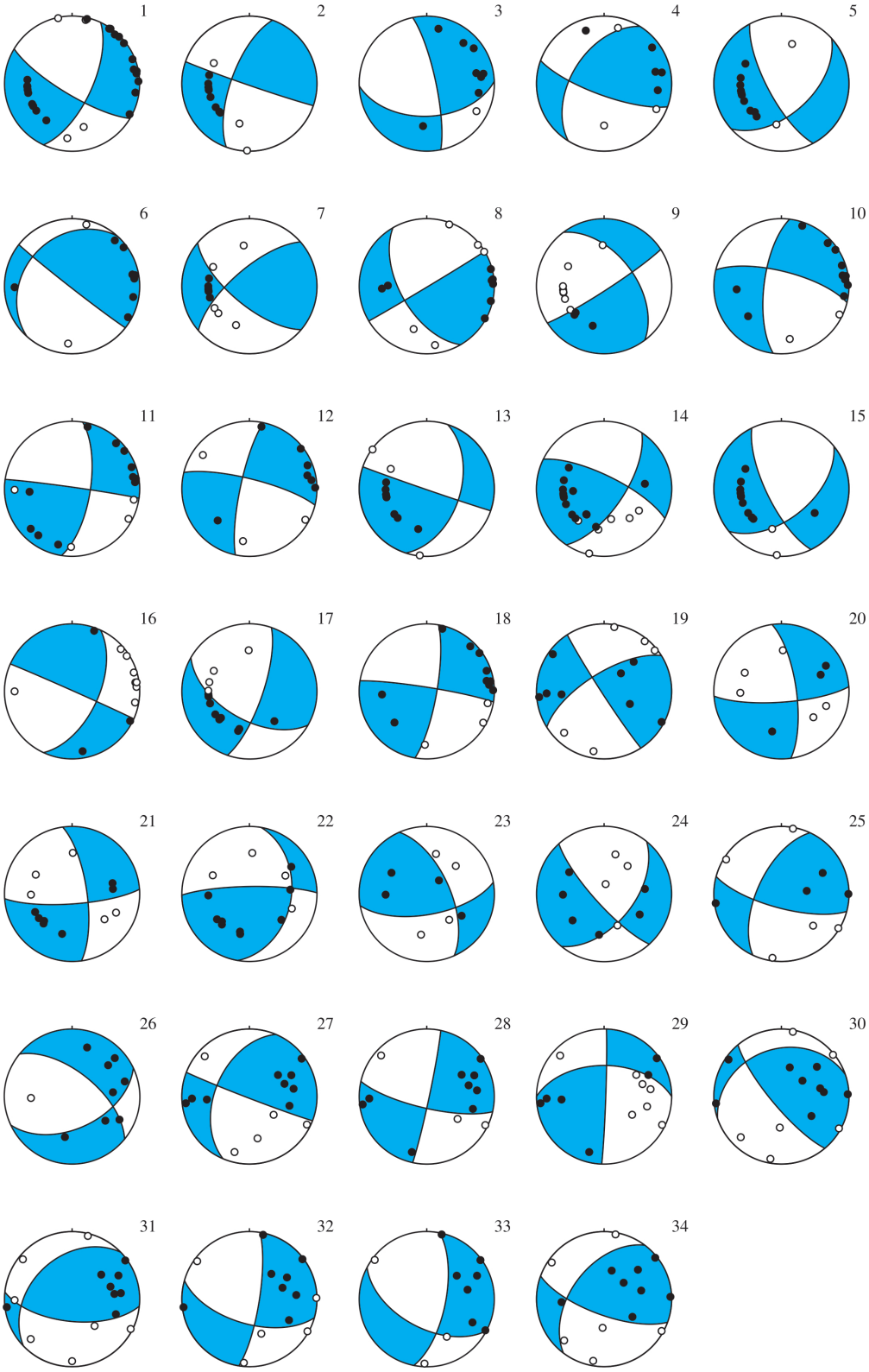


FIGURE 5.6 – Les solutions de l'ensemble des polarités pour les répliques et le choc principal du 22 novemvre 2020 Mw 5.3.voir Tableau 5.2.

N_0	Date	Time	Md	Lon	Lat	strike 1	Dip 1	Rake 1	Strike 2	Dip 2	Rake 2
1	20/11/22	03 : 53	5.0	06.8038	36.5500	121	77	-155	25	66	-14
2	20/11/22	04 : 06	2.3	06.8263	36.5532	109	88	158	200	68	2
3	20/11/22	04 : 07	2.0	06.8002	36.5600	88	50	-165	168	79	-41
4	20/11/22	04 : 10	2.3	06.8207	36.5625	110	76	138	212	50	18
5	20/11/22	04 : 13	2.5	06.7878	36.5725	48	53	-22	152	73	-141
6	20/11/22	04 : 14	2.4	06.8217	36.5522	128	88	118	222	28	4
7	20/11/22	04 : 26	2.6	06.8032	36.5773	130	68	158	229	70	24
8	20/11/22	05 : 17	3.1	06.8585	36.5557	150	58	-179	59	89	-32
9	20/11/22	05 : 19	2.9	06.8608	36.5512	57	85	-142	143	52	-6
10	20/11/22	05 : 43	2.8	06.8805	36.5770	284	72	-158	187	69	-19
11	20/11/22	06 : 32	3.1	06.8428	36.5630	9	68	2	98	88	158
12	20/11/22	09 : 11	3.0	06.7888	36.5760	284	78	-169	192	79	-12
13	20/11/22	09 : 48	2.6	06.7992	36.5783	18	49	-1	109	89	-139
14	20/11/22	11 : 10	3.7	06.7930	36.5520	34	66	18	116	74	155
15	20/11/22	20 : 41	2.7	06.8182	36.5522	51	54	-22	154	72	-142
16	20/11/23	06 : 03	2.3	06.8787	36.5635	25	58	-179	114	89	-32
17	20/11/23	10 : 23	2.8	06.8387	36.5527	120	56	-161	19	74	-36
18	20/11/23	10 : 55	3.4	06.8040	36.5552	10	78	5	99	85	168
19	20/11/24	09 : 14	3.0	06.8155	36.5768	147	87	158	238	68	3
20	20/11/24	11 : 48	2.5	06.8263	36.5702	86	77	-162	172	72	-14
21	20/11/24	18 : 09	3.1	06.8307	36.5733	86	78	-162	172	72	-13
22	20/11/24	18 : 53	3.1	06.8262	36.5612	10	38	14	269	81	127
23	20/11/25	01 : 18	1.9	06.7848	36.5698	80	65	31	156	62	152
24	20/11/25	08 : 05	2.0	06.8002	36.5697	138	78	-143	39	54	-15
25	20/11/25	09 : 27	2.3	06.8090	36.5573	105	73	149	205	61	20
26	20/11/25	11.55	1.8	06.7878	36.5797	65	51	-142	129	61	-46
27	20/11/25	21 : 29	2.6	06.8643	36.5693	111	88	-138	203	48	3
28	20/11/25	21 : 30	3.1	06.8680	36.5627	103	76	-177	12	87	-14
29	20/11/25	21 : 46	2.8	06.8602	36.5788	2	88	38	270	52	177
30	20/11/26	00 : 30	3.2	06.8107	36.5822	140	78	118	251	30	24
31	20/11/26	03 : 53	3.2	06.8373	36.5685	96	63	118	226	38	47
32	20/11/27	04 : 03	2.5	06.8293	36.5742	9	78	-31	106	60	-166
33	20/11/28	00 : 57	2.2	06.8333	36.5735	118	55	-152	11	67	-38
34	20/12/20	05 : 13	3.0	06.8065	36.5767	110	77	137	217	50	25

TABLEAU 5.2 – Paramètres des mécanismes au foyer du choc principal est des répliques clés de la séquence d'El Kantour 2020.

Analyse du champ de Contrainte actuel : Le champ de contrainte associé aux répliques a été déterminé en combinant les 34 mécanismes focaux calculés, selon la méthode de [Delvaux *et al.* 1997] (voir chapitre 3). Tout d'abord, nous avons inversé tous les plans des mécanismes au foyer présent dans le tableau 5.2 (70 données) sans séparation des plans non-compatibles. L'axe de contrainte $\sigma 3$ a éré bien contraint (écart-type de 12°), tandis que les deux autres axes sont moins bien définis (écart-type de 30°) (Figure 5.7). Le tenseur de contraintes calculé indique clairement un régime de décrochement, avec un indice de régime

de contraintes $R' = 1,2 \pm 0,23$. L'écart moyen entre les lignes de glissement observées et modélisées est relativement élevé ($\alpha = 31,3$), principalement en raison de quelques valeurs aberrantes pour lesquelles les deux plans présentent des écarts de glissement incompatibles. Les plans focaux les mieux ajustés présentent une orientation dominante NWN-ESE et NEN-SWS, avec des angles de pendage fortement inclinés, et des vecteurs de glissement faiblement inclinés. Le diagramme de Frohlich montre la prédominance des mécanismes focaux de décrochement (SS) avec des mouvements dextres (Figure 5.8). La compression horizontale est relativement bien établie dans une direction moyenne NNW-SSE (SHmax N164°E) (Figure 5.8). La qualité moyenne globale (*QRfm* = C) et la dispersion faible de la SHmax (7,7° d'écart-type) indiquent que ce tenseur de contraintes s'ajuste relativement bien à l'ensemble des données. Cependant, l'angle de déviation moyen alpha relativement élevé constitue une motivation claire pour des améliorations supplémentaires en séparant les données en un autre sous-ensemble.

Nous avons filtré les plans non compatibles (fonction d'inadéquation F5 > 60) (Figure 5.7). Nous avons constaté que 17 données sont incompatibles avec le premier champ de contrainte calculé. Les 51 restantes fournissent un tenseur de contraintes très similaireFigure 5.7, mais avec un écart de glissement moyen alpha beaucoup plus faible (16,7° au lieu de 31,3°), et donc la qualité globale est améliorée (B au lieu de C). Les failles les plus susceptibles de se former sous une contrainte de compression maximale subhorizontale NNW-SSE sont les failles à glissement senestre de direction NE, et les failles à glissement dextre de direction WNW-ESE ou NW-SE. Ces orientations sont conformes aux caractéristiques générales du système de failles MAD et des failles voisines.

Les résultats de cette analyse ont confirmé le régime tectonique régional de décrochement le long du système de failles MAD [Bendjama *et al.* 2021]. Cela suggère que le tenseur de contrainte calculé pour les séismes le long du système de failles MAD est contrôlé par le champ de contrainte régional global. La zone d'étude fait partie de la chaîne des Maghrébides, dans la zone diffuse de la limite des plaques Afrique-Eurasie qui présente une ligne générale orientée E-W avec un motif complexe de déformation active, parallèle à la côte du Maghreb [Meghraoui et Pondrelli 2012]. L'architecture des failles est dominée par des décrochement dextres orientés E-W et NW-SE et des failles de chevauchement de front de chaîne senestre NE-SW qui coupent le Tell [Meghraoui 1988, Meghraoui *et al.* 1996, Yielding *et al.* 1989]. Ces structures ont été formées et réactivées sur le site d'anciens grands bassins Mésozoïques et Oligo-miocènes avec des failles normales à angle élevé [Benaouali-Mebarek *et al.* 2006, Bracène et Frizon de Lamotte 2002]. La zone d'El Kantour se situe dans le croisement de segments ~E-W (N110°E) de la faille Mcid Aïcha-Debbagh et la faille d'El Kantour orientée NE-SW [Raoult 1974]. La déformation actuelle dans cette zone se produit principalement le

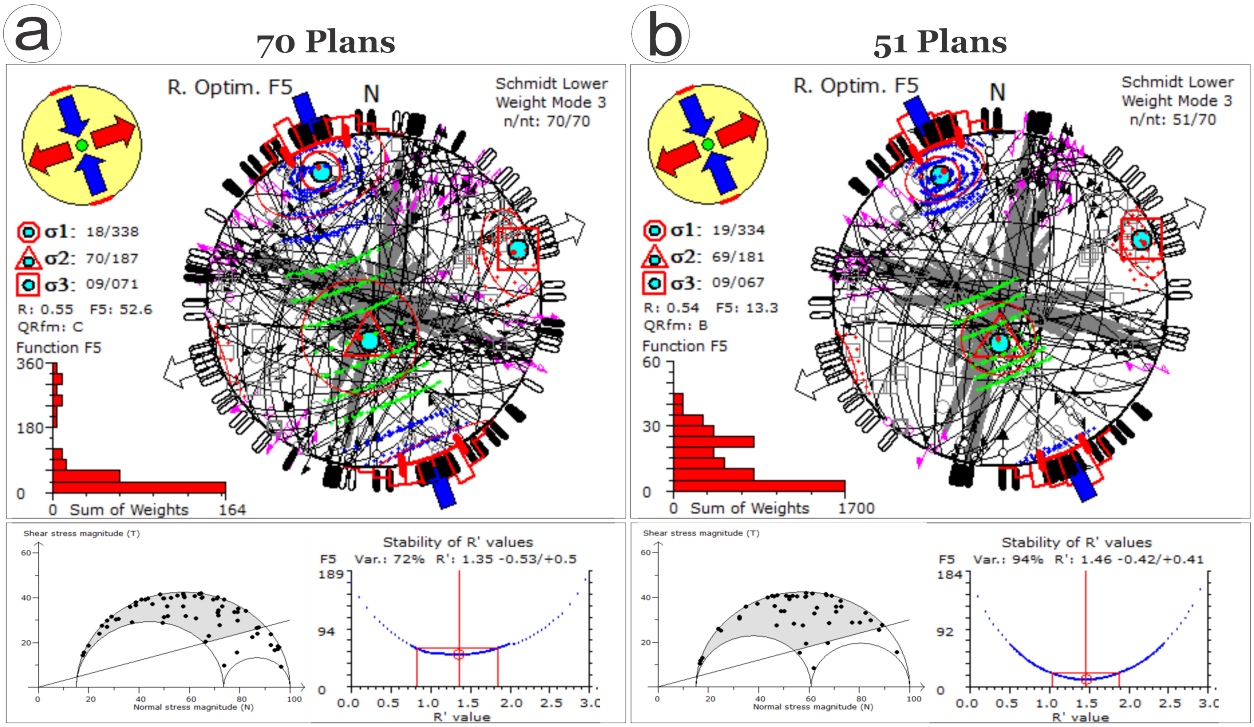


FIGURE 5.7 – Résultats de l'inversion des contraintes et de la sélection des plans focaux : stéréographe à surface égale de l'hémisphère inférieur des plans focaux sélectionnés avec les trois axes de contrainte principaux, les contraintes horizontales SHmax et SHmin, la distribution des incertitudes, et leur écart-type (1 σ) des directions SHmax. Les symboles de contrainte montrent les axes de contrainte horizontaux (SHmax et SHmin), en fonction du rapport de contrainte R. Leur longueur et leur couleur symbolisent la magnitude de la contrainte déviatorique horizontale. Flèches rouges vers l'extérieur : axe de contrainte $\sigma 3$, et flèches bleues vers l'intérieur : axe $\sigma 1$. La contrainte verticale (σv) est symbolisée par un cercle plein, vert pour les régimes de décrochement ($\sigma 2 \sim \sigma v$). L'histogramme dans le coin inférieur gauche des figures représente le classement de qualité *QRfm* du mécanisme au foyer inversé.(a) Utilisant tout les plans, (b) Sans les plans incompatibles.

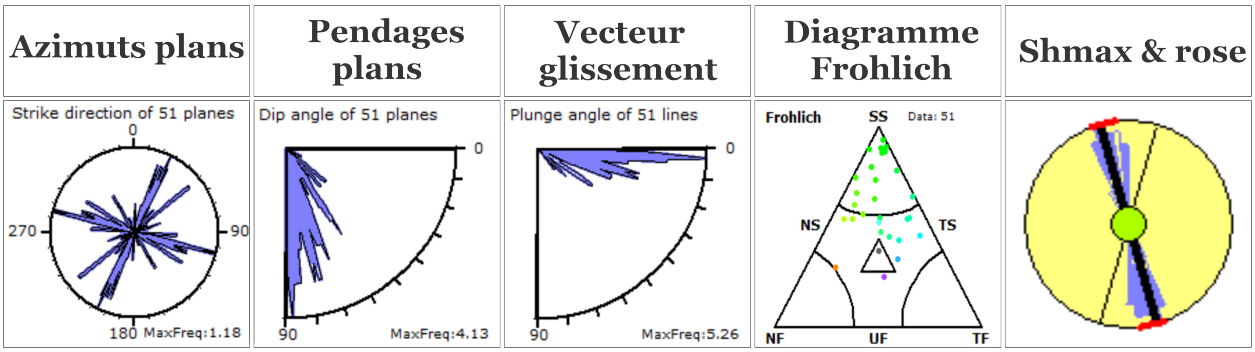


FIGURE 5.8 – Diagrammes de roses à moyenne mobile de 5° pour les plans focaux sélectionnés : Azimut et angle de pendage des plans focaux, angle du vecteur glissement. Représentation des types de mécanismes focaux dans le diagramme triangulaire de Frohlich (1992), faille inverse (TF), décrochement (SS), et faille normale (NF). Tandis que les failles inverses vers décrochements (TS), failles normales vers décrochements (NS) de Zoback (1992). L'orientation de SHmax avec le standard déviation en rouge, les diagrammes en rose montrent la distribution des orientations SHmax pour cette séquences.

long de failles dextres orientées ~ E-W [Bendjama *et al.* 2021].

5.4.3 Caractéristiques statistiques : Distribution temporelle des séismes

Trois stations du réseau portable de six stations destiné à la surveillance de l'activité des répliques ont été installées 24h après le choc principal, ce qui explique le peu d'évènements (19) dans la première journée (Figure 5.9a). La totalité des stations a été installée au troisième jour qui coïncide avec le nombre d'évènements (86) par jour le plus élevé. Puis l'activité a commencé à décroître. Le nombre cumulé des évènements en 45 jours d'activité a été de 608 évènements.

Le but de cette analyse était de démontrer que ces événements sismiques peuvent être attribués à des répliques de la secousse principale plutôt que d'être interprétés comme une sismicité de fond. Les taux et les magnitudes des répliques suivent généralement plusieurs lois empiriques bien établies. Comme par exemple la loi d'Omori, qui est la première loi de la physique des tremblements de terre. Cette loi régit la vitesse à laquelle les répliques se produisent dans le temps. La loi d'Omori, ou plus précisément la loi d'Omori modifiée, est une relation empirique pour la décroissance temporelle des taux de répliques. Omori en 1894 a démontré que, suite au tremblement de terre de Nobi, au centre du Japon, en 1891 (M 8.0), la fréquence des répliques ressenties par jour $n(t)$ diminue régulièrement avec le temps selon

la formule suivante :

$$n(t) = K/(c+t) \tag{5.1}$$

Où :

— $n(t)$ est le taux de séismes mesuré dans un certain temps t après le choc principal ;

— K est l'amplitude ;

— c est le paramètre de "décalage temporel.

La version modifiée de la loi d'Omori, aujourd'hui couramment utilisée, a été proposée par Utsu en 1961 [Utsu 1961, Utsu *et al.* 1995] :

$$n(t) = \frac{K}{(c+t)^p} \tag{5.2}$$

Où p modifie le taux de décroissance et varie d'un endroit à l'autre et d'un cas à l'autre. Une valeur p médiane de ~1,1 a été rapportée pour les séquences de répliques dans diverses régions du monde, avec une plage de 0,6-2,5 [Utsu *et al.* 1995], alors que [Kisslinger et Jones 1991] ont rapporté des valeurs p de 0,7-1,8 avec une moyenne de 1,11 pour des séquences de répliques peu profondes en Californie. D'après ces équations, la fréquence des répliques diminue rapidement avec le temps. Les répliques se produisent à un rythme proportionnel à l'inverse du temps écoulé depuis la secousse principale.

La loi Omori-Ustu été ajustée aux données de la séquence pour une période allant du22 Novembre 2020 (jour du choc principal) à Td=45 jours (Figure 5.9b). La séquence du tremblement de terre correspond bien à la décroissance de la loi de Omori, montrant $p = 1.66$ et $c = 5$. Le paramètre c peut varier de 0,01 jour à plus de 1 jour ; c'est un paramètre discutable [Utsu *et al.* 1995]. La forme de la loi d'Omori pour les petits temps t est principalement due aux limitations humaines et techniques pour interpréter les sismogrammes et localiser les événements précoces dans les séquences [Ouillon et Sornette 2005]. Les petits tremblements de terre non détectés ont un impact significatif dépendant du temps dans la balance de la sismicité observée et l'absence de modélisation de leur effet provoque des paramètres biaisés [Helmstetter *et al.* 2006]. L'absence de petits événements au début de la séquence de répliques provoque l'instabilité de l'estimation de la formule d'Omori-Utsu [Utsu *et al.* 1995]. En résumé, l'activité des répliques perdue dans la première journée a eu un impact sur l'estimation des paramètres de la loi Omori-Utsu.

En raison des mécanismes de transfert de contraintes et/ou d'énergie qui dépendent du temps, l'occurrence des répliques sismiques présente un comportement temporel important.

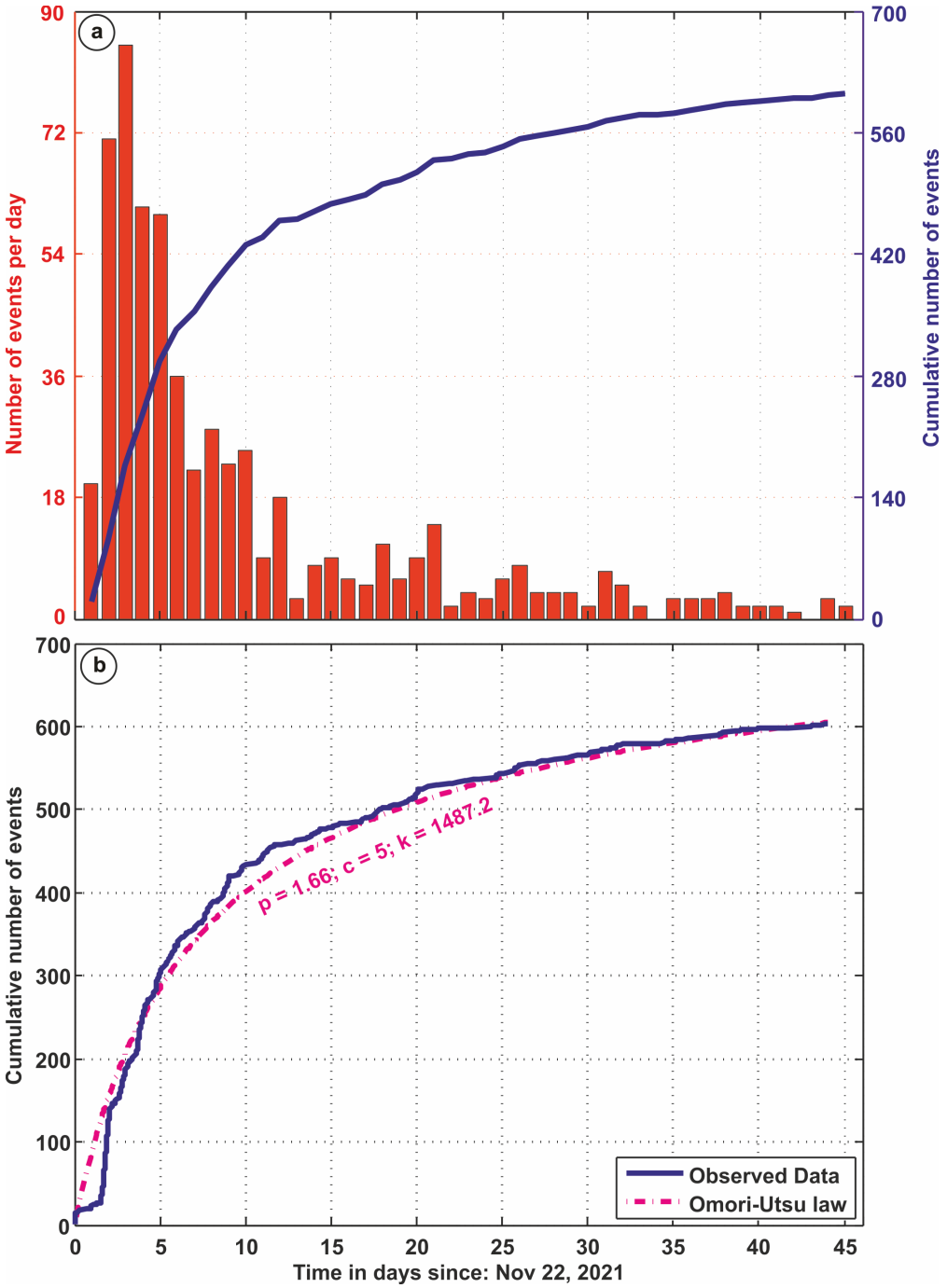


FIGURE 5.9 – Histogramme du nombre d'événements et nombre cumulé d'événements par jour ; (b) La courbe de décroissance de la loi d'Omori-Utsu pour cette séquence sismique et le nombre cumulé d'événements enregistrés durant la séquence.

[Zhang et Shcherbakov 2016] fournissaient pour la première fois un mécanisme clair pour la génération de répliques qui suit un taux de décroissance en loi de puissance, ainsi qu'une interprétation physique de sa forme fonctionnelle. Ils soulignent l'importance des effets

viscoélastiques non linéaires opérant dans divers systèmes présentant des phénomènes de relaxation. Le modèle proposé suggère que la rhéologie de type loi de puissance de la brèche de faille, de la croûte inférieure, et du manteau supérieur sous-jacents contrôle le taux de décroissance des répliques.

5.4.4 Relocalisation relative de la séquence d'El Kantour Novembre 2020 : résultat préliminaire sans cross-corrélation

Localisation du choc principal : Cet évènement représente le plus grand évènement de la période de la séquence, enrégistré par plus de 30 stations du réseau, ce qui lui a fait bénéficier d'une bonne couverture de stations pour résoudre l'épicentre de l'évènement. Son profondeur en revanche n'est pas bien résolue car la première station qui a enregistrée le signal était relativement éloignée de l'évènement lui-même. La station CAEH se trouvait en effet à environ 23 km de l'épicentre de cet événement principal.

Les réseaux sismiques locaux ont une meilleure précision de localisation et les profondeurs des sources peuvent être évaluées de manière plus fiable qu'avec des réseaux régionaux plus épars. Environ 5% des 607 évènements de la séquence ont eu lieu avant l'installation du réseau local dont le choc principal et quelques répliques importantes. La localisation du choc principal suscite des doutes car les paramètres de la source dérivés de l'inversion des formes d'onde de l'événement de 2017 Mw 4.7 et de celui de cette séquence de 2020 Mw 5.3 (Figure 5.10) donnent des résultats identiques, sauf pour la profondeur des épicentres, ce qui implique une rupture sur la même faille de deux aspérités différentes, l'une plus profonde que l'autre. Ce biais de localisation peut être corrigé à l'aide d'une technique d'événement maître par le biais de corrections de station ; en utilisant une réplique bien localisée par le réseau local comme outil pour relocaliser l'événement maître. L'événement de 2017 (étoile rouge ; Figure 5.11) a été relocalisé par rapport à ces répliques en utilisant les temps d'arrivée des P&S et les délais de corrélation croisée.

La séquence de répliques d'El Kantour : Les résultats préliminaires ont montré que la source de la séquence 2020 est une faille de décrochement dextre pur orientée E-W et situé au pied sud du Djebel Toumiette. Le cluster des répliques a montré une élongation E-W d'environ 8 km.

Deux coupes ont été réalisées afin de mettre en évidence l'organisation en profondeur de cette séquence (Figure 5.11) : la première A1-A2 suivant la direction générale des répliques ; l'autre B1-B2 lui est perpendiculaire. Il apparaît tout d'abord que les répliques sont distribuées dans la croûte supérieure (h< 15 km) entre 1 et 9 km de profondeur. Sur

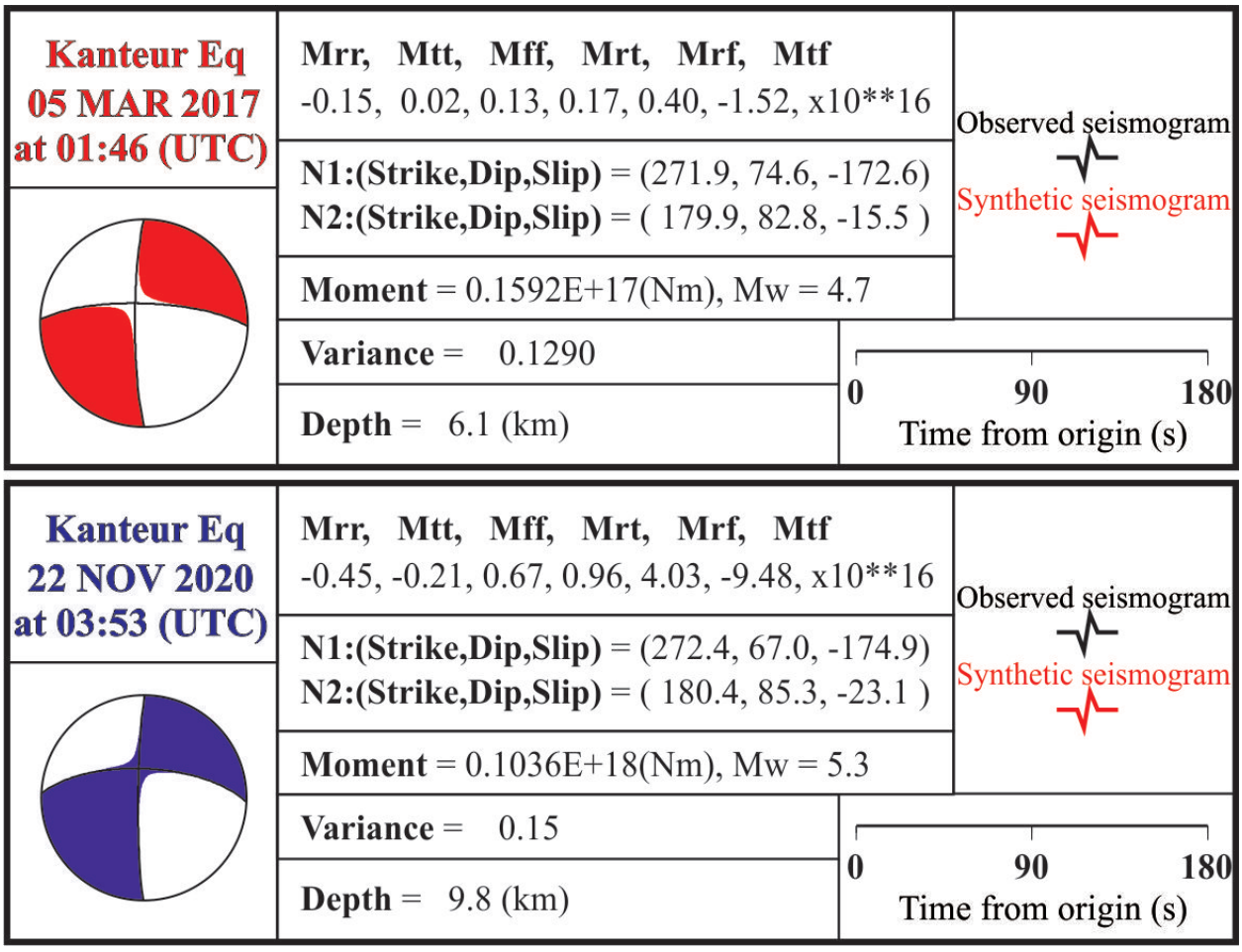


FIGURE 5.10 – Solution du tenseur de moment des séismes de mars 2017 Mw 4,7 et Novembre 2020 Mw 5.3 par inversion des formes d'ondes. .

le coupe B1-B2, le pendage quasi-vertical est caractéristique des failles en décrochement. Sur la coupe A1-A2, on remarque que les répliques se répartissent sur une zone circulaire de rayon approximatif égal à 2.5 km. Il est approprié d'utiliser de séismes de magnitude modérée pour évaluer les relations entre la longueur, la largeur et la surface de la rupture en subsurface, car l'utilisation des caractéristiques de subsurface élimine les problèmes associés à l'expression incomplète de la rupture à la surface habituellement associée aux séismes de magnitude modérée [Darragh et Bolt 1987]. Sur la base des relations empiriques de [Wells et Coppersmith 1994] ; $M = a + b \times \log(RLD)$ (M magnitude de moment, pour une faille décrochante a = 4.33, b = 1.49, RLD = longueur de la rupture de subsurface en km). Pour une magnitude Mw 5.3, la longueur de la rupture en subsurface a été calculée comme étant de 5 km. Dans l'ensemble, les mécanismes au foyer sont de type décrochant dextre avec une orientation moyenne ~N91°E donc E-W qui coïncide avec l'orientation du cluster des répliques et dans la zone de la faille MAD. Notons la présence de deux mécanismes de mouvement senestre. Toutefois, à ce stade, nous ne pouvons pas nous prononcer sur la source responsable, malgré la présence de la faille d'El Kantour orientée NE-SW de jeu senestre actuellement.

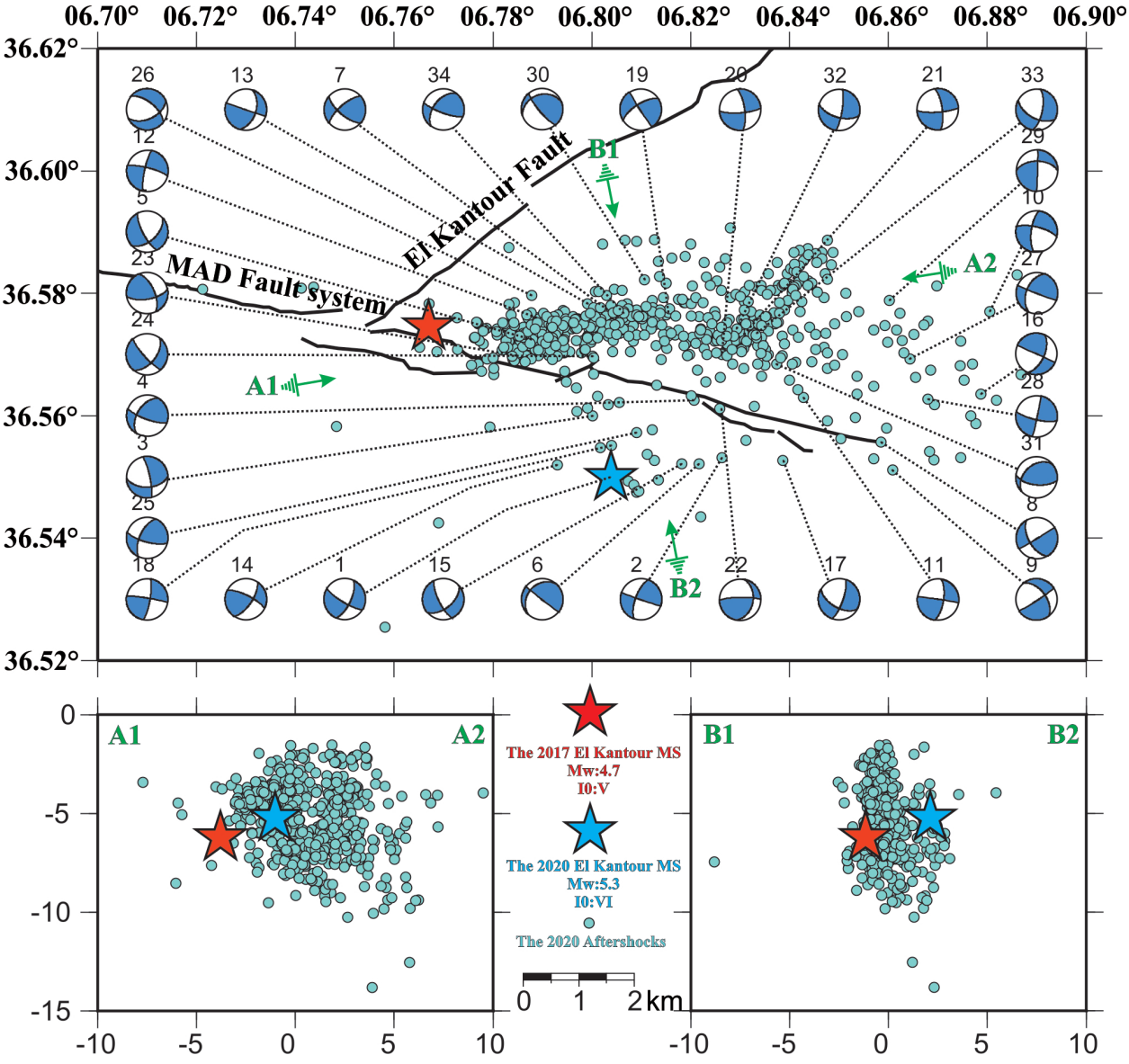


FIGURE 5.11 – Distribution des répliques de la séquence du Séisme d'El Kantour 2020 avec les mécanismes au foyer des répliques importantes ; étoile rouge l'évènement du 2017 (Mw 4.7), étoile bleu évènement le plus récent (Mw 5.3) ; A1-A2 coupe en profondeur le long du nuage des répliques ~E-W ; B1-B2 coupe perpendiculaire au précédente ; ligne noir les deux failles importantes dans la zone MAD (E-W) et El Kantour (NE-SW).

5.5 Analyse de la séquence sismique de Mila en Juillet-Août 2020

La région Nord de Mila a connu une séquence sismique durant la période de juillet-août 2020. Une séquence sans choc principal évident parmi les trois enregistrés, le premier choc le 17 juillet 2020 à 8h12 (UTC) d'un Md 4.6 [6], le deuxième choc le 7 août 2020 à 6h16 (UTC) d'un Md 4.9, et le troisième choc le 7 août 2020 à 11h13 (UTC) d'un Md 4.5. Le premier choc est localisé à ~ 4 km au nord-est de Grarem Gouga, les deux autres à ~ 6 km nord-ouest de Grarem Gouga,et à 10 km du premier choc (Figure 5.12). Un fait marquant de cette séquence s'est produit à El Kherba à l'ouest de la ville de Mila : suite au choc de Md 4.9, un glissement de terrain géant a emporté environ 100 habitations privées (Figure 5.12) sur des terrains sujets à des glissements de terrain. Le CRAAG a rapidement déployé six stations mobiles dans la zone épicentrale afin d'enregistrer l'activité des répliques (voir chapitre 3).

5.5.1 Étude précédente sur les trois chocs forts

[Benfedda *et al.* 2021] ont publié le premier travail sur cette séquence en utilisant uniquement les trois chocs forts sans les répliques. Ils ont utilisés des données accélérométriques du Centre National de Recherche Appliquée en Génie Parasismique (CGS), et ont effectué une inversion de forme d'onde pour déterminer le moment sismique, la profondeur du séisme, et le mécanisme au foyer ; en utilisant le même programme [Yagi et Nishimura 2011] employé dans cette thèse, quoique nous avons enregistré une insuffisance dans leurs inversions [7]. Pour départager les plans de faille responsable des trois chocs, ils se sont appuyés sur une analyse InSAR de deux images Sentinel-1A des glissements de terrain déclenchés suite à l'évènement du 7 août 2020 de magnitude Md 4.9 (CRAAG). Nous partageons largement les trois motivations affichées dans leur étude, à savoir (1) un aspect sismotectonique inexploré dans cette région connue par une faible sismicité historique ; (2) le déclenchement de plusieurs glissements de terrain qui ont causé d'énormes dommages aux constructions qui soulèvent des questions de géo-risque ; (3) les événements se sont produits au bord du plus grand barrage d'Algérie, le barrage de Beni-Haroun avec une capacité de stockage de 1 milliard de m^3, ce qui recommande la compréhension du risque potentiel de cette installation critique. Et nous ajoutons une motivation supplémentaire importante qui consiste à comprendre les mécanismes physiques et les forces motrices sous-jacents à cette séquence.

6. Md est la magnitude communiquée au public juste après l'évènement, Mw nécessite une analyse plus approfondie.

7. voir ci-après que cela a eu un impact sur les paramètres calculés.

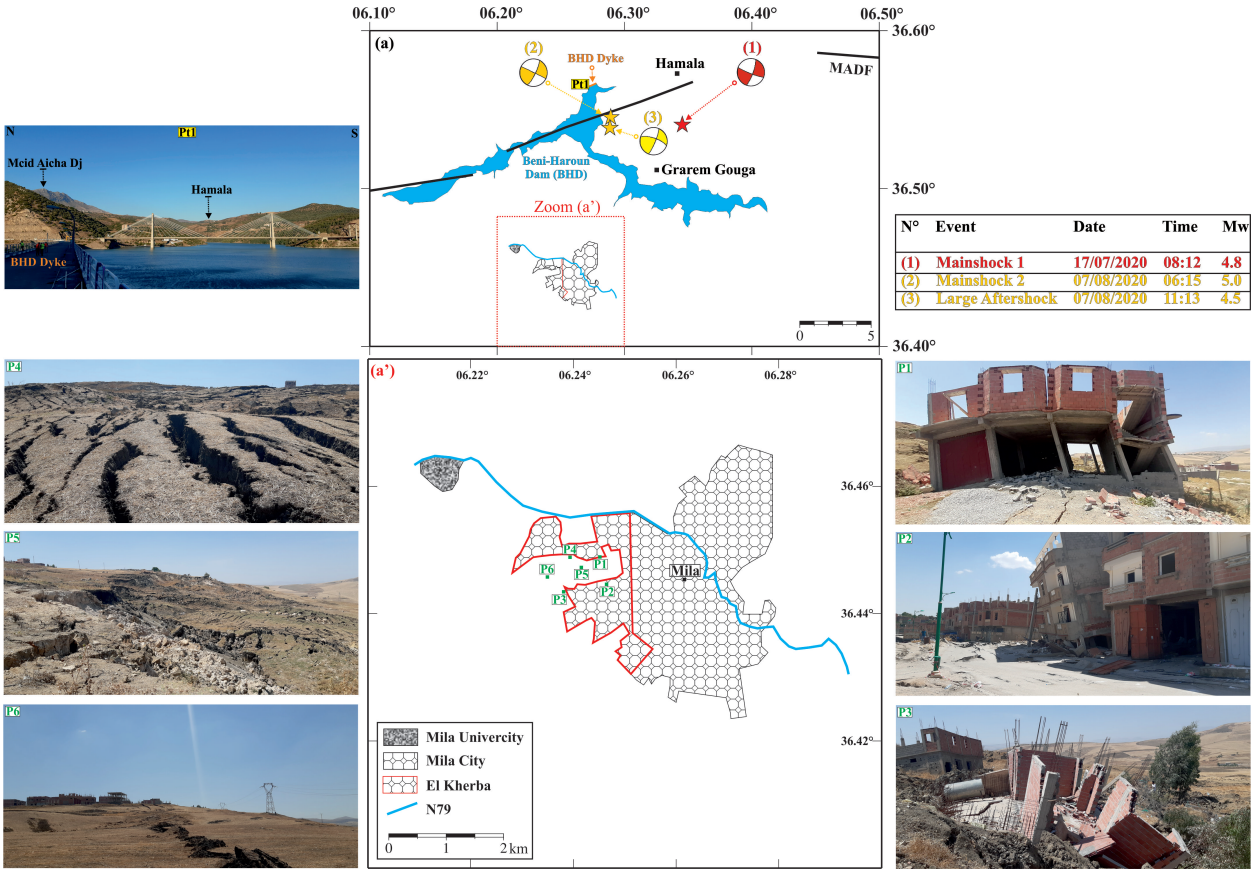


FIGURE 5.12 – Carte montrant le quartier sinistré d'El Kherba à l'ouest de la ville de Mila. La zone encadrée en rouge est la plus endommagée. P1 à P6 la position de quelques photos du glissement et des maisons détruites (source CRAAG-Sétif).

5.5.2 Inversion des formes d'ondes des trois chocs

L'application de la technique d'inversion de forme d'onde dans [Benfedda *et al.* 2021] par rapport à la nôtre présente d'abord un déficit dans le nombre de données utilisées : 9 composantes contre plus de 26 dans cette étude (Figure 5.13 & Figure 5.14). Ensuite, les sismogrammes en vitesses (dérivés des accélérogrammes) ne s'ajustent pas parfaitement en termes d'amplitude et présentent parfois un déphasage entre les données observées et synthétiques, ce qui est préjudiciable lorsque le nombre de données est déficient. En conséquence, les paramètres calculés sont tous sous-estimés (Tableau 5.3) bien que les plans de faille sont plus ou moins semblables (Tableau 5.3 et Figure 5.13 & Figure 5.14). Notons au passage qu'il est important d'estimer des paramètres de la source de manière suffisamment réaliste aux fins de la simulation des mouvements forts ; *in fine*, la réévaluation du risque sismique est plus crédible.

Date	Organismes	Plan N1			Plan N2		
		Strike°	Dip°	Rake°	Strike°	Dip°	Rake°
17/07/2020	[Benfedda *et al.* 2021]	141	80	-167	49	77	-10
08h12mn	**Cette étude**	**295**	**81**	**167**	**27**	**77**	**9**
	[Benfedda *et al.* 2021]	133	76	-156	38	67	-15
07/08/2020	INGV	124	69	-167	29	77	-21
06h16mn	GFZ	131	82	177	222	87	7
	Cette étude	**118**	**89**	**-160**	**27**	**70**	**-1**
07/08/2020	[Benfedda *et al.* 2021]	144	89	-157	24	67	-1
11h13mn	**Cette étude**	**295**	**60**	**-174**	**203**	**85**	**-30**

TABLEAU 5.3 – Comparaison entre les solutions des mécanismes focaux obtenues dans cette étude avec celles fournies par d'autres organisations.

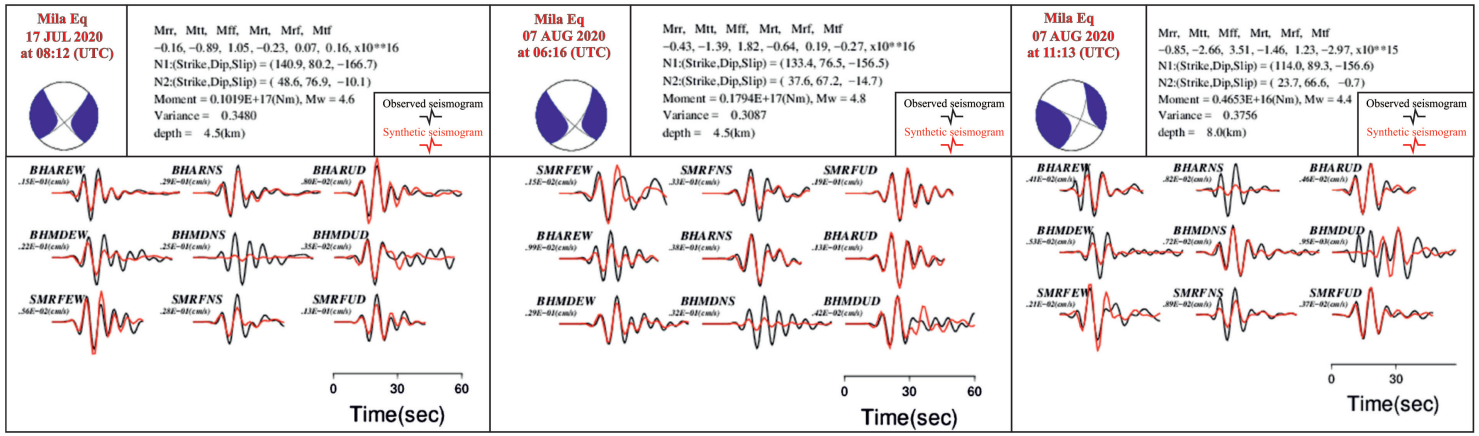


FIGURE 5.13 – Paramètres de la source par inversion des formes d'ondes complète Pour les événements du 17 juillet 2020 (Mw 4.6), 07 Août 2020 (Mw 4.8), et 7 Août 2020 (Mw 4.4) d'après [Benfedda *et al.* 2021].

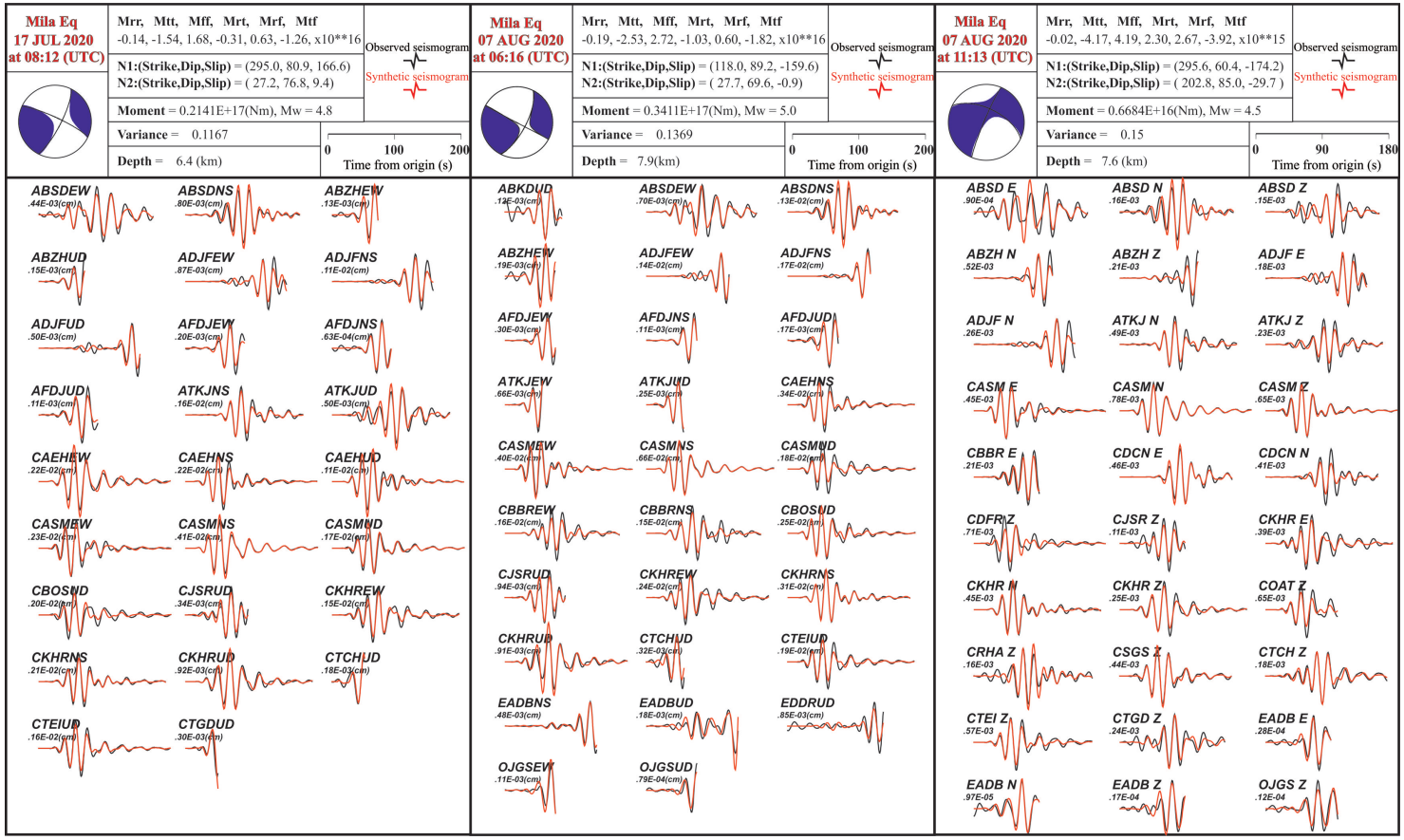


FIGURE 5.14 – Paramètres de la source par inversion des formes d'ondes complète Pour les événements du 17 juillet 2020 (Mw 4.8), 07 Août 2020 (Mw 5.0), et 7 Août 2020 (Mw 4.5), la présente étude.

Les mécanismes focaux déterminés sont globalement similaires entre les deux études. Ils ont donné une solution de décrochement pur pour les trois événements, avec des plans nodaux orientés NE-SW de mouvement senestre et NW-SE de mouvement dextre et un axe de pression orienté N-S. Dans [Benfedda *et al.* 2021] les trois chocs ont été localisés à 5, 8 et 12 km respectivement, ce qui confirme la sous-estimation des paramètres par rapport aux profondeurs issues de leurs inversions des formes d'ondes (Tableau 5.4).

Date	Etudes	Moment	Magnitude Mw	Profondeur	Variance
17/07/2020	[Benfedda *et al.* 2021]	0.1019 E+17	4.6	4.5	0.34
08h12mn	**Cette étude**	**0.2141 E+17**	**4.8**	**6.4**	**0.11**
07/08/2020	[Benfedda *et al.* 2021]	0.3411 E+17	4.8	4.5	0.30
06h16mn	**Cette étude**	**0.1794 E+17**	**5.0**	**7.9**	**0.13**
07/08/2020	[Benfedda *et al.* 2021]	0.4653 E+17	4.4	8.0	0.37
11h13mn	**Cette étude**	**0.6684 E+17**	**4.5**	**7.6**	**0.15**

TABLEAU 5.4 – Comparaison des paramètres de la source entre la présente étude et celui de[Benfedda *et al.* 2021]. La variance montre le degré d'ajustement entre les données observées et synthétiques qui devrait être minimale.

5.5.3 Relocalisations et mécanismes aux foyers de la séquence de Mila juillet-août 2020, résultats préliminaires

La séquence 2020 de Mila a commencé avec un choc de Mw 4.8 le 17 juillet 2020, le 7 août 2020 deux autres chocs forts ont frappé à nouveau avec respectivement Mw 5 et Mw 4.5. Cette séquence s'est produite dans la partie nord de la ville de Mila. Au total, nous avons relocalisé avec succès 981 événements (Figure 5.15). Nous avons distingué deux essaims : l'essaim rouge qui suit le premier choc Mw 4.8 et l'essaim jaune associée aux chocs de magnitudes Mw 5 et Mw 4.5, respectivement (Figure 5.15).Nous avons observé également une migration de la sismicité de l'Est vers l'Ouest.

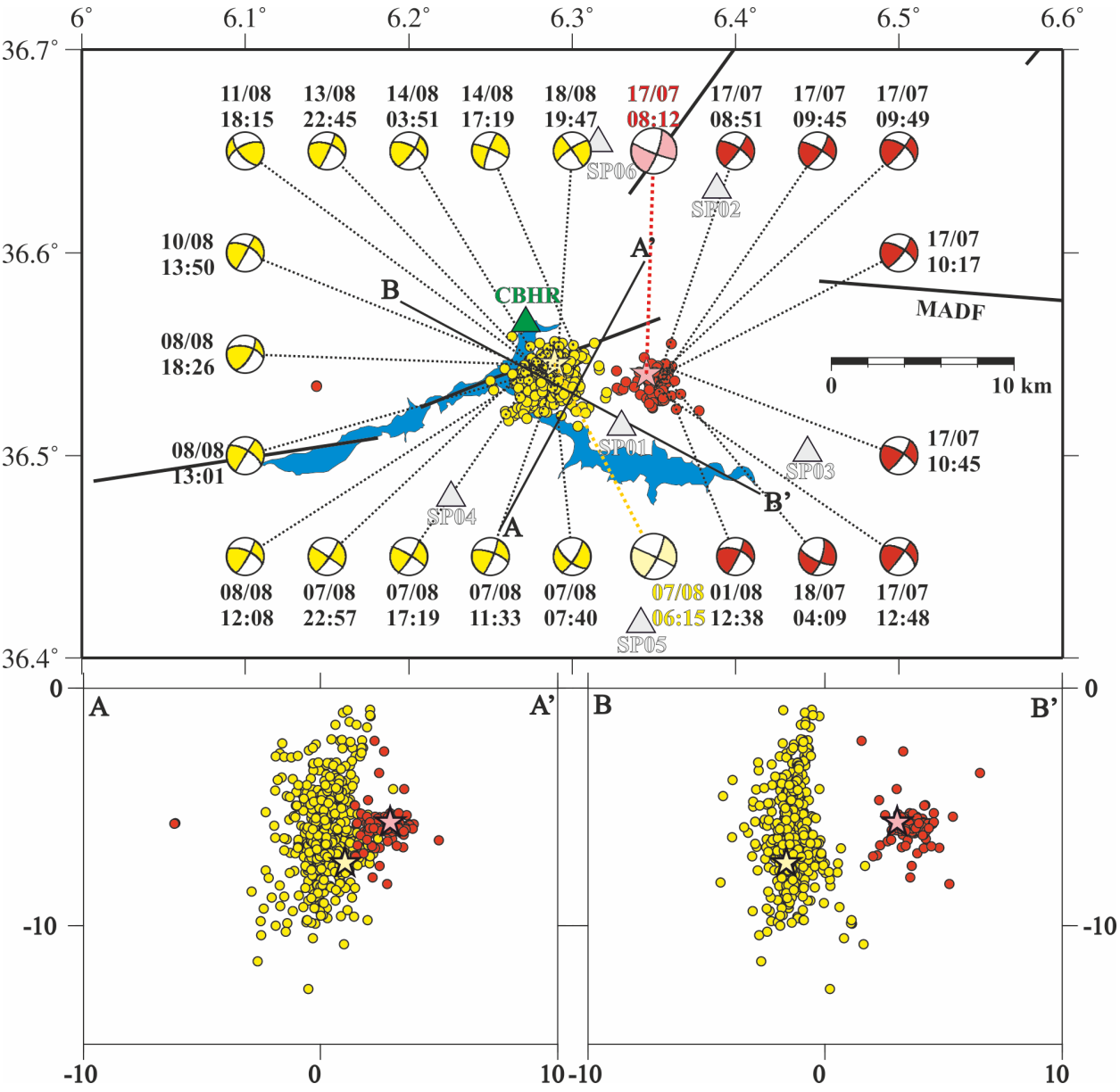


FIGURE 5.15 – Distributions horizontales et verticales des 981 événements relocalisés, avec les principaux mécanismes au foyer des répliques.

1. Pour le cluster rouge (Figure 5.15) : La sismicité relocalisée montre que la zone sismogène est entre 5 et 7 km de profondeur. La solution du tenseur de moment (Figure 5.14) et les mécanismes au foyer impliquent un décrochement dextre sur un plan orienté ~ N65°W avec un pendage de 80°SW, et un décrochement senestre sur un plan orienté ~ N27°E d'un pendage 77°NW.
2. Pour le cluster jaune (Figure 5.15) : La solution du tenseur (Figure 5.14) de moment et les mécanismes au foyer impliquent un décrochement dextre sur un plan orienté

~N62°W avec un pendage vertical, et un décrochement senestre sur un plan orienté ~N27°E avec un pendage de 70°NW. D'après [Benfedda *et al.* 2021], l'analyse InSAR de deux images Sentinel-1A, prises avant et après l'événement du 7 août Mw 4.8 (Mw 5.0 dans cette étude), a servi à inventorier les glissements de terrain déclenchés. Six zones de glissement de terrain ont été identifiées, situées le long d'un corridor de 22 km de long et de 6,5 km de large orienté NE-SW. Ce couloir correspond bien à la distribution spatiale des épicentres déterminés et au plan nodal senestre orienté NE-SW des solutions focales obtenues. Sur la Figure 5.15, nous montrons les emplacements des répliques le long de deux sections verticales (A-A') et (B-B'). La sismicité relocalisée montre que la zone sismogène s'étend de 1 à 10 km de profondeur. Les emplacements des répliques indiquent que le plan de faille a un pendage sub-vertical, à peu près égal au pendage de la secousse principale. La secousse principale se produit dans la partie profonde de la séquence, les événements suivants se sont produits vers le barrage de Beni-Haroune. La faille semble se rompre par glissement ascendant avec une atténuation progressive en s'approchant de la surface.

Afin de départager les plans nodaux du cluster rouge, nous avons appliqué une méthode qui se base sur la fonction temporelle de la source (RSTF) du choc de 17 juillet 2020 Mw 4.8 qui contient le processus de rupture et les propriétés de la source du séisme d'après [Madariaga 2015]. Il s'agira alors d'inverser les RSTF pour reconstituer le processus de rupture sur le plan de faille dont la directivité dominante de la rupture. Pour l'obtenir, nous avons cherché l'azimut du vecteur quia été en meilleure adéquation avec les données.

L'inverse des amplitudes maximales ($1/Ak$) des RSTFs ont été utilisé [Li *et al.* 1995] pour estimer la direction de la rupture (ϕ_0) en ajustant une ligne droite, définie par :

$$\frac{1}{A_k} = a_k - b_k[\cos^k(\varphi - \varphi_0)] \tag{5.3}$$

$k = 1$ pour une rupture unilatérale et 2 pour une rupture bilatérale, ϕ et ϕ_0 sont les azimuts d'une station et la direction de la rupture, respectivement.

La Figure 5.16 présente les résultats de la déconvolution pour le choc principal du 17 juillet 2020 à 08h12m43s. Les amplitudes des RSTF sont plus importantes dans les stations du sud-est. La variabilité de ces amplitudes est due au fait que la rupture présente une propagation unilatérale qui se propage dans cette direction (Figure 5.16a). Le coefficient de corrélation de 0,8 a montré que l'ensemble des observations est cohérent ; cette valeur a été obtenue pour une direction de propagation optimale de la rupture avec un azimut de N120°E (Figure 5.16b). La vitesse de rupture est $V_r = 0,70\beta$, où β est la vitesse de propagation

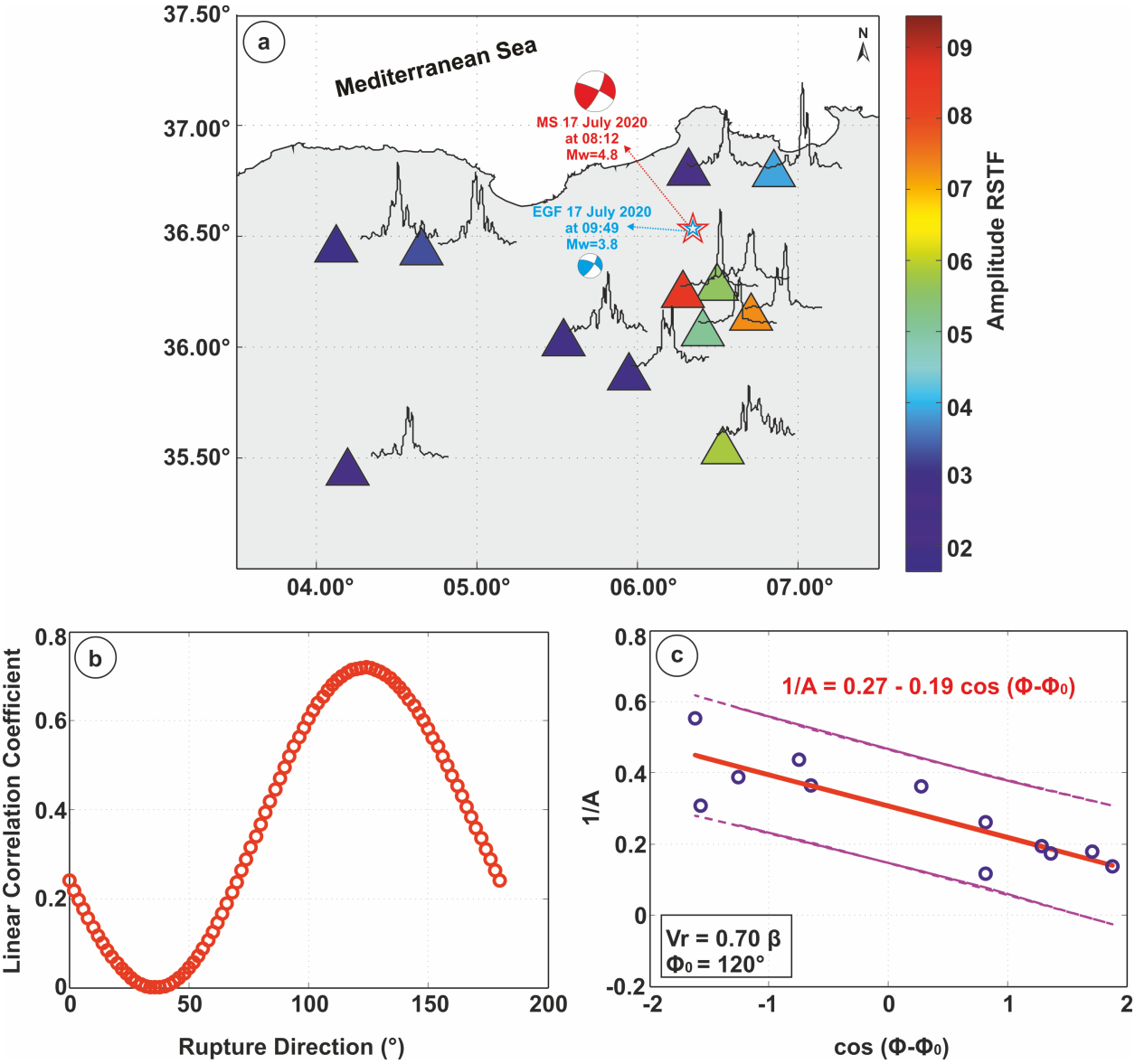


FIGURE 5.16 – (a) Distribution spatiale des amplitudes maximales (barre de couleur) et largeurs des RSTF pour le choc principal du 17 juillet 2020 à 08h12m43s. Les triangles sont les stations permanentes ADSN utilisées pour cette étude. Les étoiles rouge et bleu représentent l'épicentre de la secousse principale et l'EGF (17 juillet 2020 à 09h49m41s) avec leurs mécanismes au foyer, respectivement. (b) Le coefficient de corrélation linéaire en fonction de la direction de la rupture. Le coefficient de corrélation maximal, correspondant au meilleur ajustement de la ligne droite aux données d'amplitude, la direction de la rupture est N120°E. (c) Meilleur ajustement linéaire des amplitudes maximale du RSTF pour le choc principal, l'équation linéaire de cette ligne droite en rouge a été utilisée pour trouver la direction de rupture $\phi 0$, la vitesse de rupture V_r et le coefficient de corrélation.

de l'onde S (Figure 5.16c). Cette valeur est similaire aux résultats de nombreuses études précédentes sur des événements de magnitude équivalante [Li *et al.* 1995, Semmane *et al.* 2017]. Pour le cluster rouge la rupture s'est produite sur le plan de décrochement dextre orienté ~NW-SE.

Les séquences sismiques de juillet et août 2020 se sont produites près du barrage de Beni-Haroune. Les secousses principales sont situées à environ 5 km l'une de l'autre au sud de la zone de faille MAD. Aucune de ces séquences de répliques n'a eu d'activité précurseur. La rupture s'est produite sur des failles non découvertes auparavant. Pour chaque séquence, les répliques sont situées moins profondément que les chocs principaux. L'angle de pendage pour les deux mécanismes est presque vertical, comme prévu pour cette zone, ce qui indique que les événements se sont produits le long de failles de décrochement.

Malgré leur localisation très proche, les deux séquences diffèrent de manière significative. La secousse principale d'août a été plus forte et a produit plus de répliques que celle de juillet. L'événement de juillet était caractérisé par un plan orienté vers le nord-ouest. L'événement d'août et ses répliques, en revanche, sont orientés vers le nord-est, en direction du barrage de Beni-Haroune. Nous en avons déduisé que les ruptures se sont produites le long de deux failles différentes, presque perpendiculaires l'une à l'autre, très probablement sur des failles conjuguées orthogonales. D'après les observations, ces paires de failles dextres et senestres à 45° de la contrainte principale maximale sont des caractéristiques typiques plutôt qu'exceptionnelles [Thatcher et Hill 1991][8].

5.6 Discussion et conclusion

L'analyse détaillée des différentes séquences : les deux séismes d'El Kantour, et les essaims de Sidi Dris et Mila montrent les caractéristiques des structures des failles actives dans la partie centrale de la faille MAD. Nous présentons les principales conclusions de chaque séquence : d'abord la détermination de la géométrie des structures actives, ensuite une investigation des interactions entre les failles, et enfin l'étude de la signature sismique indiquant l'implication des fluides dans l'activité des répliques. En définitive, ces études révèlent des détails utiles qui devraient être pris en compte dans la modélisation future des aléas sismiques.

8. Voir la discussion.

5.6.1 Ellipsoïde de déformation

La séquence des séismes de 2017 à Sidi-Dris a eu lieu sur deux segments subparallèles N20°E et N37°E de mouvement senestre, déterminer sur la base des distributions spatiale des épicentres, les mécanismes au foyer et le cadre sismotectonique locale [Bendjama *et al.* 2021]. En formant l'ellipsoïde de déformation pour un cisaillement dextre de la zone de déformation principale (MADF), la source de la séquence des séismes de 2017 semble être une faille de cisaillement antithétique R' (Figure 5.17). Concernant la séquence d'El Kantour en 2017 Mw 4.7, la source du séisme est un segment orienté N94°E de mouvement dextre [Bendjama *et al.* 2021]. Si on intègre les répliques, la rupture s'est faite globalement sur un plan ~ N120°E dans la zone de déformation principale (MADF). La source de la séquence apparaît comme une faille de cisaillement synthétique R (Figure 5.17). En fin pour la séquence la plus récente d'El Kantour de 2020 Mw 5.3, la distribution préliminaire spaciale des épicentres et le tenseur du moment du choc principal donnent une source de faille dextre orientée E-W (N90°E). A présent la source apparue comme un segment appartenant à la zone de déformation principale (MADF) (Figure 5.17).

5.6.2 Failles orthogonales conjuguées : implication tectonique

L'événement de juillet est dû à une faille de décrochement dextre sur un plan de faille orienté vers le nord-ouest. L'événement d'août, quant à lui, est dû à une faille de décrochement senestre sur un plan de faille orienté nord-est (Figure 5.18). Dans la région du Maghreb, ce type de faille est prédominant. Des failles majeures à décrochement [Meghraoui et Pondrelli 2012] se forment sur le site d'anciens grands bassins Mésozoïques et Oligo-miocènes avec des failles normales à angle élevé [Benaouali-Mebarek *et al.* 2006, Bracène et Frizon de Lamotte 2002, Wildi 1983]. Au cours de la période tertiaire, ces failles majeures ont joué des rôles critiques dans l'évolution structurelle de la région du Maghreb. Leur réactivation au Cénozoïque et au Quaternaire a donné lieu à un réseau de plis de chevauchement en échelon et de failles de décrochement conjuguées, dominées par des failles de décrochement latéral droit NW-SE à E-W et des failles de décrochement latéral gauche subordonnées NE-SW [Meghraoui 1988, Meghraoui *et al.* 1996, Yielding *et al.* 1989]. La proximité des principales secousses, combinée à la relation perpendiculaire des plans de faille, suggère que ces séismes se produisent le long d'un système de failles conjuguées. La tectonique andersonienne (Anderson, 1951) suppose que la roche n'a pas été fracturée auparavant. Les structures héritées, plus anciennes, qui ont probablement tourné sous le champ de contrainte actuel sont une manière possible d'obtenir des failles orthogonales. Cette région

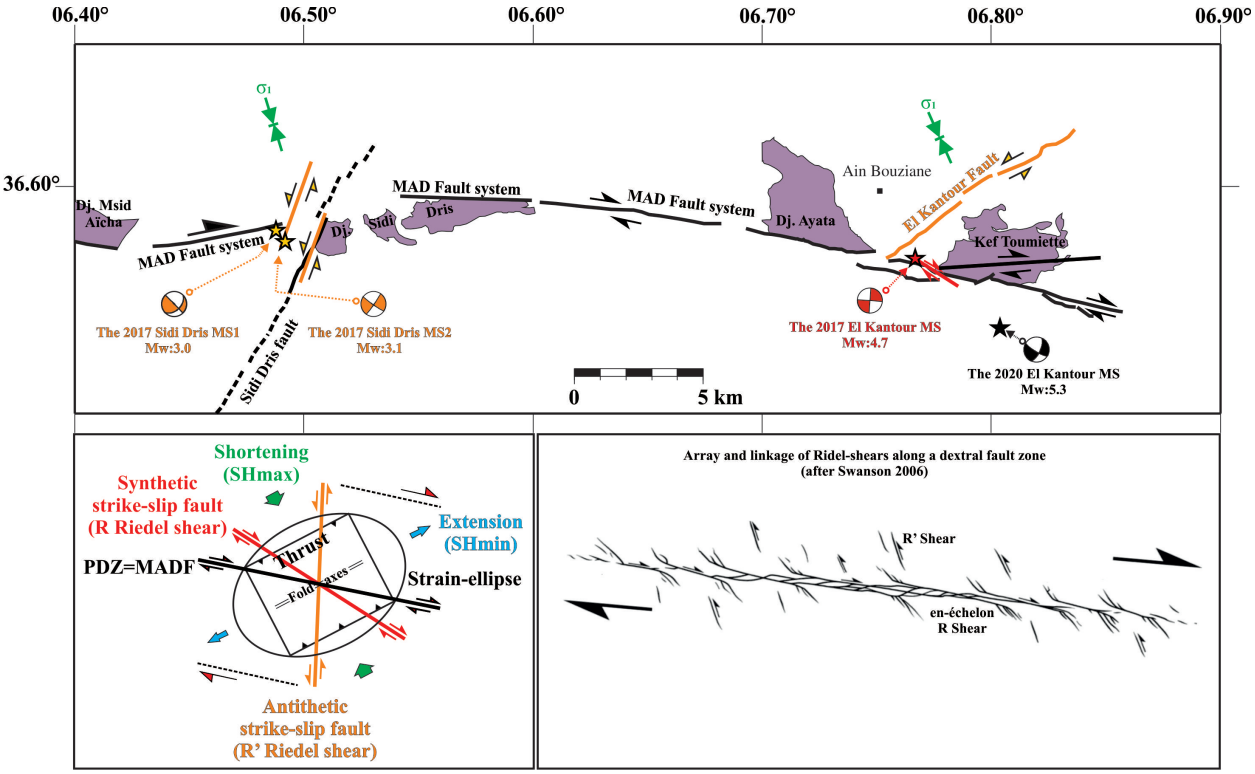


FIGURE 5.17 – Modèle approximatif des failles révélées suite aux différentes séquences ; Ellipsoïde de déformation des cisaillements de Riedel pour une faille de décrochement dextre (zone de déformation principale PDZ=MADF) montrant les positions des axes principaux de contrainte SHmax (compression) et SHmin (extension), et les orientations R et R' ; Schéma explicatif du réseau de faille et ses liaisons de cisaillements de Riedel dans un décrochement dextre principal.

subit actuellement une rotation des contraintes dans le sens des aiguilles d'une montre [Bendjama *et al.* 2021]. De multiples séismes se produisent le long d'un système de failles conjuguées, mais sont rarement rompus en un seul événement [Fukuyama 2015]. Pour exemple, les séismes de 1987 de Superstition Hills-Elmore Ranch [Hanks et Allen 1989] et la séquence de 2019 de Ridgecrest sont tous des exemples notables de failles conjuguées [Ross *et al.* 2019]. Les tremblements de terre de Mila dont il est question dans cette section se distinguent par le fait que, bien qu'ils se soient produits le long de failles conjuguées, ils sont séparés dans le temps par un long intervalle. Si on les compare aux exemples précédents de failles conjuguées en Californie, où les principales secousses se sont produites à quelques heures d'intervalle, on constate que le temps écoulé est de plus de 20 jours. Néanmoins, ces tremblements de terre déclenchés à distance sont très probablement le résultat d'une charge de stress de la région causée par des séismes proches combinés à une pression interstitielle élevée causée par la présence de fluides [Hill *et al.* 1993]. Le glissement sur la première faille

a localement diminué la contrainte normale sur la deuxième faille, et a déclenché la rupture après un délai, qui a été causé par la diffusion de fluide [Hudnut *et al.* 1989].

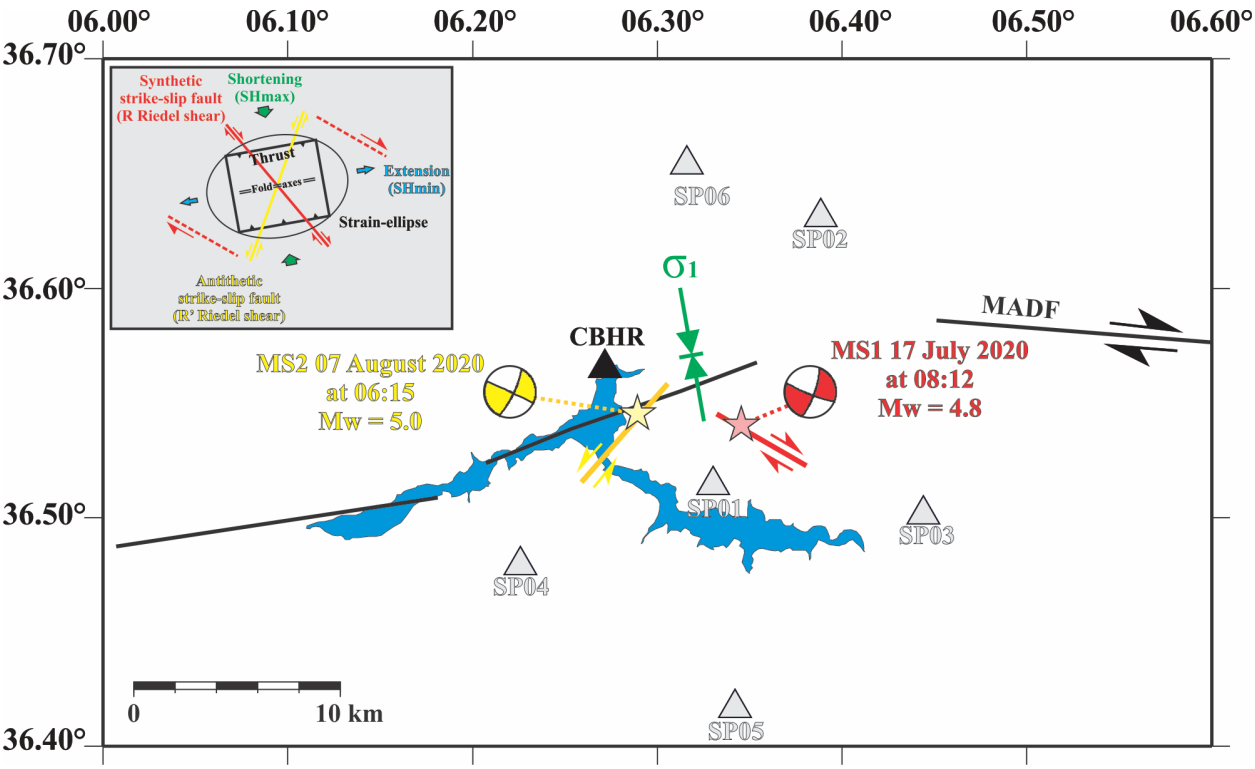


FIGURE 5.18 – Modèle de failles orthogonales conjuguées qui a été révélé après l'analyse de cette séquence ; en rouge un segment dextre orienté NW-SE associé au choc de Mw 4.8, en jaune un segment senestre orienté NE-SW associé au choc de Mw 5 ; la contrainte principale local $\sigma 1$ en vert ; Ellipsoïde de déformation des cisaillements de Riedel pour une faille de décrochement dextre (zone de déformation principale PDZ=MADF) montrant les positions des axes principaux de contrainte SHmax (compression) et SHmin (extension), et les orientations R et R'.

En termes d'interaction entre séismes, la succession d'au moins deux événements modérés sur des failles orthogonales est une observation courante, qui peut avoir des implications tectoniques et représente un danger sur la base des exemples cités ci-dessus. Comme ces exemples de séquences se produisent tous dans des environnements transtensionnels, il est possible que ce soit une caractéristique de ce régime tectonique, ou que ce soit le résultat d'autres facteurs tels qu'une croûte plus faible et un flux thermique élevé. La chronologie des événements ultérieurs varie également. Cela pourrait être dû à des différences dans les changements de contraintes de Coulomb causés par l'événement dextre, ainsi qu'à la proximité de la rupture de la faille senestre. Si c'est le cas pour la séquence de Mila, nous pouvons conclure que la faille senestre était très proche de la rupture.

5.6.3 Variations de la contrainte de Coulomb : Le champ de contrainte régional comme moteur de la rupture

La tendance des roches à se rompre de manière fragile est considérée comme une fonction des contraintes de cisaillement et confinés, communément formulée le critère de rupture de Coulomb [King *et al.* 1994]. Il est bien connu que les ruptures de séismes induisent des changements de contraintes sur les failles voisines qui peuvent modifier la probabilité d'occurrence de futurs séismes [Harris et Simpson 1992, Hodgkinson *et al.* 1996, King *et al.* 1994, Nostro *et al.* 1997, Stein *et al.* 1997; 1992, Toda *et al.* 1998]. L'analyse des changements de contraintes statiques est plus communément appliquée pour expliquer les variations des répliques hors-faille [Das et Scholz 1981, Dieterich 1994, Dieterich et Kilgore 1996, Rybicki 1973], les taux de sismicité [Reasenberg et Simpson 1992, Toda *et al.* 1998], et les changements de probabilité d'occurrence de grands séismes imminents [Harris 1998, Toda *et al.* 1998]. Nous cherchons à savoir si l'événement du 5 mars 2017 Mw 4.7 pouvait déclencher le second événement, celui 22 novembre 2020 Mw 5.3.

Pour cela, nous avons calculé les changements de contrainte de Coulomb pour étudier directement l'interaction des failles et l'évolution spatiale des répliques de cet évènement de magnitude modérée. Nous considérons un demi-espace élastique et isotrope [Okada 1992], dans lequel la contrainte produite par le séisme est ressentie. Dans cette étude, nous avons utilisé les valeurs suivantes dans le programme Coulomb 3.4 [Lin et Stein 2004, Toda *et al.* 2005] : le module d'Young ($E = 80$ GPa), le coefficient de Poisson ($\nu = 0,25$) et le coefficient de friction effectif ($\mu' = 0,4$). La contrainte régionale est tirée de [Bendjama *et al.* 2021] $\sigma 1$ avec un azimut de 342°, un plongement de 12°, $\sigma 2$ avec un azimut de 160°, un plongement de 78° et $\sigma 3$ avec un azimut de 252°, et un plongement de 0°. Avec une connaissance détaillée des mécanismes focaux à partir des solutions du tenseur de moment (Figure 5.10), nous pouvons calculer directement les changements de contrainte de Coulomb causés par le premier événement en considérant le plan de faille qui s'est rompu lors du second événement. Pour effectuer ce calcul, la connaissance de la contrainte régionale n'est pas nécessaire mais dépend de la géométrie de la faille, du sens du glissement et du coefficient de friction. Nous avons donc calculé ΔCFF à la profondeur z = 9,8 km, en utilisant les paramètres de la faille source (*strike* 272, *dip* 74, *rake* -172) pour le premier événement (Mw 4.7) et des paramètres de faille réceptrice de (*strike* 272, *dip* 67, *rake* 175) du second événement de (Mw 5.3). La Figure 5.19a montre une augmentation de la contrainte de Coulomb très faible pour ne pas dire négligeable, les répliques tombent soit dans une zone de diminution de la contrainte de Coulomb soit là où il y a 0 bar de changement.

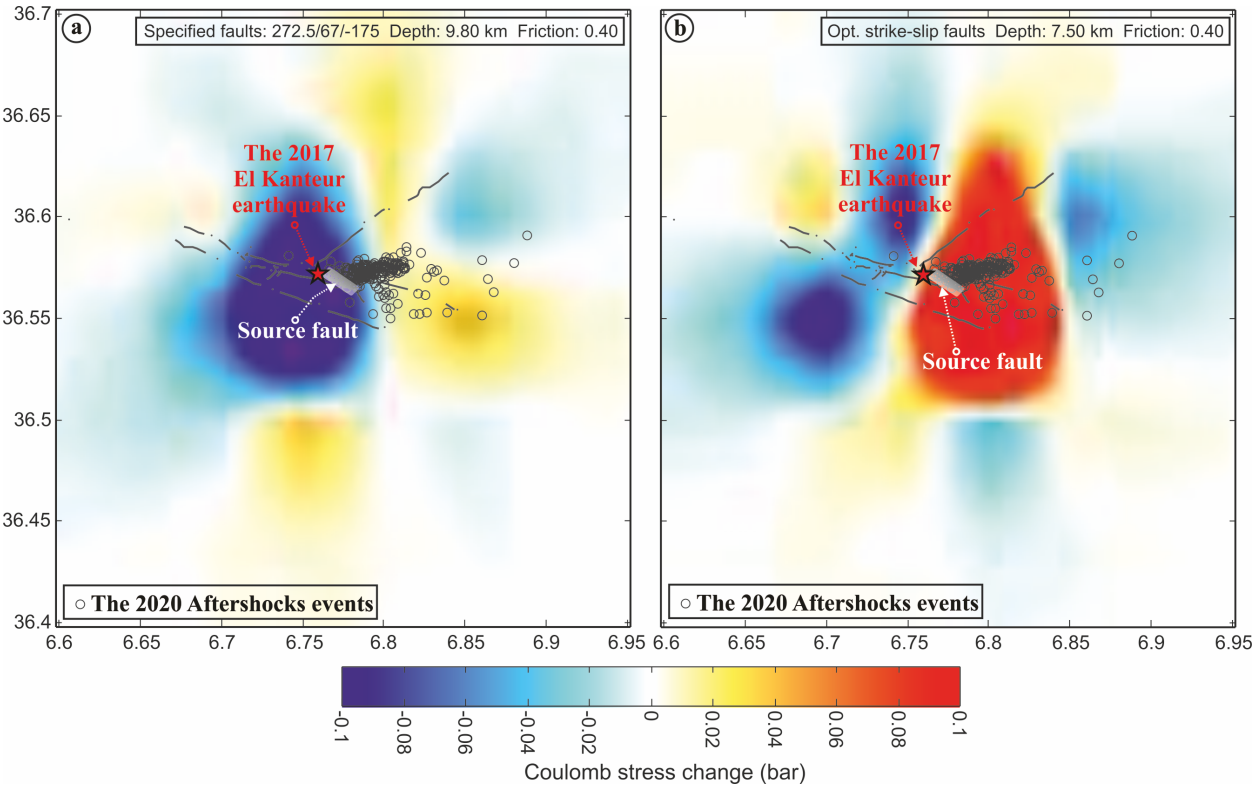


FIGURE 5.19 – Changements de la contrainte de Coulomb calculés pour le séisme El Kantour du 5 mars 2020 Mw 4.7. Le choc principal est indiqué par une étoile rouge. Les changements de contrainte sont représentés par des couleurs graduées ; le blanc représente l'absence de changement de contrainte, les paramètres de la faille source sont de (Bendjama et al., 2021), les cercles noirs sont les répliques du séisme de Mw 5.3 (a) Avec un plan de faille spécifique (b) Sur des plans orientés de manière optimale.

Pour cela, nous avons calculé le changement de la contrainte de Coulomb sur les plans qui sont optimaux après le tremblement de terre à 7,5 km de profondeur. Nous supposons qu'un nombre suffisant de petites failles existent avec toutes les orientations et que les failles orientées de manière optimale pour la rupture seront les plus susceptibles de glisser lors de petits séismes. Les directions optimales sont déterminées non seulement par la modification des contraintes due à ce séisme, mais aussi par les contraintes régionales préexistantes. La Figure 5.19b montre un lob positif d'augmentation des contraintes de Coulomb égal 0, 1 bar. Des augmentations de la contrainte de Coulomb inférieures à 1 bar semblent être suffisantes pour déclencher des événements, tandis que des réductions de même ampleur les suppriment effectivement [King *et al.* 1994]. La plupart des répliques se produisent dans une zone où la contrainte de rupture a augmenté de 0, 1 bar (Figure 5.19b). L'orientation des répliques montrent qu'ils ont été rompus sur des petits segments de failles dans la zone de la faille majeure de MAD. Les segments étaient manifestement dans un état de rupture critique

chargés par la contrainte régionale. D'après ces résultats, l'évènement de Mw 4.7 a avancé l'occurrence de l'événement Mw 5.3 mais nous ne pouvons pas estimer le taux car, nous avons besoin de données paléo-sismologiques de glissement de la faille de MAD.

Les résultats de la rupture progressive d'un tremblement de terre a fasciné les spécialistes des sciences de la terre [Dewey 1976, Jackson et McKenzie 1988, Scholz 1990]. Chaque choc augmente la probabilité de futurs tremblements de terre sur le site du prochain choc [Stein *et al.* 1997]. Les tremblements de terre interagissent : lorsqu'un grand choc se produit, il modifie les conditions de rupture dans son voisinage, ce qui modifie les probabilités d'événements futurs [Stein *et al.* 1997]. Ce phénomène peut nous aider à prévoir des ruptures sur des segments adjacents, même avec des magnitudes modérées relative au taux de glissement annuel sur la faille MAD de 2.4 mm/an [Bougrine *et al.* 2019].

5.6.4 Expression sismique de l'interaction des failles et des fluides

Les deux séquences d'El Kantour 2017 et 2020 étudiées ici se sont avérées être dirigées par des processus tectoniques, tandis que l'essaim de Mila 2020 et de la région voisine de Sidi-Dris en 2017 ont montré un facteur d'entraînement supplémentaire. Nous avons étudié un certain nombre de caractéristiques dans les données de sismicité, notamment les variations temporelles du taux de sismicité (activité en essaim), la diffusivité hydraulique et le champ de contraintes de rotation qui peuvent montrer comment les failles et les fluides interagissent.

Essaim « swarm » sismique contre choc principale-répliques : L'analyse systématique de l'activité des essaims a permis d'identifier jusqu'à présent les principales différences entre les essaims sismiques et les séquences de répliques [Hainzl et Fischer 2002, Hainzl *et al.* 2012, Vidale et Shearer 2006] : (1) les essaims sismiques ne sont pas dominés par un seul événement de grande magnitude survenant au début de la crise comme le cas typique d'un choc principal et de répliques. Au contraire, les essaims sismiques peuvent inclure plusieurs séismes de grande magnitude similaire qui ne sont pas plus grands d'une magnitude ou plus que le prochain événement plus important. Par exemple, à Mila, la différence de magnitude entre les trois chocs forts est de $0,2$ et $0,5$, respectivement, tandis qu'à El Kantour la différence est de $1,3$. De plus, l'événement le plus important ne se produit pas au début de la séquence (Figure 5.20). A Mila, le choc le plus fort Mw 5 s'est produit au milieu de la séquence ; (2) l'évolution temporelle du taux sismique dans les essaims ne suit pas la loi d'Omori : le taux sismique peut augmenter et diminuer à un rythme variable et cette évolution temporelle n'a pas encore été modélisée théoriquement car l'activité sismique cyclique dans le temps des

essaims qui prennent la forme de pics de tremblements de terre groupés dans l'espace et dans le temps rend la prévision de l'activité des essaims très difficile [Mogi 1963a], tandis que dans le cas du choc principale-répliques elle suit parfaitement la loi d'Omori (voir 5.4.3) ; (3) les essaims sismiques affectent généralement des volumes rocheux bien plus importants que ce que suggère la magnitude du ou des événements les plus importants, selon les lois de régressions de [Wells et Coppersmith 1994] la rupture en subsurface a été calculée comme étant 3 km pour un Mw 5. A Mila à partir de la distribution des répliques, la zone de rupture s'étend au moins à 6 km (Figure 5.15) ; (5) la sismicité en essaim n'éclaire pas directement toute la zone mais montre une propagation ou une migration significative dès le début de la séquence. A Mila, nous avons constaté une migration d'Est vers l'Ouest avec chaque structure s'activant à son tour. Le transfert de contraintes statiques et dynamiques induit par les tremblements de terre, que l'on pense être le mécanisme sous-jacent de l'apparition des répliques, ne peut pas expliquer les essaims sismiques : un forçage supplémentaire est nécessaire.

On trouve souvent des essaims en association avec des fluides injectés ou migrant naturellement. Le long essaim de Cahuilla qui s'est produit à l'intérieur de la faille de San Andreas, a été interprété comme étant naturellement induit par la migration ascendante de fluides [Ross *et al.* 2020]. L'essaim de Crooked Lake qui s'est produit en 2013-2014 au Canada a été causé par des opérations de fracturation hydraulique [Schultz *et al.* 2015]. On pense qu'ils sont causés par des processus autres que le transfert de contraintes à partir d'un choc principal. Elles peuvent durer de quelques heures à plusieurs mois et sont censées être causées par des processus externes (une forte pression de fluide, flux de chaleur élevé, intrusion magmatique, hydrothermalisme ou un glissement asismique), plutôt que par un transfert de contraintes, comme c'est le cas pour les répliques.

La migration : Les essaims sont généralement associés à l'expansion spatiale de la zone de sismicité dans le temps [Vidale et Shearer 2006]. L'analyse de la propagation sismique devient plus précise car les techniques de localisation des hypocentres s'améliorent montrant que c'est le cas pour la migration latérale et/ou ascendante de la sismicité dans les essaims déclenchés par des fluides à migration naturelle [Ross *et al.* 2020, Woods *et al.* 2019]. Afin de savoir si l'activité des répliques est alimentée par les fluides, nous avons étudié la migration de la sismicité. Nous avons modélisé les répliques (Figure 5.21) en utilisant l'équation de [Shapiro *et al.* 1997] en calculant la distance r d'un front de pression interstitielle se propageant à une vitesse D pendant le temps t à travers un milieu poroélastique saturé, homogène et isotrope à partir d'une source ponctuelle :

$$r = \sqrt{4\pi D t} \tag{5.4}$$

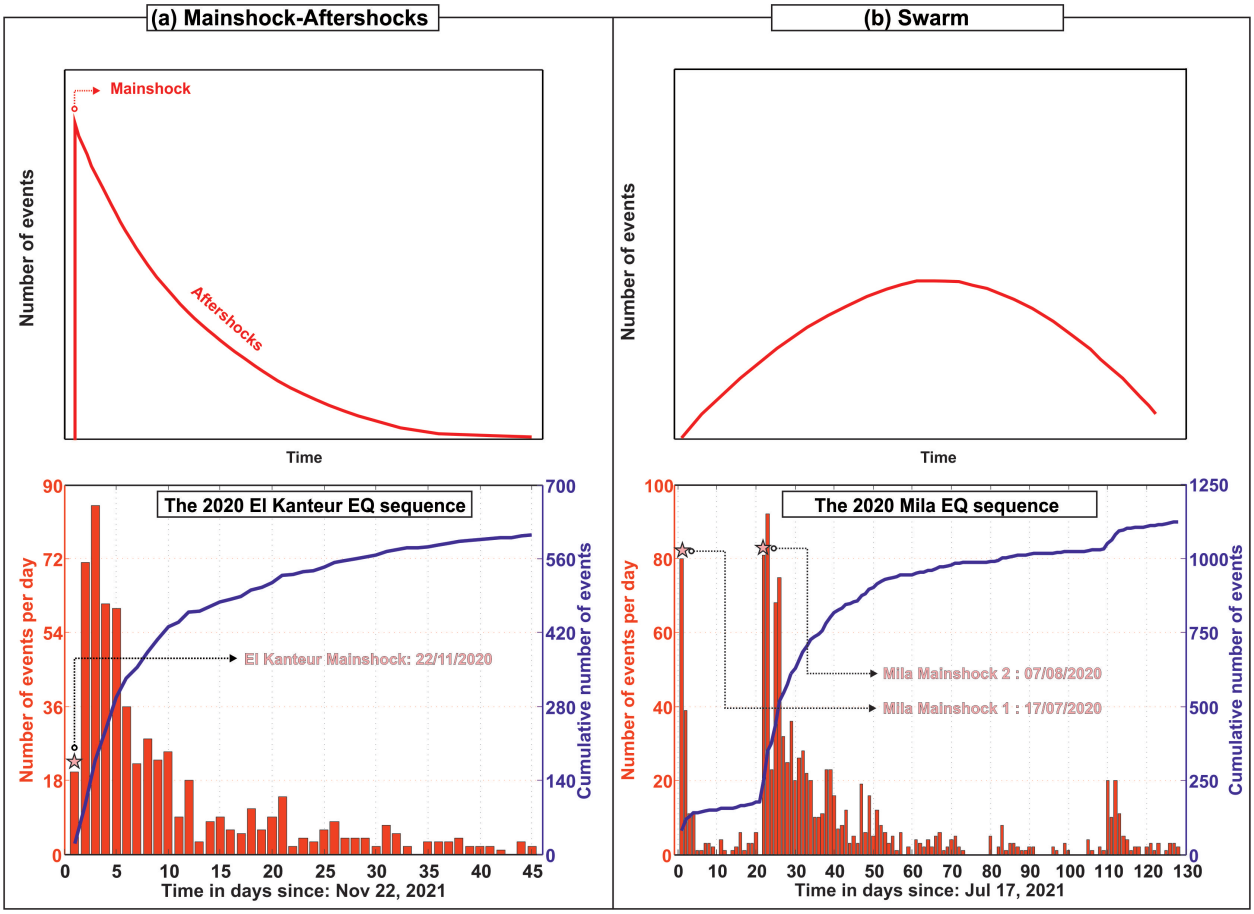


FIGURE 5.20 – Principaux types de distributions de séismes. (a) distribution choc principal-répliques et (b) séquence d'essaim « swarm », modifiée de (Farrell et al., 2009). Les graphiques du bas montrent des exemples réels de la séquence d'El Kantour 2020, et d'un essaim de la séquence de Mila.

La sismicité liée aux fluides peut être modélisée comme un processus de diffusion de la pression interstitielle, avec une diffusivité hydraulique allant de $0,02$ à $10 m^2/s$ (par exemple, [Do Nascimento *et al.* 2005, Parotidis *et al.* 2003, Shapiro *et al.* 2005]. La courbe parabolique verte de la (Figure 5.21) montre que les événements associés aux deuxième et troisième chocs migrent clairement à une vitesse qui correspond bien à celle prédite par une diffusivité du fluide de $2 m^2/s$ et une vitesse de 100 m/jour.

Concernant les évènements associés au premier choc, ils ont peut-être deux déclencheurs différents en intéraction. Les fluides géothermiques naturels provenant de la profondeur pourraient entraîner la manifestation de la diffusivité (par exemple, [Jansen *et al.* 2019]. L'occurrence de sources chaudes hydrothermales dans la zone étudiée, Hammam Beni-Harroune dénote l'existence d'accumulations souterraines de fluides chauds hébergés dans

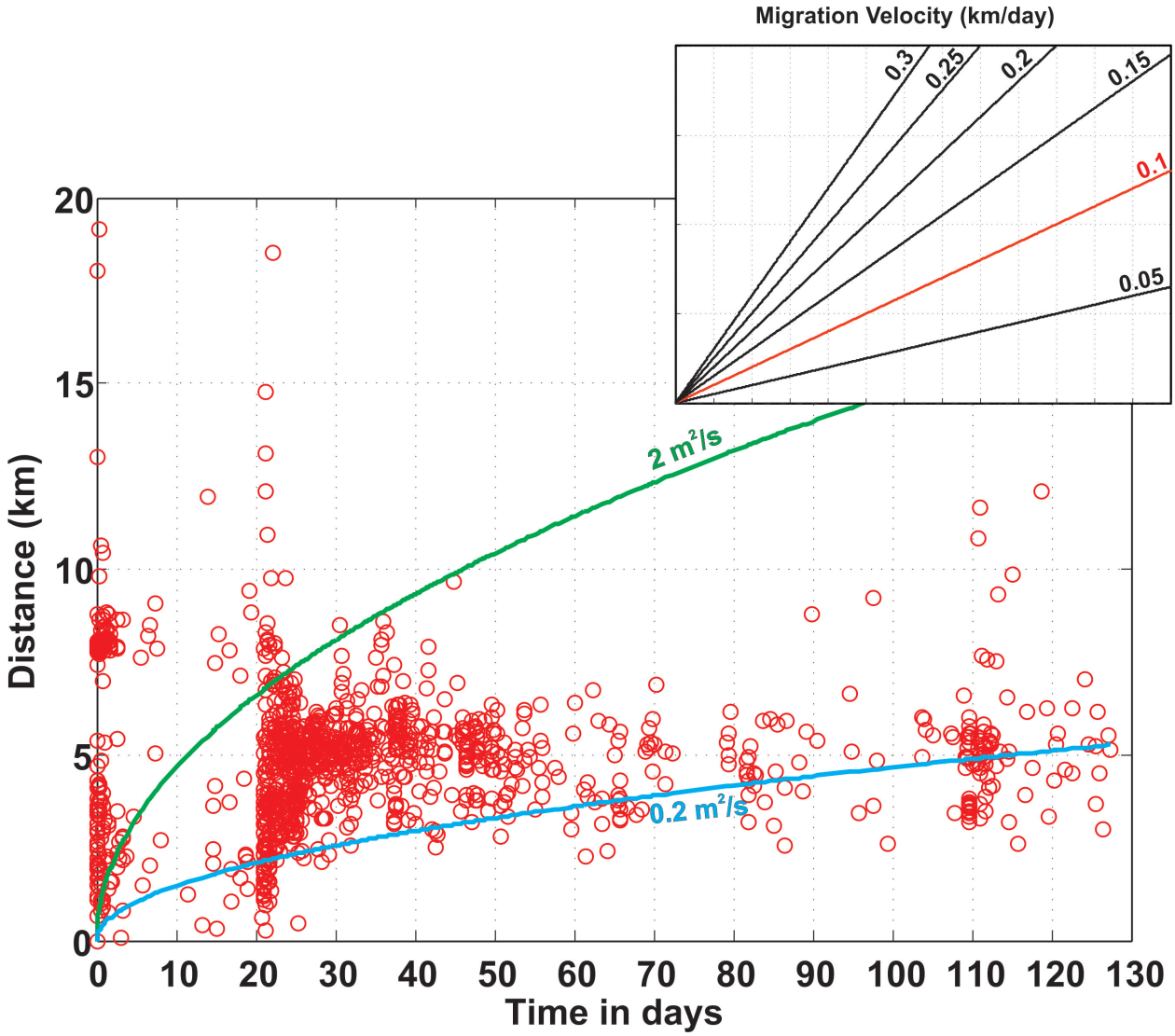


FIGURE 5.21 – Graphique montrant le temps (en jours) en fonction de la distance (en kilomètres) à partir de l'événement initial Mw 4.8 dans la séquence ; jours numérotés sur les axes x. Les événements sont colorés en rouge et classés sans magnitude. La courbe de diffusion en vert est $D = 2m^2/s$; la courbe de diffusion en bleu est $D = 0,2m^2/s$, qui semblent migrer à une vitesse compatible avec la diffusivité du fluide. Les lignes noires montrent différents taux de vitesse de migration, cette séquence migre à un taux de 0,1 km/jour.

ce segment et émergeant localement. La caractérisation géochimique des gaz et des eaux échantillonnées à Hammam Beni-Harroune [Madiha et Hénia 2017] montre une signature magmatique. Selon les résultats obtenus par l'étude de [Issaadi 1992], il admet qu'au niveau de l'axe E-W depuis Ain Tinn jusqu'à Meskhoutine en passant par Ain Skhouna, Hamma Bouziane et Ouled Ali, l'abondance des dégagements gazeux, particulièrement en CO2, et la concentration en carbone 13 qui évoluent entre −6,75 ‰ et −5,55 ‰ témoignant d'une

origine profonde du gaz carbonique (des fluides magmatiques profonds). Les différentes caractéristiques sont liées à l'intense activité sismique de ces régions et à la position des griffons sur l'important accident orienté E-W. Le rôle joué par le barrage de Beni-Haroune est un autre mécanisme possible qui pourrait expliquer le développement de la séquence. En général, le chargement des réservoirs peut modifier le champ de contraintes ambiant et déclencher des séismes. En particulier, le poids de l'eau retenue peut modifier le champ de contraintes élastiques sous et à proximité du réservoir, ce qui peut influencer les contraintes normales et de cisaillement agissant sur les failles régionales, les rapprochant ainsi de la rupture. De plus, les perturbations de la pression interstitielle, dues soit à l'effet de charge du réservoir dans un milieu poreux compressible (compaction), soit à la diffusion des fluides, qui peuvent diminuer la contrainte normale effective le long des zones de failles régionales, favorisant ainsi la rupture et le déclenchement de séismes. Ces trois effets, c'est-à-dire l'augmentation de la contrainte élastique, la pression interstitielle due à la charge d'eau (réponse non drainée) et la diffusion de la pression du fluide interstitiel (réponse drainée), constituent les principaux mécanismes physiques du RTS *Reservoir-Triggered Seismicity* ([Michas *et al.* 2020] et références). Nous recommandons d'appliquer d'autres techniques d'investigation dans la région, comme la magnétotellurique, pour vérifier si la sismicité est spatialement corrélée au réservoir de fluide.

Rotation du champ de contrainte local : Des preuves des changements de la contrainte locale peuvent être obtenues en examinant les données des mécanismes focaux. Il est possible d'inverser les mécanismes focaux bien contraints déterminés le long de MAD pour l'état de contrainte crustale locale [Bendjama *et al.* 2021], représenté par l'orientation des contraintes principales maximales ($\sigma 1$) et minimales ($\sigma 3$) et la relation d'amplitude des contraintes principales (R'). Les mécanismes focaux sont inversés séparément pour les trois régions principales : Hammam Debbagh, El Kantour et Sidi Dris (Figure 5.22). Les inversions montrent une rotation apparente de l'état général des contraintes dans le sens des aiguilles d'une montre le long de MAD allant d'est en ouest. Cela peut refléter l'hétérogénéité de la zone de faille. Mais le sens de rotation est systématiquement celui des aiguilles d'une montre. Ceci suggère un effet local tel que des pressions plus élevées des fluides interstitiels liées aux fluides des réservoirs voisins. Ce phénomène a également été observé dans des contextes géothermiques [Mroczek *et al.* 2020] et dans des réservoirs d'hydrocarbures [Teanby *et al.* 2004], montrant que les changements de pression des fluides dans de nombreux contextes différents peuvent modifier les états de contrainte locaux.

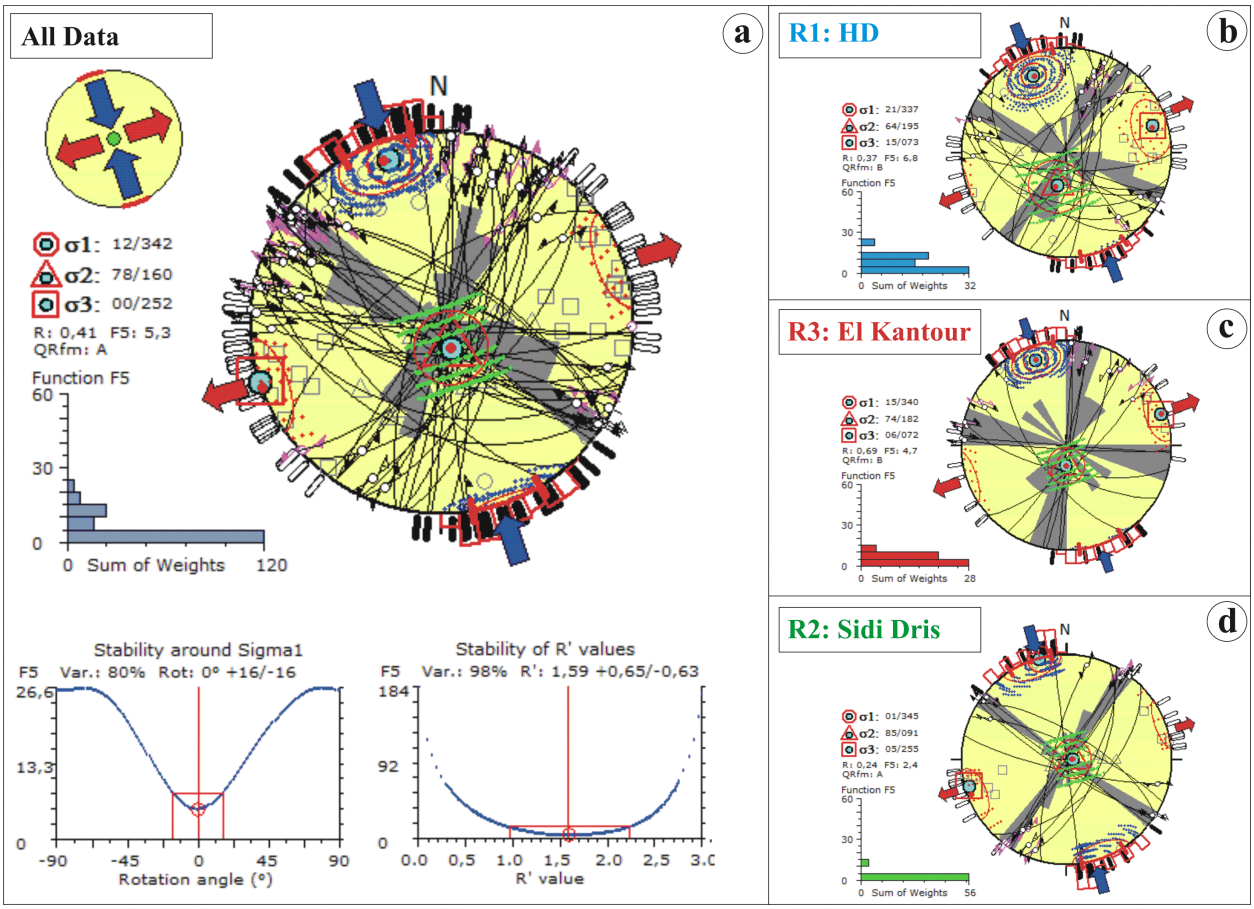


FIGURE 5.22 – Résultats de l'inversion des contraintes à partir de solutions de plans focaux tracés sur des projections stéréographiques à surface égale de l'hémisphère inférieur. Les résultats sont montrés pour (a) l'ensemble des données, (b) la région de Hammam Debbagh (HD), (c) la région d'El Kantour et, (d) la région de Sidi Dris. Les inversions montrent les trois axes de contrainte principaux, y compris les contraintes horizontales SHmax et SHmin. Les histogrammes dans le coin inférieur gauche des projections stéréographiques représentent la distribution de la fonction d'inadéquation F5. *QRfm* : Qualité du résultat inféré SHmax basé sur les critères de classement de la carte mondiale des contraintes.

5.6.5 Interaction des failles et des fluides

L'observation des configurations d'essaims sismiques, de la diffusivité hydraulique ainsi que des rotations du champ de contrainte, correspond à la dynamique attendue pour les essaims entraînés par les fluides en termes d'état de contrainte et d'évolution de la pression des fluides [Sibson 2020]. Les failles peuvent jouer un rôle de contrôle sur l'écoulement des fluides au sein de la croûte [Faulkner *et al.* 2010]. Les systèmes de failles sont des zones de faiblesse de la croûte et sont utilisés comme voies de passage pour les fluides hydrothermaux

ascendants [Schaarschmidt *et al.* 2019]. Selon la région et la direction de la faille, une zone de faille peut à la fois faciliter et entraver le mouvement des fluides. L'écoulement des fluides est facilité parallèlement à la faille dans la zone fracturée endommagée (la brèche) mais entravé perpendiculairement à la faille par le noyau de faille à faible perméabilité, car les zones de faille sont traditionnellement définies comme une combinaison de noyaux de faille hautement imperméables ancrés dans un domaine perméable connu sous le nom de zone de dommage [Mitchell et Faulkner 2009]. La production d'hydrocarbures a fourni des preuves évidentes de la capacité des failles à étanchéifier et cloisonner les réservoirs [Dincau 1998, Manzocchi *et al.* 1999]. L'influence de la pression, de la température et des interactions fluide-roche entraîne la dissolution et la précipitation de minéraux à différents niveaux de la croûte terrestre. Certains fluides sont apparemment enrichis en métaux et autres éléments, de sorte que la précipitation de ces fluides conduit à la formation de gisements de minerais hydrothermaux [Schaarschmidt *et al.* 2019] ce qui peut conduire à une cimentation des failles réduisant la perméabilité du réseau de failles [Cox 2005]. Ainsi, la direction maximale de l'écoulement s'oriente parallèlement aux noyaux de faille étanches [Faulkner *et al.* 2010]. L'efficacité des noyaux de faille comme barrières d'écoulement est affectée par des facteurs tels que la composition des gouges de faille, la géométrie de la surface de glissement et l'état de contrainte, entre autres [Faulkner *et al.* 2010]. S'il est évident que la présence et la structure des failles peuvent contrôler l'écoulement des fluides, la présence de fluides dans les failles affecte la rupture des failles. L'infiltration de fluides dans les zones de failles à un effet d'affaiblissement dû à une augmentation de la pression interstitielle et à une réduction subséquente de la pression effective et de la résistance des failles, ce qui facilite la rupture ou la réactivation des failles et, par conséquent, peut provoquer des tremblements de terre [Cox 2016, Sibson 1985]. L'augmentation de la contrainte de cisaillement autour d'une région de faille induit une dilatation avant la rupture fragile, ce qui entraîne l'entrée de fluide depuis la croûte environnante. La pression du fluide, qui a baissé en raison de la dilatation, augmente à nouveau et réduit la friction statique le long de la faille. Lorsque la contrainte de cisaillement dépasse la résistance de frottement, une rupture sismique se produit et les fluides migrent rapidement dans la direction du soulagement de pression le plus facile [Schaarschmidt *et al.* 2019]. La rupture par un tremblement de terre de joints à faible perméabilité peut libérer des fluides à haute pression précédemment piégés, qui se propagent dans le réseau de fractures de la faille après la secousse principale [Miller *et al.* 2004] comme des impulsions de pression qui ont été directement corrélées aux hypocentres des répliques sur des périodes de plusieurs semaines ou pendant des séquences de sismicité en essaim [Ross *et al.* 2020]. L'accumulation et la migration des phases fluides peuvent également modifier localement l'état de contrainte par des changements de la pression du fluide interstitiel et de la charge verticale [El Hariri

et al. 2010, Perrochet *et al.* 2020] soit en favorisant ou en inhibant la formation de failles, en fonction de la relation géométrique des failles et des contraintes principales réorientées [Roman 2005].

Chapitre 6

La région des Babors, extrémité Ouest de la faille Mcid Aïcha-Debbagh

6.1 Introduction

Les failles actives dites « aveugles » rendent difficile l'estimation de l'aléa sismique dit déterministe d'une région qui est basé sur la connaissance des paramètres de failles tels que longueur, pendage, mécanisme cinématique etc. Pour estimer l'aléa sismique, la détermination des événements sismiques qui se produisent sur ces structures est une source importante d'informations.

Dans la région des Babors allant de la région marine du Golfe de Bejaia jusqu'à la région de Sétif, qui a connu de nombreuses secousses ces deux dernières décennies, la connaissance des différentes structures actives reste donc un enjeu majeur. L'examen des différentes séquences récentes qui se sont donc produites doit nous aider à mieux cerner le processus de déformation active dans cette région et de mieux connaître le réseau de failles à l'origine de cette activité.

L'objectif recherché dans cette partie de notre étude est d'analyser le lien entre la tectonique révélée tout le long de la faille Mcid Aïcha-Debbagh et cette zone des Babors qui correspond à son extrémité Ouest.

Pour ce faire, le travail reporté dans ce chapitre consiste donc en l'étude détaillée des séquences sismiques instrumentales enregistrées dans la région des Babors pendant la période de 2012 à 2021. Cette étude se fait à partir des enregistrements du Réseau Sismologique Numérique Algérien (ADSN) mis en service dans la région nord algérienne à partir de 2007, et des stations mobiles utilisées lors de séquences sismiques spécifiques.

Le travail consiste à mener une analyse spatio-temporelle des séquences, i.e. ; localiser puis relocaliser les séismes, calculer les différents paramètres des failles mises en évidence, analyser la rupture qui montre parfois une migration de la sismicité en relation initialement avec l'état de contraintes et par le rôle des fluides. Pour mieux expliquer la déformation à une échelle régionale, nous proposons de nouveaux modèles sismotectoniques basé sur les structures nouvellement révélées et qui mettent en relation les structure actives de la partie continentalede la région des Babors et le système de failles de chevauchement en mer.

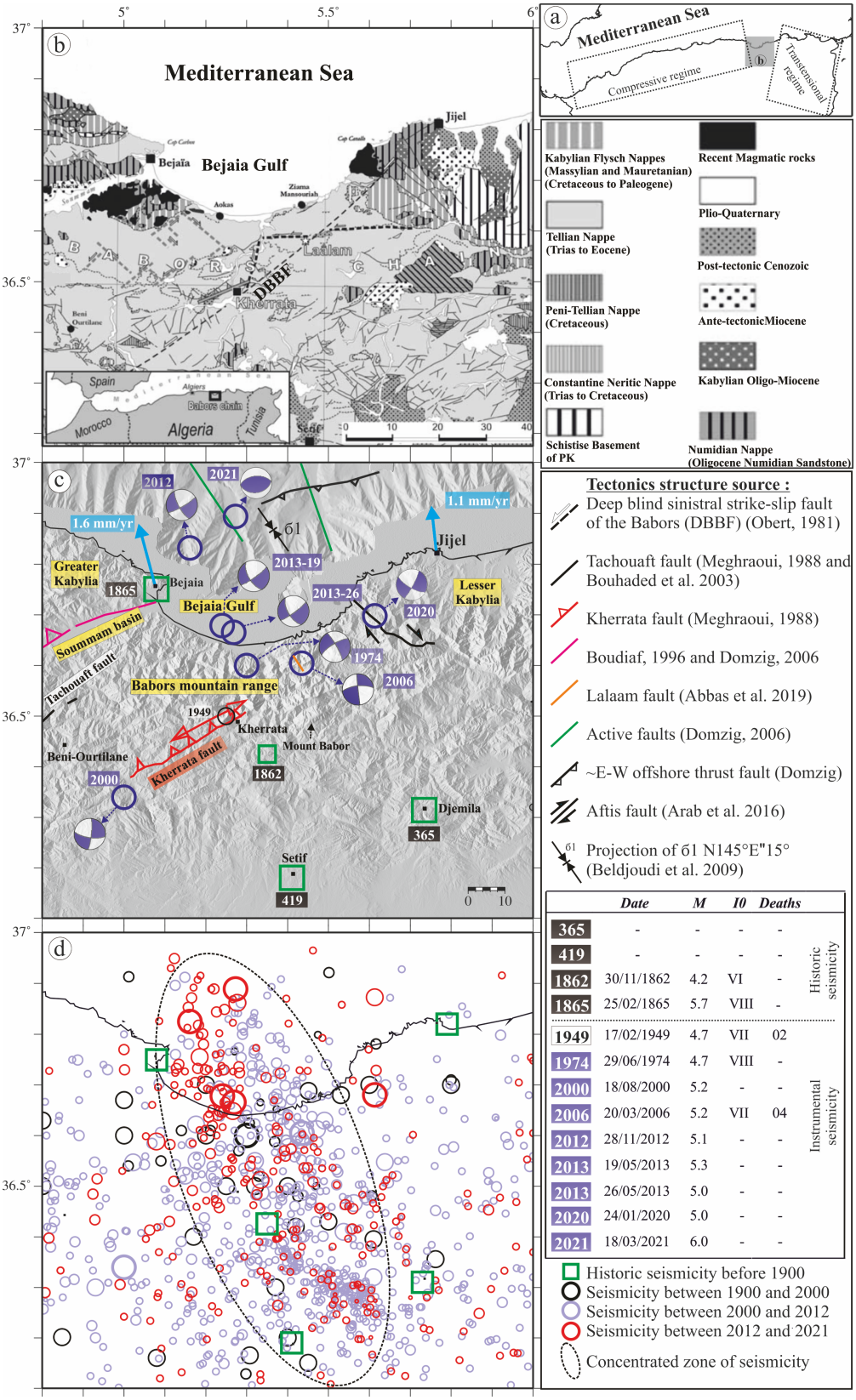
6.2 Contexte géologique et sismotectonique de la région Béjaia-Babors

Du point de vue géologique, la région de Bejaia-Babors est une région montagneuse côtière du Nord-Est de l'Algérie. Les montagnes des Babors appartiennent aux zones externes de la chaîne tellienne surplombant la baie de Bejaia. La chaîne des Babors délimite la région entre les deux blocs kabyles paléozoïques du domaine interne (Grande et Petite Kabylie) [Durand-Delga 1969], (Figure 6.1a et b). La structure de la chaîne des Babors correspond principalement à un empilement de nappes allochtones s'étendant du Sud au Sud-Ouest, provenant d'une province méditerranéenne septentrionale, le bloc **AlKaPeCa** [Bouillin 1986], et les terrains autochtones en chevauchement appartenant au domaine africain [Meghraoui 1988].

L'édifice des Babors est affecté par plusieurs failles (Figure 6.1b et c). Les failles de chevauchement, qui ont permis l'empilement des nappes tectoniques lors des principales phases alpines compressives, sont principalement d'orientations E-W ou NE-SW et plongent vers le Nord, ou vers le Sud lorsqu'elles sont chevauchantes. L'une des plus importantes failles de chevauchement de la région est la faille de Kherrata orientée NE-SW (Figure 6.1b et c). Après le séisme de Kherrata (mb 4.9, Io = VII, échelle MSK) du 17 février 1949, [Rothé 1950] a observé des ruptures de surface et a cartographié la faille liée à un anticlinal orienté N70°E. Pour de nombreux auteurs, cette faille est probablement responsable de l'importante activité sismique de la région [Beldjoudi *et al.* 2009, Harbi *et al.* 1999, Meghraoui 1988, Rothé 1950, Yelles-Chaouche *et al.* 2006]. Il faut noter également la faille inverse de Tachouaft (Figure 6.1c) orientée N242°E qui a produit le séisme du 10 novembre 2000 (I_0 = VII, échelle MSK) [Abacha *et al.* 2019, Bouhadad *et al.* 2003] dans lé région de Beni Ouartilane. Il y'a également le décrochement actif dextre, récemment, mis en évidence dans la direction NNW-SSE, et responsable du tremblement de terre de Lâalam du 20 mars 2006 (Mw 5.1) [Abbes *et al.*

2019, Beldjoudi *et al.* 2009]. Dans la partie offshore, [Harbi *et al.* 1999] a révélé des failles sous-marines plio-quaternaires orientées NW-SE et NE-SW formant un graben et où des glissements de terrain sont générés suite à une forte accumulation sédimentaire, témoignant d'une activité tectonique plio-quaternaire. Une avancée récente a été enrégistrée dans la compréhension de la déformation active en Algérie suite aux levés géophysiques marins : MARADJA 2003, MARADJA2/SAMRA 2005 (MARge Active "el DJAzaïr") [Yelles-Chaouche et The MARADJA Team 2006] et SPIRAL (Sismique Profonde de la Région Algérienne) en 2009 [Yelles-Chaouche et The SPIRAL Team 2010]. Ces prospections produisaient une cartographie bathymétrique de la marge et l'imagerie de celle-ci par des acquisitions de sismique réflexion. Les données montrent une série de failles inverses (voir Fig. 1b annexe 3) d'échelle crustale qui émergent au pied de la marge continentale algérienne, au moins à partir de la longitude ~ 1°E vers l'Est [Aïdi *et al.* 2018, Arab *et al.* 2016, Domzig 2006, Hamai *et al.* 2015, Medaouri *et al.* 2014, Yelles *et al.* 2009]. Cette structure offshore semble se connecter à l'est avec les failles inverses cartographiées dans le canal de Sardaigne [Tricart *et al.* 1994]. Dans la baie de Bejaia, on retrouve un imposant édifice sédimentaire orienté NNW-SSE [Domzig 2006] dont [Harbi 1996] lui a attribué une activité plio-quaternaire (Figure 6.1c).

Historiquement, la région Béjaia-Babors a été le siège de nombreux tremblements de terre, bien que faibles à modérés. Le plus en vue dans la littérature est celui de 17 février 1949. Ce séisme modéré a frappé d'intensité maximale observée VII (Mb 4.9), a fait neuf morts et environ 350 blessés dans la région de Kherrata [Bouhadad *et al.* 2003, Gabert 1984, Rothé 1950]. Sur la base d'observations de terrain, [Rothé 1950] a relié cet événement peu profond (estimé à 10 km) à la faille inverse de Kherrata. D'autres événements sismiques modérés ont frappé la région (Tableau dans Figure 6.1),notamment celui qui a touché la région de Derghuina le 28 juin 1974 avec une intensité de VI (mb 4.9) [Harbi *et al.* 2003; 1999, Hatzfeld 1978, Mokrane *et al.* 1994]. Son mécanisme au foyer indique une solution de décrochement avec un mouvement dextre sur le plan NW-SE et senestre sur le plan NE-SW (Figure 6.1c).Quant au tremblement de terre qui a frappé la zone de Beni-Ourtilane le 10 novembre 2000, à environ 40 km à l'ouest du village de Kherrata (Figure 6.1c), avec un Ms 5.7 [Abacha *et al.* 2019, Bouhadad *et al.* 2003], les auteurs indiquent qu'il a été déclenché par une faille inverse pure frappant N242° et plongeant vers le NW. Ils ont estimé l'intensité maximale observée à VII (échelle MSK).



	Date	M	I0	Deaths	
365	-	-	-	-	Historic seismicity
419	-	-	-	-	
1862	30/11/1862	4.2	VI	-	
1865	25/02/1865	5.7	VIII	-	
1949	17/02/1949	4.7	VII	02	Instrumental seismicity
1974	29/06/1974	4.7	VIII	-	
2000	18/08/2000	5.2	-	-	
2006	20/03/2006	5.2	VII	04	
2012	28/11/2012	5.1	-	-	
2013	19/05/2013	5.3	-	-	
2013	26/05/2013	5.0	-	-	
2020	24/01/2020	5.0	-	-	
2021	18/03/2021	6.0	-	-	

FIGURE 6.1 – (a) Les domaines caractérisés par des régimes tectoniques relativement uniformes délimités par des rectangles en pointillés (d'après [Serpelloni *et al.* 2007]). (b) Carte géologique de la région de la chaîne des Babors (d'après [Villa 1980], simplifiée et complétée). Les failles sont complétées d'après [Leikine 1971, Meghraoui 1988, Obert 1981, Rothé 1950]. (c) Carte sismotectonique de la zone des Babors et de la région de Sétif. La solution focale du séisme de 1974 est obtenue à partir de [Hatzfeld 1978]. (d) Sismicité de la région de 1900 à 2020, avec les plus grands séismes historiques (catalogue CRAAG).

Pour la période instrumentale, la région de Bejaia-Babors a été une zone sismique où peu d'informations étaient connues jusqu'à récemment en raison de la couverture insuffisante des stations sismologiques et du manque d'investigations sismiques et géologiques. Les principales informations relatives à cette zone proviennent de catalogues historiques. Dans la littérature, plusieurs auteurs ont suggéré que la faille inverse de Kherrata est principalement responsable de l'activité sismique de la région [Beldjoudi *et al.* 2009, Bouhadad *et al.* 2003, Harbi *et al.* 1999, Meghraoui 1988, Rothé 1950, Yelles-Chaouche *et al.* 2006], alors que tous les mécanismes focaux récents montrent un mouvement de décrochement dextre (Figure 6.1c) orientés ~ NW-SE. L'installation récente du Réseau Sismique Numérique Algérien [Yelles-Chaouche *et al.* 2013] a permis de découvrir progressivement le foyer de nombreuses zones épicentrales. Une analyse de la sismicité de la région de Babors (Figure 6.1d) pendant la période 2000- 2020 montre que les épicentres semblent se concentrer dans la région de Babors et dans la baie de Béjaia formant un nuage orienté NW-SE. Dans la région des Babors la zone de Lâalam a connu un événement modéré Mw 5.1 qui s'est produit en 2006 [Abbes *et al.* 2019, Beldjoudi *et al.* 2009]. Il a endommagé le centre de la ville de Lâalam provoquant la mort de quatre personnes, 68 blessés et plus de 40 logements détruits. Les enquêtes de terrain ont révélé que ces victimes ont été causées par un glissement de terrain provoqué par le séisme [Guemache *et al.* 2010].

Les années 2012-2020 avaient été une période plus fructueuse pour étudier l'activité sismique de la région de Bejaia-Babors en raison de l'occurrence de plusieurs événements modérés notamment les séquences de 2012-2013.

De façon plus générale et à partir de l'analyse de la sismicité régionale dans le nord de l'Algérie [Abacha 2015], on remarque que la région de Bejaia-Babors appartient à une zone de transition Figure 6.1a, entre une ceinture de plis et de chevauchements dans les parties occidentale et centrale du Nord de l'Algérie, caractérisée par un régime compressif et des séismes de fortes magnitudes, et une zone de déformation relativement distribuée dans la partie orientale, marquée par un régime de transpression et des magnitudes faibles à modérées, principalement liée à des failles décrochantes [Abacha 2015, Abacha *et al.* 2019, Bougrine *et al.* 2019, Buforn *et al.* 2004, Harbi *et al.* 2003, Meghraoui et Pondrelli 2012, Serpelloni *et al.* 2007, Soumaya *et al.* 2018].

6.3 Activité sismique récente dans la région de Bejaia-Babors : Le cas des séquences sismiques de Béjaïa de 2012-2013

Le contenu de cette section du chapitre est l'objet d'une publication au "***Pure and Applied Geophysics*** " en avril 2021 ("*Recent Seismic Activity in the Bejaia–Babors Region (Northeastern Algeria) : The Case of the 2012–2013 Bejaia Earthquake Sequences*" dont je suis co-auteur [1]. Un résumé français en est donné, présentant les données, la problématique, les méthodes d'analyses ainsi que les principaux résultats obtenus.

6.3.1 résumé

L'installation récente du Réseau Sismologique Numérique Algérien [Yelles-Chaouche *et al.* 2013] a permis de découvrir progressivement le foyer sismique de nombreuses zones épicentrales, comme dans la baie de Bejaia et la zone de Lâalam dans la région des Babors où un événement modéré s'est produit en 2006 [Abbes *et al.* 2019, Beldjoudi *et al.* 2009]. Les années 2012-2020 avaient été une période plus fructueuse pour étudier l'activité sismique de la région de Bejaia-Babors en raison de la l'occurrence de plusieurs événements modérés. Au premier lieu desquelles, les séquences de 2012-2013, de novembre 2012 à mai 2013. A cette époque, la région côtière de Bejaia (nord-est de l'Algérie) a connu trois séquences sismiques distinctes sur environ 6 mois. La première a eu lieu le 28 novembre 2012, a commencé par une secousse principale de magnitude Mw 5.1. Et la seconde s'est produite le 22 février 2013, à quelques kilomètres au sud-est de la première et a culminé avec un séisme de magnitude Mw 4.3. La dernière séquence comprenait deux secousses de magnitude modérée : un événement de Mw 5.2 le 19 mai 2013, suivi d'un événement de Mw 5.0 le 26 mai 2013.

6.3.2 Problématiques

D'un point de vue scientifique, l'étude de ces précieux évènements qui sont de magnitudes faibles à modérées permit une compréhension cohérente de la complexité de la zone sismotectonique. En effet, la région de Bejaia-Babors est une zone sismique où peu d'informations étaient connues jusqu'à récemment en raison de la couverture insuffisante des stations sismologique et du manque d'investigations sismiques et géologiques. Les principales informations

1. L'article est affiché dans son intégralité, et dans la langue de publication (anglais) en annexe 3.

relatives à cette zone proviennent de catalogues historiques. Depuis longtemps, plusieurs auteurs ont suggéré que la faille inverse de Kherrata est principalement responsable de l'activité sismique de la région [Beldjoudi *et al.* 2009, Bouhadad *et al.* 2003, Harbi *et al.* 1999, Meghraoui 1988, Rothé 1950, Yelles-Chaouche *et al.* 2006], alors que tous les mécanismes focaux récents montrent des failles en décrochements.

La région de Bejaia-Babors est délimitée par deux structures majeures : le système de failles inverses offshore au nord qui marque la limite de la plaque Europe-Afrique [Bird 2003] et, en parallèle, la faille de Ghardimaou-Nord Constantine (GNC) au sud y compris le segment MAD de 100 km (Figure 6.3). Dans le contexte des marges convergentes obliques, le partage du glissement de la composante de cisaillement résultante de la convergence oblique est généralement attribué à des failles crustales à glissement latéral parallèles à la marge [Cashman *et al.* 1992, Fitch 1972, Jackson 1992, Stanton-Yonge *et al.* 2016], la faille GNC remplissait ce rôle par un déficit de glissement de l'ordre de 2,4 mm/an [Bougrine *et al.* 2019]. Les failles crustales transversales jouent un rôle important dans la répartition du glissement intra plaque résultant de la convergence oblique. Les failles transversales sont désignées comme des failles s'éloignant de 30° à 60° de la tendance de la marge [Stanton-Yonge *et al.* 2016]. Ces failles restent mal connues dans la marge algérienne en raison de l'absence de levés marins supplémentaires au précédent programme MARADJA [Yelles-Chaouche et The MARADJA Team 2006]. Ainsi, d'un point de vue sismologique, l'étude des séquences de 2012-2013 fut l'occasion d'analyser une telle structure orientée ~ 50° de la marge et d'en comprendre la cinématique. Finalement, la question autour de la terminaison occidentale de la faille GNC (ou le segment MAD) devrait être appréhendée. [Bougrine *et al.* 2019] ont conclus dans leur étude, et malgré l'utilisation de dix années d'enregistrement GPS continus, que « la poursuite de la faille GNC vers l'ouest à travers la Kabylie n'est pas claire, la trace choisie pour les modèles de blocs est une simplification qui devra être affinée au fur et à mesure que des observations GPS plus denses seront disponibles ». Cependant, il est très envisageable, toujours du point de vue sismologique, que la faille MAD joint le système de faille inverse offshore à travers une zone de faille transversale révélée dans la présente étude.

6.3.3 Méthodologies

Les méthodes utilisées pour l'étude sismologique d'une série de quatre séismes et de leurs répliques survenues entre 2012 et 2013, soutenus par quelques événements survenus dans la région de Babors entre 2014 et 2020 sont les suivantes.

Nous avons appliqué une procédure sismologique standard qui comprend la localisation hypocentrale associée à une évolution spatio-temporelle de la sismicité. Les séismes ont été

relocalisés à l'aide de la méthode de double différence avec des temps différentiels dérivés des données de phase et des temps de retards à partir d'intercorrélogramme des formes d'onde. Nous avons compilé un ensemble de données de 252 événements relocalisés avec précision qui ont été associés à des solutions de mécanisme au foyer. Pour avoir le tenseur de contrainte, nous avons effectué des inversions formelles des mécanismes focaux ; le total de 80 plans de failles. Ce tenseur a été utilisé pour évaluer la cohérence du tenseur de contraintes avec la cinématique de la source sismogènes et pour estimer les variations des contraintes de Coulomb. La migration spatiale de la sismicité est très probablement renforcée par le transfert de contraintes. Pour identifier ce phénomène, nous avons exploré l'interaction entre les segments activés par l'évaluation des variations de la contrainte statiques de Coulomb.

6.3.4 La Géométrie des failles

Cette étude s'est concentrée sur les séquences sismiques les plus représentatives de la région de Bejaia pour les dernières années (2012-2020). Ce travail étudie les séquences sismiques de Bejaia de 2012-2013 qui y ont frappé la région des Babors, sur la côte nord de l'Algérie, pendant 6 mois. L'analyse des séquences sismiques dans les Babors a mis en évidence, pour la première fois, des failles de décrochement orientées NW-SE que nous nommons la faille transversale des Babors (BTF) et la faille de Tizi N'Berber-Darguinah (TZNB-DF) (Figure 6.2a et b). La relocalisation de haute précision de 252 événements, en combinaison avec des solutions de mécanismes focaux, montre une faille presque verticale de glissement dextre, orientée NW-SE et longue de 35 km. La faille BTF s'étend de la chaîne des Babors jusqu'au Golfe de Bejaia. Les événements sismiques ont été réunis en quatre groupes (C1-C4) générés par la rupture de quatre segments de faille (S1- S4). Comme la libération totale d'énergie a été répartie sur quatre segments de la BTF, un séisme potentiellement de plus grande magnitude et plus dangereux a été certainement évité.

6.3.5 Les forces motrices (coaction chargement tectonique-fluide)

La migration des évènements sismiques du Nord-Ouest vers le Sud-Est le long des segments de faille de la BTF constatée durant la séquence de 2012-2013, en plus des événements sismiques survenus entre 2017 et 2020 dans la zone de transfert, suggèrent que la BTF libère toujours de l'énergie accumulée par chargement tectonique, comme l'indique clairement l'analyse des variations de la contrainte de Coulomb (Fig. 8 Annexe C) et la migration de l'activité du NW vers NE (Fig. 4 Annexe C) qui montrent que, sur les segments de la BTF, la proximité de la rupture d'un segment a été modifiée par une variation du champ de contrainte

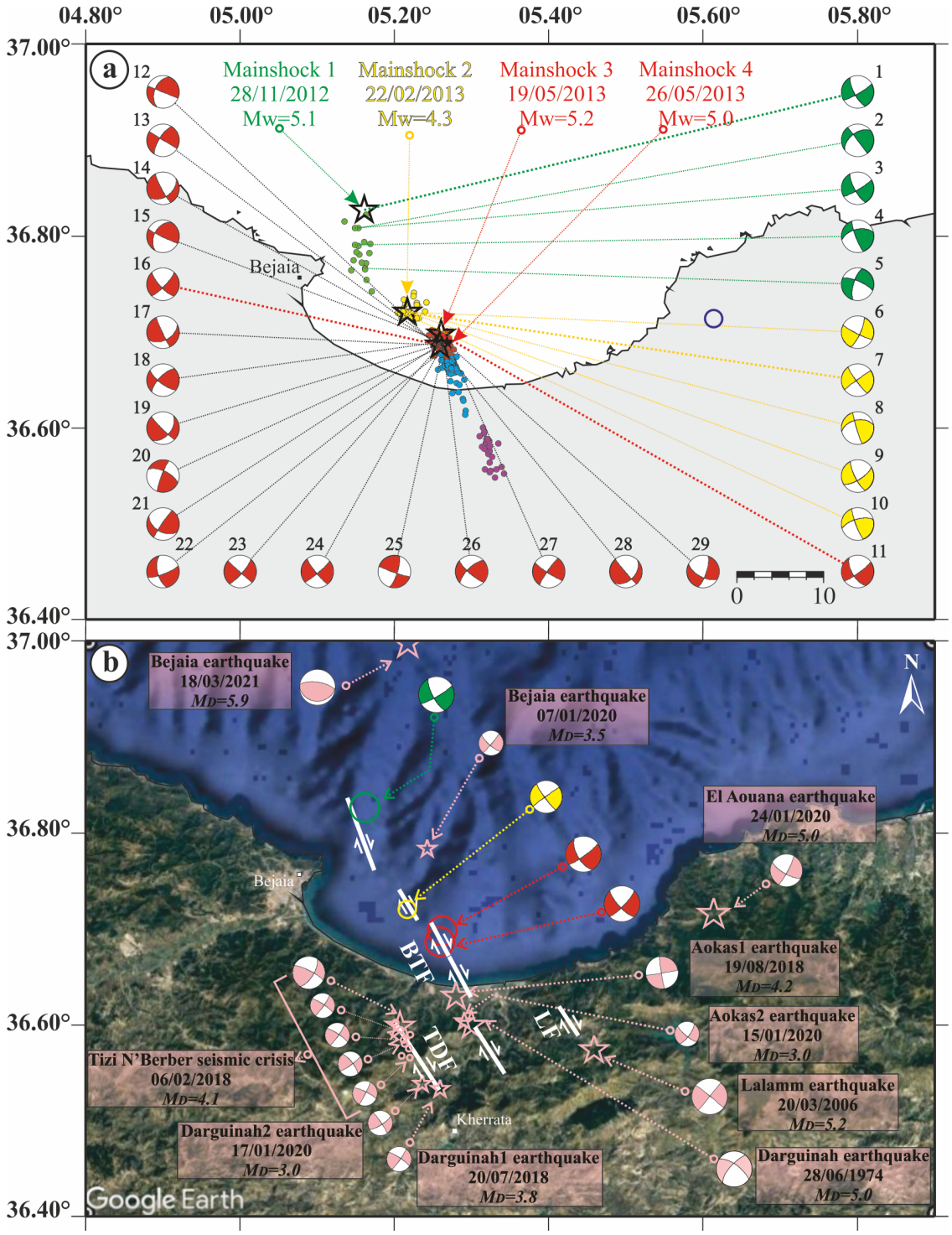


FIGURE 6.2 – (a) Distributions des 252 événements relocalisés. Les couleurs se réfèrent aux groupes de multiplets (familles) comme discuté dans (Annexe C). Le vert, le jaune, le rouge, le bleu et le violet se rapportent respectivement aux événements des premier, deuxième, troisième, quatrième et cinquième clusters de multiplets, et les mécanismes focaux pour les événements qui ont $M \geq 3$ colorés en cohérence avec le cluster de multiplets qu'ils représentent. (b) Mécanismes focaux des principaux événements survenus dans la région depuis 2006, ils sont énumérés également dans le tableau de la Figure 6.1 Les lignes blanches représentent les linéaments associés aux failles BTF et TZNB-DF, tels qu'ils sont interprétés dans cette étude, et LF d'après [Abbes *et al.* 2019].

statique cosismique du segment voisinant. Cela suggère également que le chargement des segments était dans un état de contrainte critique, c'est-à-dire uniforme et proche de la rupture. En parallèle, nous avons mis en évidence également un autre mécanisme impliqués dans les ruptures successives : la migration sismique par cause de fluide modélisable comme un processus de diffusion (Annexe C), avec une diffusivité de $6m^2/s$, associé à la diffusion du fluide interstitiel qui se fait généralement à des vitesses de l'ordre de quelques mètres par jour (dans notre cas 114 m par jour). Ces valeurs démontrent l'implication des fluides dans le déclenchement successif des répliques au sein de ces séquences sismiques.

6.3.6 La zone de transfert transversale

Cette étude a mis en évidence une zone de faille composée de segments de failles arrangées *en échelon* : la BTF, la TZNB-DF, la faille active offshore orientée NNW-SSE [Domzig 2006], et la faille de Lâalam [Abbes *et al.* 2019] formant une zone de transfert reliant le système de failles chevauchants offshore au Nord et la faille GNC=MAD de glissement dextre au sud (Figure 6.3a.b).

Les principales failles crustales et les systèmes de plis sur les marges convergentes sont généralement organisés en domaines parallèles aux marges et à fortes déformations qui façonnent l'architecture de premier ordre des ceintures orogéniques, lié au mouvement des plaques tectoniques. Cependant, des structures de second ordre, obliques par rapport à l'orogène, peuvent également être trouvées dans le système général de structures parallèles aux marges qui caractérise les marges convergentes [Stanton-Yonge *et al.* 2016]. Les failles transversales à la marge, c'est-à-dire les failles qui s'écartent de 30° à 60° de la tendance de la marge, ont été largement négligées, ce qui empêche de comprendre pleinement la partition du raccourcissement de la marge continentale [Stanton-Yonge *et al.* 2016]. Les structures de failles transversales déterminées dans cette étude sont orientées ~ 50° à partir de la marge. Ces failles restent mal connuess en raison de l'absence d'études marines supplémentaires au programme MARADJA [Yelles-Chaouche et The MARADJA Team 2006].

Le champ de contrainte local actuel dans la zone de transfert Bejaia-Babors à partir de l'inversion des mécanismes focaux implique que le champ de contraintes local dominant est un régime de décrochement horizontal pur, avec une compression horizontale maximale N-S Figure 6.3c en bon accord avec le champ de vitesse, montrant une réorientation au sens de la montre par rapport à la convergence oblique (NW-SE) de l'Afrique-Eurasie Figure 6.3c. Les champs de contraintes à l'intérieur des relais de failles individuelles peuvent également évoluer avec la formation progressive de failles, la compartimentation structurelle et l'interaction mécanique accrue entre les failles intercalées, ce qui entraîne des mouvements de failles

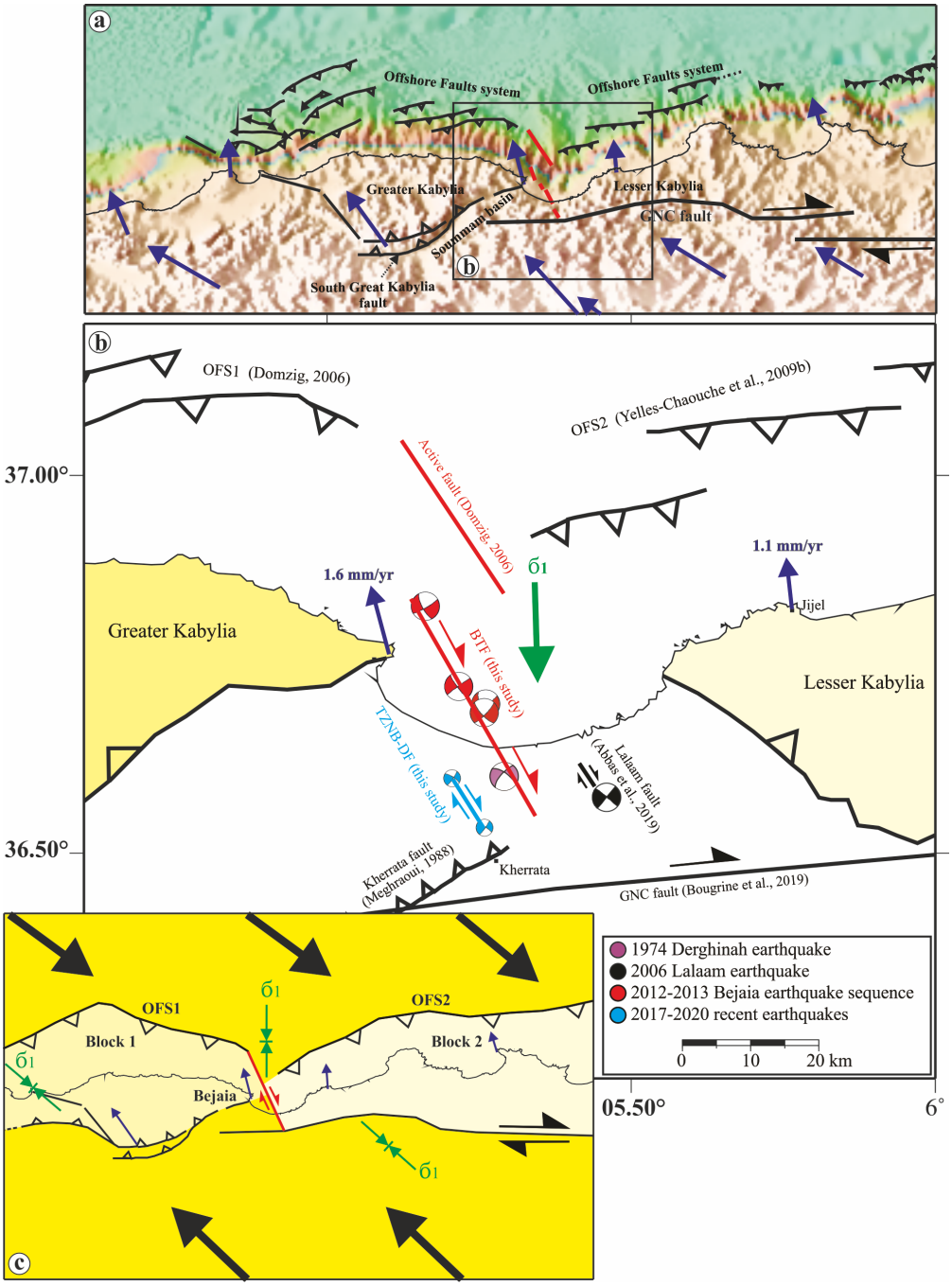


FIGURE 6.3 – (a) Carte montrant les différents systèmes de failles situés dans la zone d'étude : (1) le système de failles offshore (OFS), adapté de [Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Yelles-Chaouche *et al.* 2009] ; (2) la faille de Ghardimaou-Nord Constantine (GNC=MAD), dextre, orientée E-W [Bougrine *et al.* 2019, Meghraoui et Pondrelli 2012] ; et (3) les failles du sud de la Grande Kabylie [Boudiaf 1996]. Les vitesses GPS sont représentées par rapport à l'Eurasie [Bougrine *et al.* 2019]. (b) Carte montrant l'emplacement de la zone d'étude dans ce cas la zone de transfert entre l'OFS et la faille GNC=MAD dextre orientée N-W. Solution composite établie (en noir) des mécanismes de faille de sept répliques du séisme de Lâalam de 2006 dans [Abbes *et al.* 2019] qui révèle une faille de décrochement latéral droit. (c) Modèle de faille de la zone de transfert composé de (BTF, TZNB-DF, faille de Lâalam, faille active offshore NNW-SSE) dans un contexte régional. Les vitesses GPS sont montrées par rapport à la plaque Eurasie (flèches violettes).

qui sont guidés de façon interne [Fodor 2007, Muller et Aydin 2004, Waldron *et al.* 2007]. Celà suggère que la faille de transfert Béjaïa-Babors joue un rôle pivot en accommodant une partie du glissement sur cette structure de décrochement dextre parallèle aux mouvements des plaques convergentes obliques et également impliqué dans la réorientation locale du champ de contraintes. Tectoniquement la zone de transfert transmet la déformation à partir du système de chevauchement en large vers la faille majeure MAD.

La présente étude a démontré que la zone de transfert est la source d'activité sismique récente et fort probable historique dans la région. L'analyse des cartes topographiques à haute résolution indique un mouvement dextre le long d'anciennes structures polyphasées, suggérant la réactivation de failles préexistantes en réponse au régime de stress actuel. A titre d'exemple, les données géophysiques et géologiques suggèrent que certaines de ces failles transversales ont des caractéristiques lithosphériques de longue durée [Yáñez et Cembrano 2004].

6.3.7 Aléa sismique

Enfin, l'étude indique qu'une réévaluation du risque sismique pour la ville de Bejaia est nécessaire car la possibilité d'un grand événement sur la faille BTF est présente dans le cas où tous les segments rompent simultanément. Des investigations supplémentaires sont nécessaires pour établir une évaluation du risque tsunamigène le long du littoral de Bejaia pour un meilleur aménagement du territoire dans la région.

6.4 Le séisme d'El-Aouana du 24 janvier 2020 (Mw 5.0), dans le nord-est de l'Algérie : Aperçu d'une zone de cisaillement oblique dextre de Bejaia-Babors

Cette section de chapitre est un article destiné à être publié dans une revue scientifique spécialisée. Il est, à l'heure où sont écrites ces lignes, soumis au journal ***Tectonophysics*** intitulé « *The 24 January 2020 Mw 5.0 El-Aouana Earthquake, northeastern Algeria : Insights into a Right-Lateral Bejaia-Babors oblique Shear Zone* » dont je suis co-auteur [2]. Un résumé en français est ajouté, afin d'en présenter la séquence et ces données, et d'en expliquer les enjeux, les méthodes d'analyses utilisées et les principaux résultats.

2. Cet article est copié dans son intégralité, et dans la langue de publication (anglais) en Annexe D.

6.4.1 résumé

Le 24 janvier 2020 à 07h 24m (UTC), la région de Jijel fut secouée par un séisme de magnitude Mw 5.0. Le séisme est localisé dans la limite occidentale du bloc de la petite Kabylie, exactement à El-Aouana à 20 km de la ville de Jijel. Il a frappé une région caractérisée par une activité sismique faible où les catalogues algériens rapportent peu d'événements historiques. La secousse principale a généré une intensité maximale de VI (Échelle macrosismique européenne 1998), qui a causé des dommages mineurs aux villages d'El-Aouana, Selma Benziada et à ses environs, consistant principalement en des fissures superficielles dans des bâtiments en matériaux de faible qualité et en quelques éboulements de montagne loin de la population. L'activité des répliques a été interceptée par 7 stations portables déployées dans la région ainsi que les stations permanentes les plus proches du réseau national ADSN.

6.4.2 Problématiques

La séquence sismique d'El-Aouana 2020 se trouve dans la zone de faille de transfert de cisaillement dextre révélée dans l'étude de la section précédente (voir section 6.3 et Annexe C), composée essentiellement de plusieurs segments de failles orientés NW-SE et qui se répartissent *en échelon*, reliant le système de failles inverse offshore au nord et la faille de Mcid Aïcha-Debbagh au sud. Cette zone de cisaillement ne nous a pas encore révélé tous ses secrets ; l'analyse de la présente séquence sismique permet d'explorer les questions relatives à la complexité de de cette zone de cisaillement et aux risques locaux dans la région tectonique de l'ouest du bloc de la petite Kabylie (LKB). Les failles aveugles et non cartographiées posent un problème pour l'aléa sismique basé sur les failles. Il est donc important de déterminer où les événements se produisent et où ils pourraient se reproduire. Aussi se pose la question suivante : la faille responsable du séisme d'El-Aouana fait-elle partie du système de faille transversale *en échelon* ? Et quelle interprétation lui est donnée ?

6.4.3 Méthodologies

Afin d'acquérir une image à haute résolution de la séquence d'El-Aouana 2020, nous avons analysé les données des formes d'ondes de 360 événements en dépouillant manuellement les temps d'arrivée des ondes P et S. Dans un premier temps, nous avons calculé un modèle de vitesse locale qui minimise les erreurs de localisation et les résidus temporels et l'avons utilisé pour acquérir les solutions initiales des hypocentres. Nous avons ensuite appliqué une technique de relocalisation relative afin de fournir des hypocentres plus groupés et

d'améliorer l'image de la distribution générale des répliques, en se basant sur les temps d'arrivée $P\&S$ associées aux temps de parcours différentiels par intercorrélation. Nous avons procédé à une analyse spatio-temporelle pour étudier les modèles paramétriques possibles dans l'évolution de la séquence sismique, tels que la loi d'Omori-Ustu [Utsu 1961] ou le modèle ETAS [Ogata 1988]. Les mécanismes focaux ont été calculés en utilisant la solution du tenseur de moment pour les deux événements les plus forts et les polarités du premier mouvement des ondes P pour un grand nombre de répliques plus faible, ce qui a permis d'estimer la géométrie de la structure sismogénique. Le tenseur de contrainte a été calculé par une inversion formelle de tous les plans de faille [3]. Finalement, les paramètres de la source de l'évènement principal ont été estimés en utilisant une analyse spectrale [4].

6.4.4 Géométrie et cinématique de la faille

Dans cet article, nous présentons les résultats de la relocalisation et les mécanismes focaux de la séquence sismique d'El-Aouana. Elle a été initiée le 24 janvier 2020 avec un événement de Mw 5.0 et a été suivie de plusieurs répliques, dont une le 21 février 2020 de Mw 4.4. Notre objectif était d'identifier la structure responsable de cette activité et d'en discuter les questions relatives à la tectonique de cette zone de cisaillement située à l'ouest du bloc de la petite Kabylie. Pour cela, diverses techniques et analyses ont été employées. La localisation précise de la séquence sismique a été rendue possible grâce aux données de forme d'onde provenant à la fois du réseau national ADSN et d'un réseau local temporaire, ce qui a augmenté la résolution de l'image de la sismicité. Nous avons réussi à localiser 360 événements, les paramètres hypocentraux obtenus ont été encore améliorés en appliquant un algorithme de relocalisation en double différence (HypoDD). Au total, 290 événements ont été relocalisés avec succès (environ 80% de la séquence) orientés NW-SE (Figure 6.4), compatibles avec une faille découverte par reconnaissance géologique [Arab *et al.* 2016]. La profondeur des foyers varie entre 5 et 10 km, avec une profondeur moyenne d'environ 7,5 km (Figure 6.4).

La géométrie des stations d'enregistrement voisines a permis de déterminer 46 mécanismes focaux, dont 44 ont été contraints en utilisant les polarités du premier mouvement des ondes P et 2 en utilisant l'inversion des formes d'ondes. La plupart des mécanismes focaux sont caractérisés par des failles décrochantes de glissement dextre Figure 6.4. La distribution spatiale de la sismicité relocalisée et les mécanismes focaux révèlent que la zone activée a une longueur de ~ 6 km. Il s'agit d'une structure décrochante de mouvement dextre

3. voir Chapitre 3 3.
4. voir Chapitre 3 3.

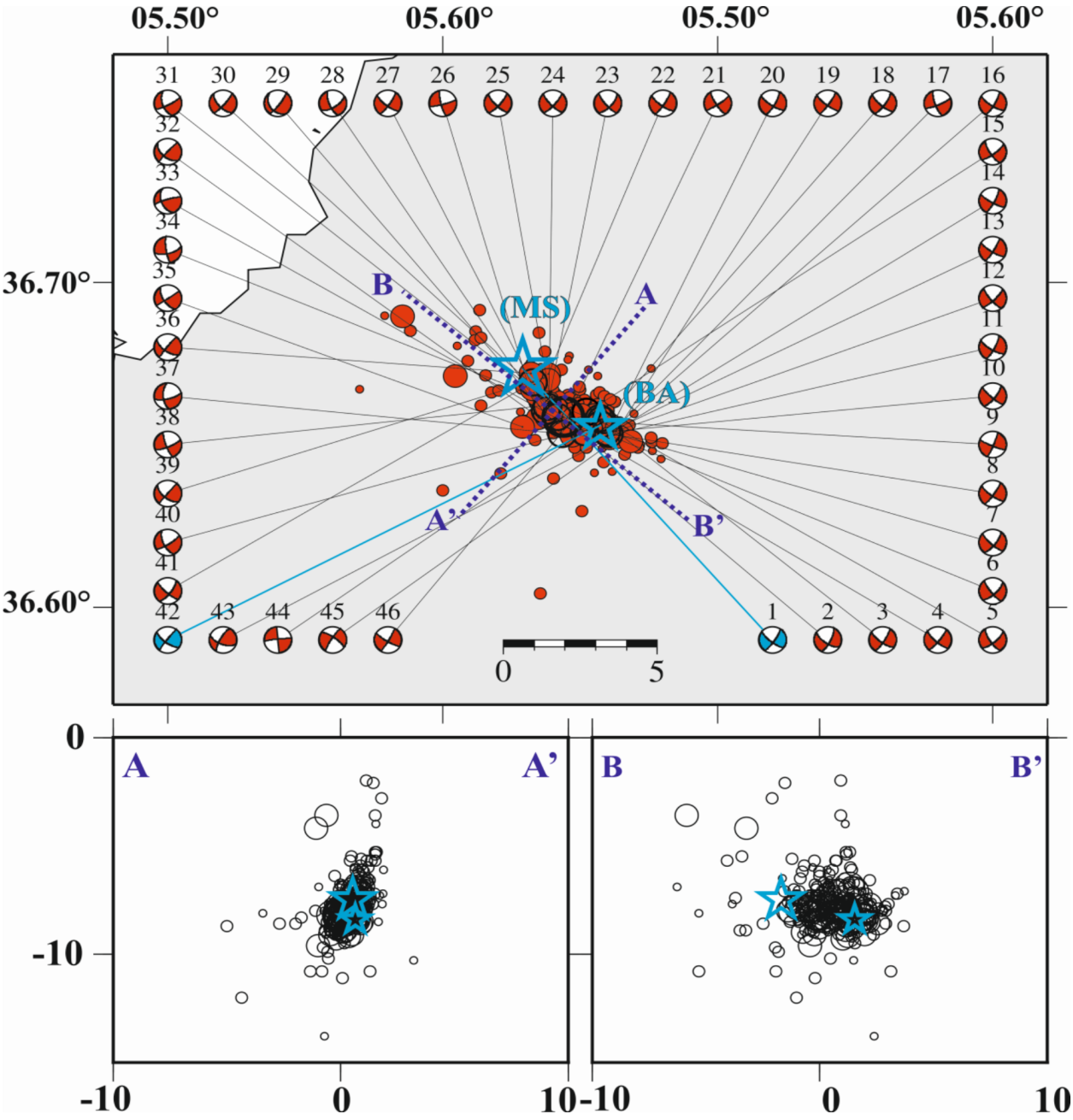


FIGURE 6.4 – Distributions horizontale et verticale des 290 événements relocalisés du séisme El-Aouana de 2020, montrant 46 mécanismes focaux des événements avec $M \geq 2$. Les mécanismes focaux sont numérotés comme dans le tableau 2 (Annexe D). Les étoiles bleus : MS l'évènement principale Mw 5.0, tandis que BS montre la plus grande réplique Mw 4.4.

quasi-verticale orientée NW-SE et plongeant à ~ 75° SW. Les orientations moyennes des axes T et P sont respectivement E-W et N-S, respectivement. La tendance des axes de compression est compatible avec les résultats déduits des observations sismologiques [Boulahia *et al.* 2021,

Yelles-Chaouche *et al.* 2021], et GPS [Bougrine *et al.* 2019].

6.4.5 Analyse statistique de l'évolution spatio-temporelle

Les deux modèles Omori-Ustu et RETAS ont été ajustés aux données pour une période allant du jour 24 janvier 2021 (jour du choc principal) à Td=68 jours. On peut remarquer que les ajustements des modèles pour cette période montrent des ajustements déficients. Ceci est la conséquence d'un nombre réduit de répliques sur lesquelles les taux de sismicité sont estimés. Pour cette séquence la station la plus proche de la secousse principale est à 30 km ce qui entraîne la perte de nombreuses répliques faibles pour la période avant l'installation des stations mobiles. Les prévisions ont systématiquement sous-estimé des séquences individuelles, par exemple la période suivant la plus grande réplique du 21 février 2021 Mw 4.4. En même temps, le nombre total cumulé d'événements correspondait bien à la fin de toute la période. Ceci est dû au critère de vraisemblance qui pénalise les non-concordances. Pendant 40 jours après la plus grande réplique, RETAS montre une augmentation significative du taux de sismicité par rapport à la loi Omori-Utsu extrapolée, une telle observation suggère que cette région a connu un épisode de déclenchement après la réplique Mw 4.4. Selon l'hypothèse de [Utsu *et al.* 1995], l'absence de petits événements au début de la séquence de répliques provoque l'instabilité de l'estimation de la formule d'Omori-Utsu. Les petits tremblements de terre non détectés ont un impact significatif dépendant du temps dans la balance de la sismicité observée et l'absence de modélisation de leur effet provoque des paramètres biaisés [Helmstetter *et al.* 2006]. Le α calculé $= 0,85$ indique une séquence de type essaim. Or, comme mentionné dans [Ogata 1988; 1999], un petit α implique que la sismicité ressemble plus à un essaim tandis qu'un grand α implique des séquences mainshock-répliques. La valeur élevée de α dans cette analyse est plus raisonnable puisque cette séquence est clairement une séquence de répliques. Les paramètres estimés varient considérablement lorsque le seuil de magnitude change[Zhuang *et al.* 2017]. Nous employons une magnitude de complétude ($Mc = 2$). Lorsque le seuil de magnitude est beaucoup plus bas que le niveau de complétude, les estimations donnent une valeur α plus faible, ce qui implique que l'influence de l'absence à court terme de répliques sur les estimations des paramètres RETAS ne doit pas être ignorée. Lorsque des répliques manquent à court terme, la détection du point de changement dans la sismicité devient compliquée. Le paramètre μ désigne le taux de forçage et a été utilisé comme indicateur de l'activité due aux fluides [Hainzl et Ogata 2005].

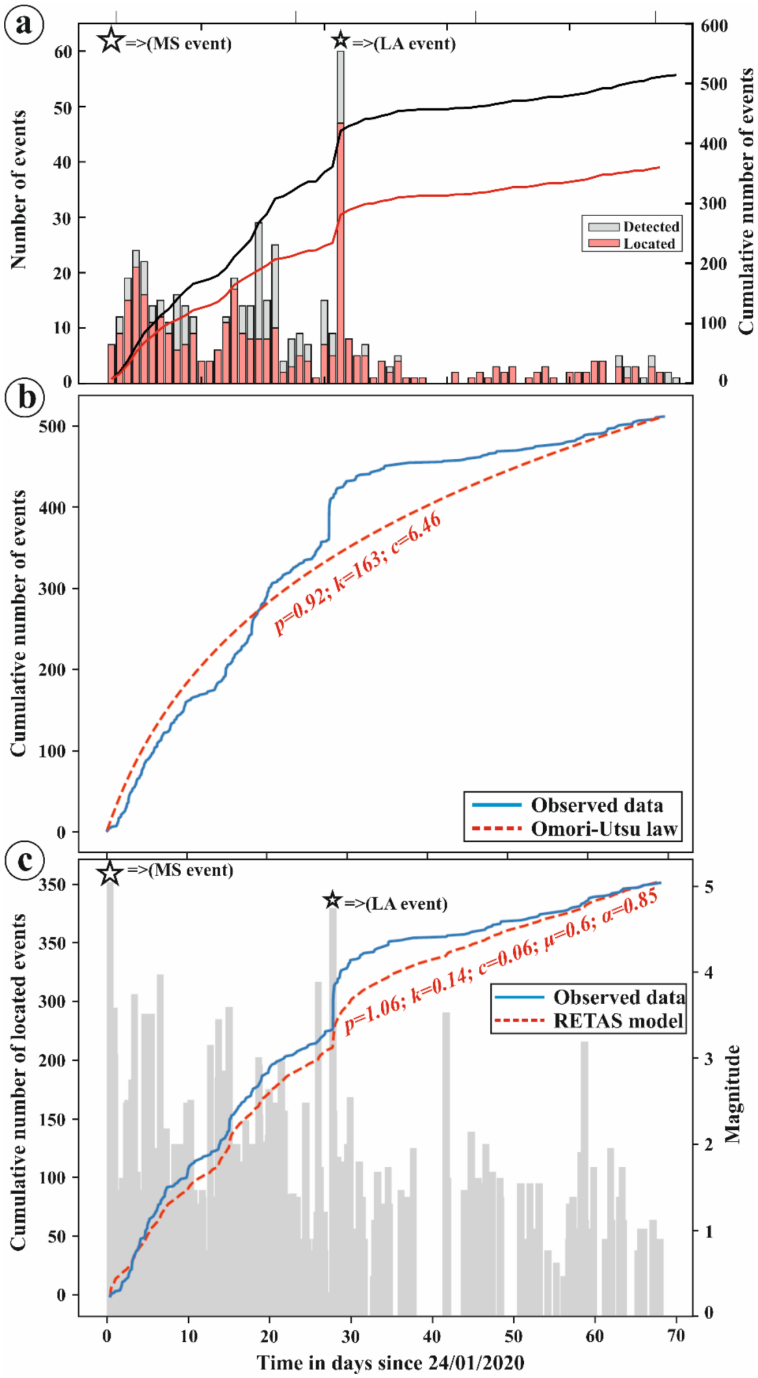


FIGURE 6.5 – (a) Histogrammes des évènements détectés (gris) et localisés (rouge), associés aux nombre cumulé d'événements détectés et localisés par jour. (b) La courbe de décroissance de la loi d'Omori-Utsu pour le séisme d'El-Aouana de 2020 et le nombre cumulé d'événements enregistrés en fonction du temps pendant 70 jours à partir de l'occurrence de la secousse principale du 24 janvier 2020. p, k et c sont les constantes d'Omori. (c) Modèle du meilleur ajustement ETAS pour le nombre cumulé d'événements supérieurs à la magnitude M 2.0 pour le séisme d'El-Aouana de 2020. p, k, α, μ et c sont les paramètres RETAS.

Le modèle RETAS ajusté donne un faible taux de forçage $\mu = 0,6$ événements par jour conduisant à un total d'environ 40 tremblements de terre sur toute la période de la séquence de 68 jours, ce qui signifie que seulement 14% de tous les tremblements de terre sont déclenchés de l'extérieur. La grande majorité est une activité auto-déclenchée. Les 14% peuvent être causés par des forces entraînées par les fluides. Le paramètre c peut varier de 0,01 jour à plus de 1 jour, le c calculé = 0,06, dépendant fortement du taux d'activité au début de la séquence [Utsu *et al.* 1995]. [Zhuang *et al.* 2017] ont reconstitué des données pour les catalogues non-complets, ce qui a donné des valeurs c et p dans les décroissances temporelles de type Omori presque constantes, mais pas pour l'ensemble de données dans les catalogues originaux. Cela indique que l'absence de petits événements au début de la séquence de répliques provoque l'instabilité de l'estimation de la formule d'Omori-Utsu, comme l'ont souligné [Utsu *et al.* 1995].

6.4.6 Ellipsoïde de déformation

La zone de transfert de Bejaia-Babors-El-Aouna n'est pas le tracé principal de la faille ; elle s'est plutôt développée comme une faille secondaire dans une zone de cisaillement à glissement dextre, où le régime tectonique local est purement décrochant ([Boulahia *et al.* 2021] et cette étude). Plusieurs styles de failles sont susceptibles de se produire dans une zone de déformation décrochante [5]. En tenant compte de l'orientation des axes de compression maximum ($\sigma 1$) et minimum ($\sigma 3$) déduits dans cette étude, nous construisons une ellipse de déformation pour la zone de transfert de Bejaia-Babors-El-Aouana comme indiqué dans la (Figure 6.6a) sachant que la géométrie de base de la structure de Riedel consiste en des bandes de cisaillement conjuguées disposées en réseaux en-échelon et désignées par R et R' (Figure 6.6b). Ici, R est la zone de cisaillement de Riedel et correspond aux failles BTF, TDF, LF et AF. Tandis que R' est une zone de cisaillement conjuguée de Riedel et correspond à une faille profonde aveugle des Babors, identifiée par [Obert 1981], mais jusqu'à présent, nous n'avons enregistré aucune preuve sismologique de cette tendance. Quant aux failles T (*Thrust*) chevauchantes, il est intéressant de noter la bonne correspondance entre les failles de chevauchement dans l'ellipse de déformation et le système de failles de chevauchement offshore au nord ainsi que les plis chevauchants et la faille inverse de Kherrata au sud. Tous les mécanismes focaux d'El-Aouana se sont produits sur le cisaillement synthétique de Riedel. Les structures de Riedel sont des réseaux de bandes de cisaillement, qui se développent généralement dans des zones de cisaillement simple au cours des premières étapes de la formation de failles, et qui peuvent se transformer en failles transverses à un stade avancé

5. voir chapitre 1.

[Yang *et al.* 2017].

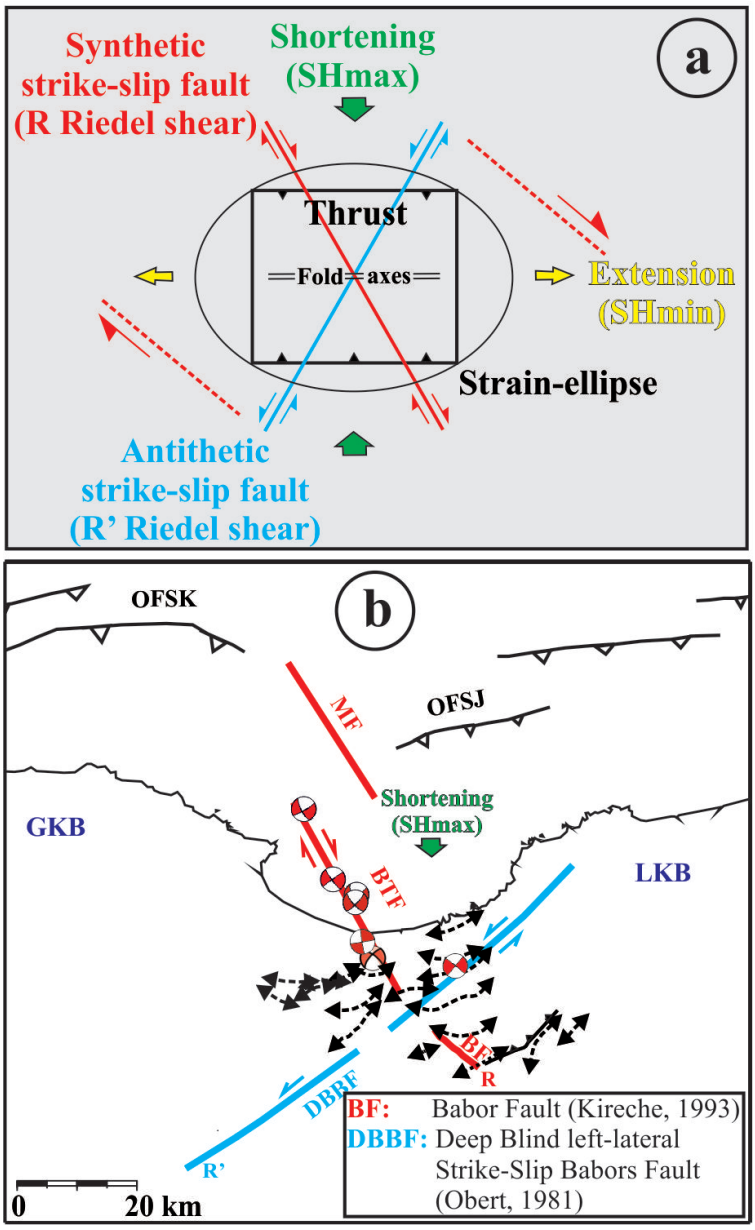


FIGURE 6.6 – (a) ellipse de déformation qui montre les orientations et le sens du mouvement sur les failles de cisaillement auxiliaires associées à une zone de cisaillement principale dextre orientée NW-SE dans un champ de contrainte avec des axes de contrainte principaux de compression maximale N-S (SHmax), et de compression minimale E-W (SHmin). R est un cisaillement de Riedel synthétique à la trace de la faille principale, R' est un cisaillement de Riedel conjugué antithétique à la faille principale. T représente plis et failles chevauchantes. (b) R correspond aux failles BTF, MF et BF. Tandis que R' correspond à une faille profonde aveugle de Babors, identifiée par [Obert 1981]. Les flèches discontinues correspondent à des plis de chevauchement.

6.4.7 Aléa sismique

Pour déterminer si le séisme de 2020 Mw 5.0 a pu déclencher l'événement de 2021 Mw 4.3, nous avons calculé les changements de la contrainte de Coulomb, en utilisant le programme Coulomb 3.3 [Lin et Stein 2004, Toda *et al.* 2005]. Le résultat affiché dans la (Figure 6.7) montre que la rupture de l'événement Mw 4.3 se trouve dans un lob de contrainte de Coulomb positif. Ainsi, il est possible que l'événement Mw 5.0, qui est situé dans une zone complètement déchargée, ait rapproché le segment de faille responsable de l'événement Mw 4.3 de la rupture.

Des augmentations de ΔCFF de l'ordre de 1 bar peuvent très bien ne pas être la principale source de chargement de contrainte pour les failles, mais si ces failles sont déjà dans un état critique proche de la rupture, toute augmentation de ΔCFF peut déclencher des séismes. L'occurrence de tels cas documentés dans plusieurs régions du monde semble indiquer qu'à tout moment, des failles sont susceptibles d'être proches de la rupture, et que toute petite perturbation de l'état de contrainte peut déclencher une rupture. En combinant un modèle physique (changements de contrainte de Coulomb) avec un modèle statistique (calculs de probabilité), a montré que de grands changements positifs de contrainte de Coulomb peuvent augmenter de manière significative la probabilité d'un tremblement de terre fort sur des failles spécifiques.

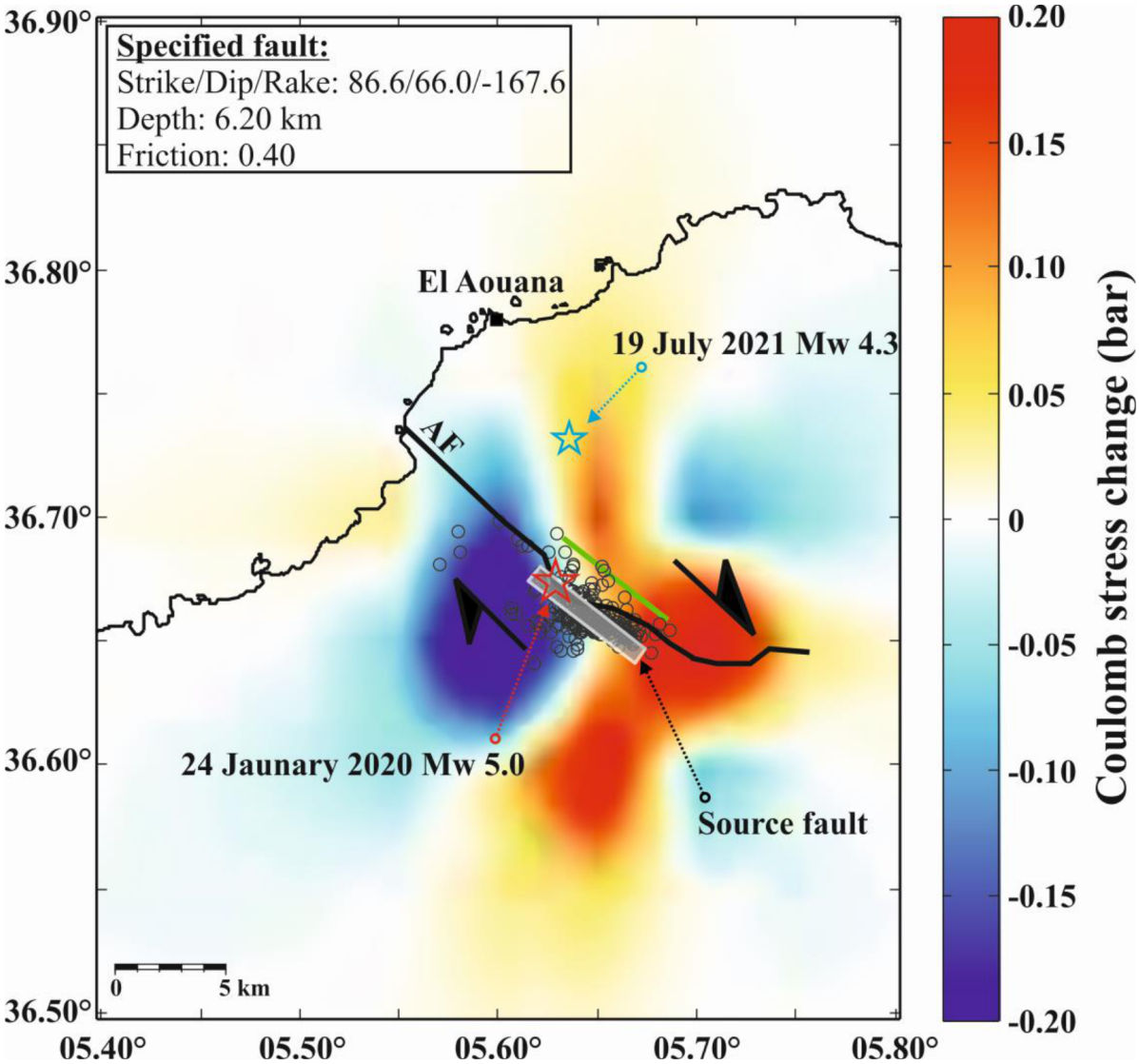


FIGURE 6.7 – Variation de la contrainte de Coulomb due au segment de faille NW-SE (direction N128°E, pendage 74°, inclinaison -168°) sur le segment de faille ciblé E-W (direction N87°E, pendage 66° vers le SE, inclinaison -168°).

6.5 Discussion et conclusion

Les études complètes de deux séquences sismiques dans deux régions voisines Béjaia-Babors et EL-Aouana, ainsi que le groupe d'évènements à Tizi-N'Berber révèlent les caractéristiques des structures géologiques de subsurface et la variabilité de la sismicité dans chacune d'elles. Dans ce chapitre, nous avons résumé les études en détaillant ce que nous avons appris des principales conclusions de chaque séquence, à propos de la géométrie des structures actives, de leurs rôles tectoniques dans la répartition de la déformation, entre autres. En définitive, ces études ont révélé des informations importantes pour la connaissance du réseau des structures actives de la région et de la déformation associée.

6.5.1 Architecture du système de failles transversales

Les failles actives d'une région peuvent être identifiées, partiellement identifiées ou complètement inconnues. Nous devons prendre cette situation en considération afin de permettre la modélisation de toutes les sources sismiques envisageables. Les séquences de Béjaia-Babors et le groupe de séismes de Tizi-N'Berber se sont produits sur des failles actives jamais cartographiées. La séquence d'El-Aouana s'est produite quant à elle sur une faille qui semble s'aligner sur une faille identifiée géologiquement [Arab *et al.* 2016]. La littérature fournissait d'autres segments de failles actives au large de Béjaia dans le NW [Domzig 2006, Harbi *et al.* 1999] et sur terre dans le SE [Abbes *et al.* 2019, Beldjoudi *et al.* 2009]. La zone de faille mise en évidence par cette étude est composée de plusieurs segments d'orientations (NW-SE) et de cinématique semblable (dextre), présentant un risque important pour les zones habitées, car une rupture simultanée des différents segments n'est pas à exclure ainsi que des ruptures en cascade de segment à segment. Des événements de grande à moyenne intensité peuvent être donc suivis par d'autres événements de grande à moyenne intensité. Pour cela, la connexion des différents segments de failles doit également être étudiée et modélisée dans les cas où des ruptures ou des séquences sismiques croisent des failles actives connues. Par exemple, concernant le dernier séisme de Béjaïa le 18 mars 2021 de magnitude Md 6, les résultats préliminaires le donne sur une faille inverse orientée ~ E-W qui se connecte au segment BTF (Figure 6.8a et Figure 6.9a). Les géométries des failles analysées dans ce chapitre étaient les suivantes :

— *Béjaïa-Babors 2012-2013*, entre 6 et 12 km de profondeur, une structure dextre d'une orientation moyenne ~ N140°E, plongeant vers le sud-est à ~78°, sur quatre segments distincts.

— *Tizi N'Berber les événements entre 2017 et 2020*, entre 6 et 11 km de profondeur, frappant ~ N154 °E et plongeant ~77° vers le nord-est, de mouvement dextre.

— *El-Aouana 2020*, entre 5 et 10 km de profondeur, une structure décrochante de mouvement dextre quasi-verticale orientée NW-SE et plongeant à ~75° SW.

Maintenant que nous disposons de ces éléments d'information, la question qui se pose est la suivante : que pouvons-nous faire pour améliorer la réduction du risque sismique dans cette région ? Utilisant la connaissance révélée sur ces nouveaux segments de faille, l'aléa sismique peut ainsi être réévalué pour estimer des événements de plus grande magnitude sur des failles proches ou des failles géologiques aveugles, où l'aléa est inconnu.

6.5.2 Les forces motrices des évènements sismiques

Les séquences de Béjaïa-Babors et El-Aouana étudiées dans cette thèse se sont avérées être très probablement issues d'une accumulation de la contrainte tectonique. Cependant la séquence de Béjaia-Babors a montré deux facteurs moteurs de rupture distincts.

Le premier semble plutôt lié à un rôle des fluides. Il est en effet connu que les variations de la pression du fluide interstitiel peuvent déclencher une rupture sismique en réduisant la résistance au cisaillement d'une faille. Le mécanisme est le suivant : la contrainte normale effective de la faille est réduite par l'effet contraire de la pression du fluide. Le flux de fluide provoque une variation de la pression interstitielle, modifie la résistance de la faille et déclenche des séismes, en particulier lorsque la croûte est dans son état critique [Hainzl *et al.* 2006]. Les essaims impliqués dans les fluides peuvent être modélisés comme un processus de diffusion, avec une diffusivité allant de 0,02 à environ $10 m^2/s$ [Do Nascimento *et al.* 2005, Parotidis *et al.* 2003, Shapiro *et al.* 2005]. La diffusion du fluide interstitiel se fait généralement à des vitesses de l'ordre de quelques mètres par jour, ce qui est généralement beaucoup plus lent que la migration due au glissement asismique, qui se fait généralement à des kilomètres par heure [Roland et McGuire 2009]. Les évènements de la séquence Béjaïa-Babors se propageant à un rythme similaire à celui de la diffusion, de l'ordre de $5-6 m^2/s$, et une vitesse de migration constante de l'ordre de $114 m$ par jour, les processus de diffusion de fluides avec les variations des contraintes de Coulomb semblent avoir co-modulé la rupture sur la faille BTF par la rupture ultérieure de plusieurs segments de faille, une fois atteints par la perturbation de pression.

La reconnaissance d'un tel mécanisme d'activation d'une faille a des conséquences évidentes en terme de prévisions probabilistes qui peuvent être émises pendant une séquence sismique en cours, lorsque les structures sismogéniques d'une région sont connues. D'après

[Malagnini *et al.* 2012] ils peuvent avoir un impact substantiel sur les estimations de l'aléa sismique dans la région. D'une part, la variation de la pression du fluide interstitiel décrite contribue à la décharge de l'énergie de déformation dans une zone relativement large, ce qui donne un impact important sur les estimations de l'aléa sismique en fonction du temps. D'autre part, bien que les failles soient capables de produire de grands tremblements de terre, les auteurs soutiennent qu'un mécanisme physique de décharge précoce de l'énergie de déformation stockée peut réduire la fréquence d'occurrence des grands événements.

Le second mécanisme mentionné dans le paragraphe précédent ayant contribué au déclenchement des séismes sur la faille BTF est les perturbations de la contrainte statique de Coulomb, comme décrit par exemple par [Stein 1999, Toda *et al.* 2005]. L'occurrence de la migration des événements entre des segments adjacents, initiée par des déclenchements en cascade s'explique par des interactions latérales cosismiques de contrainte de Coulomb. L'état de contrainte critique du chargement (c'est-à-dire uniforme et proche de la rupture) le long de tous les segments de faille permet ensuite la propagation des séquences de séismes [Pondard *et al.* 2007]. L'interaction entre les failles, étudiée par les changements de contraintes statiques, a montré que ces "déclencheurs" provoquent de petites variations dans le champ de contraintes statiques $< 0,1$ bar, capables d'induire la réactivation de failles voisines proches de la rupture [Toda *et al.* 1998, Ziv et Rubin 2000]. Pour la séquence Béjaïa-Babors, les variations positives, correspondant à des conditions de contrainte favorables à la rupture, avaient des amplitudes $< 0,1$ bar. Des changements de contraintes de Coulomb positifs se sont également produits sur une structure parallèle (orientée NW-SE) où se trouvent plusieurs séismes récents, comme celui de Tizi N'Berber [Boulahia *et al.* 2021].

Les processus d'interaction avec les tremblements de terre peuvent être classés comme statiques (cosismiques) et dynamiques [Freed 2005]. Nous ne considérons ici que les processus statiques. Les deux mécanismes de rupture décrits plus haut (statiques et fluides) pouvaient déclencher des événements sismiques même plusieurs jours après l'excitation dynamique due au passage des ondes sismiques ; ce mécanisme n'a pas été analysé dans cette thèse mais son implication dans l'évolution de la séquence de Béjaia-Babors n'est pas à exclure. Nous ne nous pouvons pas non plus définir le mécanisme dominant entre la pression du fluide interstitiel et les variations des contraintes de Coulomb. Enfin, il serait utile d'examiner les caractéristiques d'événements modérés très rapprochés dans le temps et l'espace survenant sur des structures adjacentes ou croisées. Nous pourrions déterminer quelles caractéristiques sont similaires et quelles caractéristiques diffèrent, et si ces caractéristiques contrôlent le timing des événements modérés suivants.

6.5.3 Répartition des déformations actives dans la région ouest du bloc de Petite Kabylie et rôle de la structure transversale

La répartition actuelle des déformations dans le nord-est de l'Algérie, résultat de la convergence des plaques Eurasie-Afrique orientée NW-SE, se caractérise par les deux principales structures de failles qui délimitent le bloc de la Petite Kabylie au nord et au sud (Figure 6.8a). La première est le système de failles de chevauchement offshore (OFSJ) associé à un taux de déficit de glissement de 1,5 mm/an, et la seconde est la zone de faille MAD orientée E-W sur laquelle s'effectue un déplacement dextre avec un taux de déficit de glissement actuel important, estimé à ~ 2,4 mm/an (Figure 6.8b). La convergence oblique est spatialement partitionnée en glissement orthogonal (chevauchement) qui accommode le raccourcissement et en mouvement de glissement dextre qui accommode le cisaillement, alors que dans le bloc de la Grande Kabylie (GKB), les vecteurs de glissement de chevauchement sont subparallèles au mouvement global NW-SE Eurasie-Afrique [Bougrine *et al.* 2019], ce qui suggère qu'aucun partitionnement ne se produit et que toute la convergence est accommodée par un raccourcissement sur les failles et les plis de chevauchement. Dans plusieurs régions de convergence oblique dans le monde, le glissement entre les blocs convergents est généralement divisé en failles de chevauchement presque pures sur certaines failles et en failles de décrochement presque pures sur d'autres failles subparallèles (par exemple [Berberian *et al.* 1992, Jackson 1992, Talebian et Jackson 2002]. Les vecteurs de glissement calculés à partir des principaux mécanismes focaux récents ((Figure 6.8b) confirment la répartition de la convergence oblique globale NW- SE entre les composantes de raccourcissement et de décrochement. Les vecteurs de glissement sont subparallèles à la faille MAD et à la BTF, tandis qu'ils sont perpendiculaires à l'OFSK et à l'OFSJ. Le passage du partitionnement dans LKB à l'absence de partitionnement au GKB le long d'une zone de mouvement décrochant nécessite la zone de cisaillement NW-SE à l'Ouest du bloc de la Petite Kabylie, reliant le système de failles MAD et le système de failles offshore. Le rôle tectonique de la structure transversale dextre est expliqué comme suit : le mouvement décrochant, enregistré à l'arrière de la chaîne par la faille MAD et issu du partitionnement de la convergence oblique, est transmis et distribué vers l'intérieur de la chaîne par l'intermédiaire d'un glissement sur la BTF et des failles associées : BTF, TDF, LF, et la faille active offshore NNW-SSE MARADJA (MF) [Boulahia *et al.* 2021].

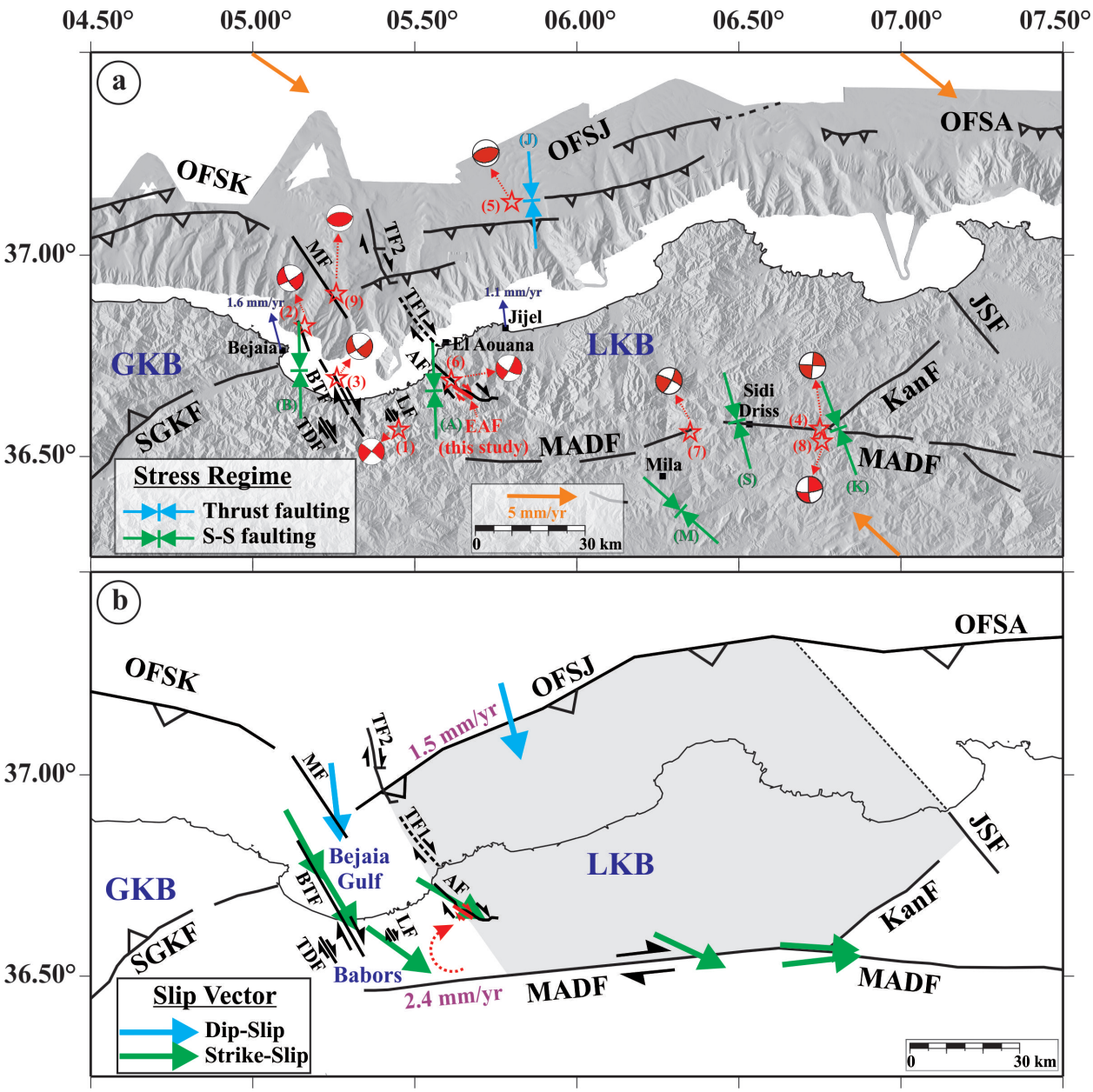


FIGURE 6.8 – (a) Carte sismotectonique de la zone d'étude , affichant les principales failles actives (inspirées de [Abbes *et al.* 2019, Arab *et al.* 2016, Boulahia *et al.* 2021, Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Meghraoui 1988, Raoult 1974, Villa 1980] ainsi que les mécanismes focaux des séismes récents de $M \geq 5$. Les symboles de contrainte représentaient les orientations des SHmax (B : Bejaia ; A : El-Aouana ; J : Jijel ; S : Sidi Driss ; K : El Kanteur et M : régions de Mila). Les vitesses GPS sont indiquées par rapport à la plaque Eurasie (flèches violettes). Vecteur de plaque général (flèches orange) représenté par rapport à l'Eurasie (en haut) et à la Nubie (en bas) d'après [Bougrine *et al.* 2019]. (b) les flèches bleues représentent les vecteurs de glissement des failles de chevauchement ou inverses, tandis que les flèches vertes représentent les vecteurs de glissement des failles de décrochement.

6.5.4 La zone transversale de Bejaia-Babors est-elle une zone de cisaillement ?

La zone de transfert oblique séparant les deux blocs de la grande (GKB) et la petite (LKB) Kabylie et sa structure interne définissent une zone de 30-35 km de largeur constitué de plusieurs segments orientés NW-SE de mouvement dextre. Elle présente également plusieurs indicateurs en faveur d'une zone de cisaillement (*Shear zone*) :

1. *Preuves géophysiques et géodésiques :* En général, les zones de transition entre des régions où l'épaisseur de la croûte est différente et où les modes de chevauchement de la croûte continentale sont différents sont des zones naissantes de glissement décrochant oblique au front de collision [Reuther *et al.* 1993]. Une disparité crustale a été révélée par les profils sismiques de la campagne MARADJA2/SAMRA 2005 devant les blocs GKB et LKB [Déverchère *et al.* 2005], à partir desquels il a été possible de dresser une carte structurale de la marge sous-marine orientale algérienne [Domzig 2006]. A partir de ces données, un réseau de failles chevauchantes a été observé par paliers superposés, exprimé sur les données topographiques et bathymétriques par des plis asymétriques Figure 6.9a. Ces failles de chevauchement sont toutes de pendage sud, et certaines contrôlent le soulèvement d'un mur suspendu de type « *rollover* » au large du GKB. Cependant, les plis et les chevauchements sont très peu développés au large du LKB, peut-être en raison d'une apparition plus tardive de la tectonique et donc de moins de contraintes dans cette zone [Domzig 2006]. En ce qui concerne l'inhomogénéité de la croûte sous-jacente, une vitesse de déformation différentielle de $0,5 mm/an$ a été identifiée entre le GKB et le LKB, sur la base des mesures des stations GPS de Bejaia (GKB) et de Jijel (LKB) [Bougrine *et al.* 2019] Figure 6.9a).
2. *Preuve géomorphologique :* la forme concave dans la carte du relief bathymétrique et dans le chevauchement OFSK lorsqu'elle s'approche du MF Figure 6.9a. Cette rotation est cohérente avec un cisaillement dextre le long de la zone de cisaillement orientée NW-SE proposée.
3. *Preuve tectonique offshore :* le linéament NNW-SSE [Domzig 2006] dans le Golfe de Bejaia qui a été interprété [Harbi *et al.* 1999] comme une faille plio-quaternaire (MF dans laFigure 6.9). Les glissements de terrain et les accumulations sédimentaires associés suggèrent que la faille est active. Deux failles également de décrochement orientées NW-SE avec des composantes normales (TF1 et TF2 dans la Figure 6.9a), visibles sur les données sismiques, semblent être actives [Arab *et al.* 2016].
4. *Preuves géologiques à terre* : Des failles de décrochement affectent les ceintures calcaires

du Jurassique sur la côte (dans la région des Babors) en plis d'entraînement et des décalages stratigraphiques cohérents avec un mouvement de glissement dextre [Kireche 1993], [6]). De plus, les limites de cette zone de cisaillement sont marquées par des roches magmatiques, des fragments ophiolitiques et des minéralisations. En effet, le complexe ophiolitique mafique et ultramafique récemment reconnu de Texenna est situé dans la continuité sud-est de la faille d'El-Aouana [Boukaoud *et al.* 2021], alors que le complexe igné miocène d'El-Aouana [Chazot *et al.* 2017] est exposé juste au nord-ouest de cette faille. De plus, la limite ouest de cette zone de cisaillement est caractérisée par la présence de fragments ophiolitiques (gabbro, laves mafiques) [Obert 1981], de roches magmatiques miocènes (diorite de Bou Zazen) [Kireche 1993] et de "mélange" triasique près du passage de la faille transversale des Babors. Plus au sud, des manifestations de minéralisation Cu-Ag-Fe (mines de Tadergount et Beni Felkai) [Glaçon 1967] sont répandues près du passage de la faille Tizi N'Berber-Darguinah (TDF). Toutes ces caractéristiques sont cohérentes avec la présence d'une zone de cisaillement ou de suture complexe dans la région.

5. *Preuve sismologique :* le nuage de sismicité global pour la période (1900-2020) montre une tendance majeure NW-SE (Figure 6.9c) à travers la chaîne de montagnes des Babors et la baie de Bejaia, et la largeur de cette tendance pourrait indiquer une largeur de zone de cisaillement d'environ 30 km à la profondeur de la sismicité (10-15 km). Cela indique que la zone de cisaillement s'étend jusqu'à au moins 15 km de profondeur. En raison de la ductilité de la croûte inférieure, elle peut être plus profonde, mais les preuves sismiques seules ne permettent pas d'aller plus loin. A l'intérieur du nuage, plusieurs mécanismes de foyer d'événements clés montrent une faille de décrochement dextre orientée NW-SE [Abbes *et al.* 2019, Beldjoudi *et al.* 2009, Boulahia *et al.* 2021].
6. *Rotation des vecteurs de contraintes et de vitesses :* L'orientation de la compression horizontale maximale N-S en bon accord avec le champ de vitesse, montrant une réorientation dans le sens des aiguilles d'une montre par rapport à la convergence oblique (NW-SE) de l'Afrique-Eurasie. Les champs de contraintes à l'intérieur des relais de failles individuelles peuvent également évoluer avec la formation progressive de failles, la compartimentation structurelle et l'interaction mécanique accrue entre les failles intercalées, ce qui entraîne des mouvements de failles qui sont guidés de façon interne [Fodor 2007, Muller et Aydin 2004, Waldron *et al.* 2007]. Le champ de contraintes peut être dévié par rapport à des failles préexistantes [Tingay *et al.* 2010, Yale 2003] ; dans la région de Béjaïa-Babors, nous avons l'héritage d'une structure majeure de glissement NW-SE résultant de l'amarrage des blocs LKB et GKB au

6. voir la Fig. 10 dans Annexe C.

continent africain [Schettino et Turco 2006].

6.5.5 Origine et évolution des relais (*stepover*) dans la zone de cisaillement

Nous étudions les relais pour bien comprendre l'interaction entre les segments de faille qui se chevauchent dans la zone de cisaillement de Bejaia-Babors et pour définir le développement tectonique. Ces zones sont causées par l'interaction entre des segments de faille et peuvent présenter un large éventail de modèles de fracture interne en fonction de la cinématique, des propriétés des failles et des hétérogénéités structurelles préexistantes (par exemple, Kim *et al.* [2004]). Les chevauchements de failles et leurs structures internes montrent un grand degré d'indépendance d'échelle et peuvent être considérés comme une partie anormalement épaisse et complexe de la zone de dommages des failles [Fossen 2020, Fossen *et al.* 2005, Kim *et al.* 2004] qui diffère de la zone de dommages aux extrémités des failles [McGrath et Davison 1995] et le long des failles (zones de dommages ordinaires des parois de failles ; ([Caine *et al.* 1996]).

Avant de commencer la prospection, nous montrons sur la Figure 6.9 a et b les principaux mécanismes focaux en fonction de la cinématique de faille correspondante. Nous distinguons (1) les mécanismes au foyer inverse orienté ~ E-W (couleur jaune) sur les segments de faille OFSJ dans la partie nord, (2) les mécanismes au foyer de décrochement dextre NW-SE (couleur rouge) associés aux segments BTF, TDF, LF et EAF qui constituent la zone de cisaillement étudiée, (3) les mécanismes au foyer de décrochement dextre orienté ~ E-W (couleur bleue), qui sont situés dans les relais comme détaillé ci-dessous.Le type de segment de faille MF et sa cinématique ne sont pas spécifiés dans le modèle de faille de la figure 6.9a. Cependant, MF est actif selon les [Domzig 2006, Harbi *et al.* 1999], bien qu'ils ne précisent pas le type de mouvement. Sachant que les failles NW en Algérie sont généralement des failles à glissement dextre et que tous les segments de faille composant le système de transfert montrent un mouvement dextre, nous pouvons présumer que MF est une faille à glissement dextre car elle est incluse dans la zone de transfert Figure 6.9a.

Les relais montrent un mouvement dextre sur les structures E-W Figure 6.9. Plusieurs failles E-W ont été héritées de structures préexistantes. Sur terre, l'architecture des failles actives dans le tell au nord de l'Algérie s'est formée sous forme de plis de chevauchement en échelon et de failles de décrochement conjuguées, dominées par des failles de décrochement dextre orientées NW-SE à E-W et des failles senestres subordonnées orientées NE-SW. Les principales structures de décrochement sont formées sur le site d'anciens grands bassins

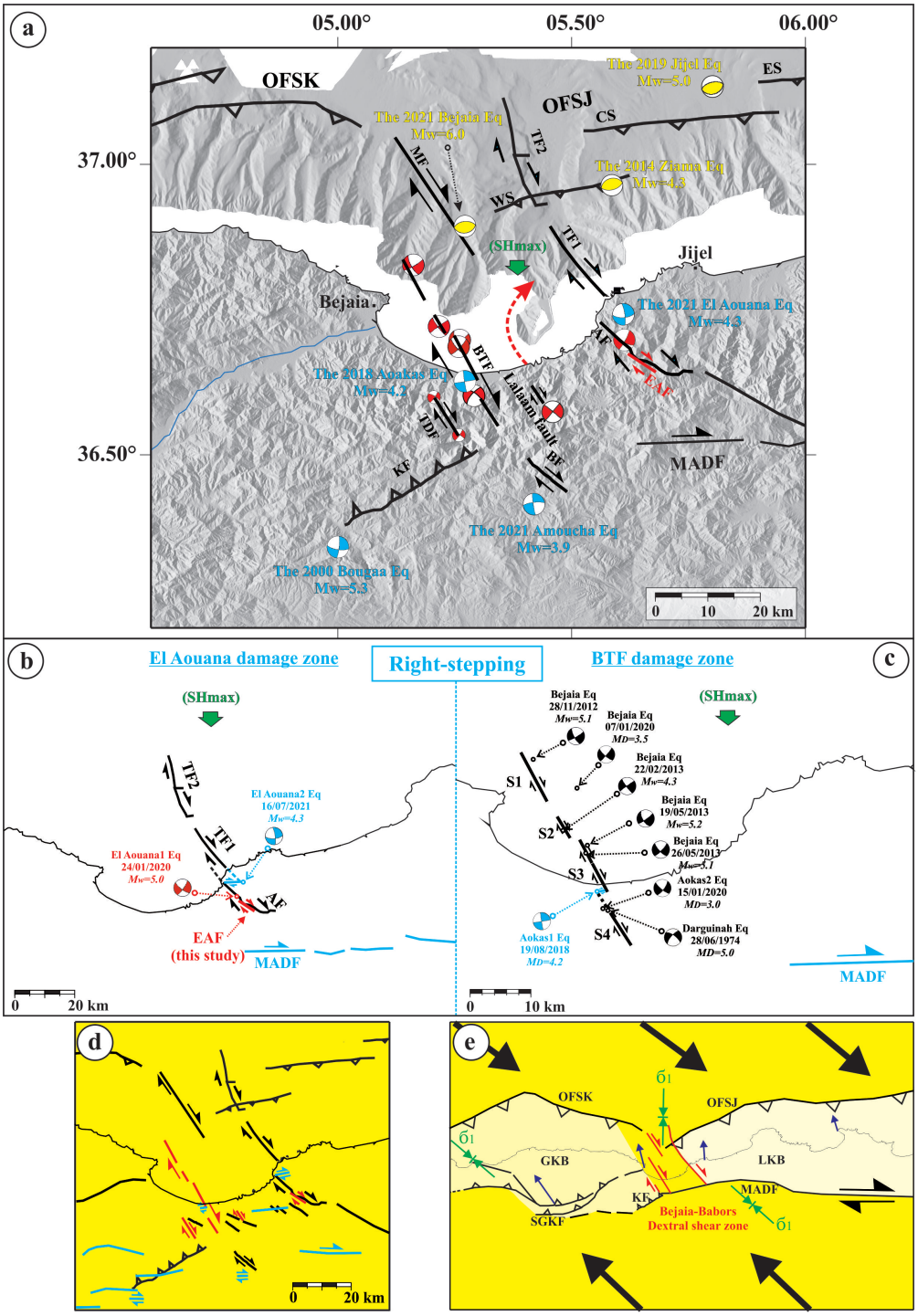


FIGURE 6.9 – (a) Disposition des failles associées aux données sismologiques récentes . Les principales failles actives (inspirées de [Abbes *et al.* 2019, Arab *et al.* 2016, Boulahia *et al.* 2021, Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Meghraoui 1988, Raoult 1974, Villa 1980]). Couleurs des mécanismes focaux : le rouge représente une faille décrochante dextre orientée NO-SE, le bleu représente la faille décrochante dextre orientée ~ E-W et le jaune représente la faille de chevauchement ~ E-W. (b), (c) Duplexes de décrochement d'extension sur les systèmes de faille de la BTF et El-Aouana sur des inflexions extensives d'une faille dextre qui avance vers la droite. (d), (e) Evolution probable des liaisons de failles, la zone de cisaillement dextre de Bejaia-Babors orientée NW-SE composée des failles (BTF, TDF, LF, AF et EAF) a été mis dans un contexte régionale. Les vitesses GPS sont représentées par rapport à la plaque Eurasie (flèches violettes). Les flèches larges représentent les vecteurs obliques généraux de la plaque AF-EU.

Mésozoïques et Oligo-miocènes avec des failles normales à angle élevé réactivées au cours du Cénozoïque et du Quaternaire ([Soumaya *et al.* 2018] et références). Au large, la marge algérienne située en Méditerranée occidentale est l'un des rares exemples d'une marge de divergence prise en compression et réactivée tectoniquement [Arab *et al.* 2016, Déverchère *et al.* 2005]. La forte pente de la marge orientale algérienne est proposée comme résultant de mouvements transcurent lors de l'ouverture de l'arrière-arc [Mauffret *et al.* 2004, Schettino et Turco 2006]. Par exemple, au large de Jijel, la zone de transition océan-continent (COT) est très proche de la côte avec une largeur très réduite, ce qui pourrait être lié à une ouverture E-W du bassin ([Klingelhoefer *et al.* 2022] et références). Par conséquent, le chevauchement du segment continental AF et du segment offshore TF1 sur la Fig. 6.9b semble être recoupé par une structure E-W attestée par des preuves sismologiques. En effet, le 16 juillet 2020, un séisme de magnitude Mw 4.3 s'est produit dans la région d'El Aouana, à 5 km au nord-est de la secousse principale d'El-Aouana (Mw 5.0, dans cette étude). Le mécanisme au foyer montre un mouvement dextre sur le plan orienté E-W. Pour vérifier si les changements de contrainte statique de l'événement Mw 5.0 ont déclenché l'événement Mw 4.3, nous avons calculé les changements de contrainte de Coulomb avec le logiciel Coulomb 3.3 [Lin et Stein 2004, Toda *et al.* 2005]. Les résultats (Fig. 12 Annexe D) montrent que la rupture de l'événement Mw 4.3 se produit dans une zone de contrainte de Coulomb accrue, ce qui implique que la zone Mw 5.0 déchargée a déclenché l'événement Mw 4.3 dans un état de rupture critique.

D'autres événements se sont produits à la suite de la tendance E-W. Le 19 août 2018, un tremblement de terre de magnitude Md 4.2 a été précisément localisé dans la région d'Aokas, entre les segments offshore S3 et celui continental S4 de la faille BTF ([Boulahia *et al.* 2021], Figure 6.9c), comme indiqué précédemment, le mécanisme au foyer montre un décrochement dextre sur le plan orienté E-W de la faille Figure 6.9c. Il contribue très probablement à la segmentation de la faille BTF en segments S3 et S4. Un événement très intéressant s'est récemment produit plus au sud-est, à la terminaison sud de la faille BF ([Kireche 1993] ; Figure 6.9a) : un séisme d'une magnitude Mw 3.9 s'est produit dans le territoire d'Amoucha le 28 novembre 2021. Son mécanisme au foyer, déterminé par les arrivées des ondes P et les inversions de forme d'onde, indique un mouvement dextre dans le plan E-W. Cette dernière représente très probablement le prolongement occidental de la faille MAD qui coupe les structures transversales de la zone de cisaillement NW-SE. Si elle se poursuit vers l'ouest, elle coïncidera avec le tremblement de terre de Bougaa de Mw 5.3 en 2000 (Harvard-CMT ; Figure 6.9a et d). Il convient de noter que la continuation vers l'ouest de la faille MAD reste non résolue à ce jour [Bougrine *et al.* 2019]. Cette recherche fournira des éléments qui aideront à la construction de l'architecture des failles de cette zone, ainsi qu'à l'identification de leur cinématique.

Conclusion générale et perspectives

Cette thèse a porté sur l'étude sismologique de la faille de Mcid Aïcha-Debbagh, l'une des plus importantes failles actives du Nord de l'Algérie, longtemps restée méconnue. Trois zones clés ont été étudiées : la région de Hammam Debbagh liée au bassin en pull apart de Guelma (zone Est), la région de Mcid Aïcha (Zone Centre) et la région de Bejaïa-Babors (Zone Ouest).

Cette étude a été rendue possible par la couverture du réseau sismologique ADSN sur la région Est et l'occurrence de nombreux évènements sismiques dans cette région ces dernières décennies. Les évènements de magnitude $Md \geq 5$ ont été poursuivis par des campagnes de mesure des répliques.

Pour ce faire, de nombreuses techniques d'analyse de données ont été utilisées dans les différentes zones étudiées :

— La localisation et relocalisation à haute précision des différents essaims d'évènement sismiques. Ainsi la géométrie de la faille Mcid Aïcha-Debbagh est aujourd'hui mieux connue, mettant en relief la linéarité majeure E-W de cette faille, essentiellement reprise par des décrochements de direction NE-SW.

— L'analyse des mécanismes focaux par détermination directe des polarités des ondes P, ou par inversion des formes d'ondes permettant ainsi de déterminer le caractère transcurent de cette faille.

— Les paramètres de source ont également été déterminés pour les évènements les plus importants permettant ainsi d'obtenir toutes les informations sur les énergies libérées, les magnitudes de Moment ainsi que les profondeurs.

— L'état de contraintes a aussi été déterminé pour les différentes zones d'étude permettant donc de considérer un modèle de déformation globale dans la région de petite Kabylie.

C'est ainsi que de façon plus précise, les différents segments de failles identifiés et leur géométrie sont :

- *Béjaïa-Babors 2012-2013*, entre 6 et 12 km de profondeur, une structure dextre d'une

orientation moyenne ~ $N140°$E, plongeant vers le sud-est à ~ 78°, sur quatre segments distincts.

- *Tizi N'Berber entre 2017 et 2020*, entre 6 et11 km de profondeur, frappant ~ $N154$ °E et plongeant ~ 77° vers le Nord-Est, de mouvement dextre.
- *El-Aouana 2020*, entre 5 et 10 km de profondeur, une structure décrochante de mouvement dextre quasi-verticale orientée NW-SE et plongeant à ~ 75° SW.
- *El Kantour 2017*, entre 5 et 8 km de profondeur, une structure dextre d'une orientation moyenne WNW-ESE quasi-verticale.
- *El Kantour 2020*, entre 1 et 9 km de profondeur, une structure dextre orientée ~ $N91°$E.
- *Hammam Debbagh 2013-2014 et 2020*, entre 7.5 et18 km de profondeur, une structure dextre avec composante normale orientée NW-SE et plongeant ~ 70° vers l'est.
- *Mila 2020*, deux structures conjuguées orthogonale, la première entre 5 et 7 km de profondeur, un décrochement dextre sur un plan orienté ~ $N65°$W avec un pendage de 80°SW. La deuxième entre 1 et 10 km de profondeur, un décrochement senestre sur un plan orienté ~ $N27°$E avec un pendage de 70°NW.
- *Sidi Dris*, deux structures en échelon, orientées ~ $N37°$E quasi-verticales ; l'un entre 5 et 15 km l'autre entre 10 et 20 km de décrochements senestres.

Il est à rappeler que les séquences sismiques étudiées se sont produites sur des failles non cartographiées. Les séquences 2017 et 2020 d'El Kantour et Hammam Debbagh 2021 se sont produites sur une seule structure, tandis que la séquence 2020 de Mila et 2017 de Sidi Dris impliquent deux structures, respectivement orthogonales et parallèles. En revanche, Béjaïa-Babors 2012-2013, Tizi N'Berber-Darguinah 2018-2020, El Aouana 2020 et Laâlam 2006 impliquaient des failles dextres de décrochement qui formaient un système en échelon transversal.

Ellipsoïde de déformation : la source des séquences des séismes de 2017 à Sidi Dris et le segment senestre de Mila 2020 sont des failles de type cisaillement antithétiques R'. La source de la séquence des séismes de 2017 à El Kantour et le segment dextre de Mila 2020 sont des cisaillements synthétiques R. Celle de 2020 à El Kantour est une faille de la zone de déplacement principale (PDZ). Hammam Debbagh 2020 est un cisaillement synthétique R. La rotation de l'ellipse de déformation pour coïncider avec la zone transversale montre que tous les segments dextres en échelon de la zone transversale Béjaia-Babors correspondent au cisaillement synthétique R. Il est donc évident que les failles décrochantes dextres d'échelle crustale orientée E-W semblent exercer un contrôle majeur sur le système de failles

conjuguées de Riedel. La déformation est partionnée par un mouvement synchrone sur toutes les structures qui composent un system de Riedel.

Rotation du champ de contrainte : le champ de contrainte de compression dérivé de l'inversion des mécanismes focaux a subi une rotation d'environ 30°, dans le sens des aiguilles d'une montre, pour devenir N-S. Il était orienté NW à l'extrémité orientale du MAD et devient N-S à son extrémité occidentale. Ce champ de contrainte marque la transition abrupte au niveau du system transversal entre une déformation dominée par décrochement dextre dans le bloc LKB et une déformation dominée par chevauchement dans le bloc GKB. Cette zone de transition s'est adaptée pour accueillir la déformation au pied de la faille de chevauchement offshore $\sim E - W$.

Partition de la déformation : la convergence oblique entre l'Afrique et l'Eurasie a été partitionnée en composantes normales et parallèles à la tranchée de la convergence. Les failles de chevauchement offshore accueillent la plus grande partie de la composante normale (OFS). Et les failles orogéniques subparallèles de type décrochant accueillent principalement la composante de cisaillement (MAD). La zone de transversale nouvellement identifiée, composée de plusieurs segments de failles en échelon de mouvement dextre orientées NW-SE reliant le système de chevauchement (OFS) à la faille MAD, assure le transfert de la contrainte de la zone de confrontation au large vers le décrochement dextre parallèle à l'intérieur des terres. En revanche, la convergence oblique est complètement accommodée par les failles et plis chevauchant de la Grande Kabylie.

Forces motrices : Les séquences analysées dans cette thèse ont montré des mécanismes différents en terme de forces motrices. Les séquences de El Kantour 2017 et 2020 ont été causées par un chargement tectonique. Tandis que les séquences de Mila 2020, Sidi Dris 2017, et Hammam Debbagh 2013-2014 ont été causées par la diffusion des fluides provenant probablement d'une activité géothermique ascendante. Enfin, la séquence de Béjaia-Babors 2012-2013 est le résultat de l'interaction des deux mécanismes précédents. La différentiation entre les mécanismes se fait par exemple par le type de l'activité sismique en essaim « swarm » souvent associé aux fluides ou choc principale-répliques causé par forçage tectonique. Les essaims présentent un caractère diffusif tandis que les séquences choc principale-répliques se modélisent par les variations de la contrainte de Coulomb. Ces facteurs de déclenchement ont des implications pour la prévision des tremblements de terre et ce qui peut être communiqué au public en termes de prévision à court terme de toute séquence évolutive de tremblements de terre. A cet égard, une prochaine étape serait de localiser les événements au fur et à mesure qu'ils se produisent, dans l'espoir de détecter les migrations en temps réel de la sismicité afin de déterminer si ces séquences se comportent davantage comme des essaims. Il est essentiel

de continuer à rassembler des exemples d'essaims pour suivre les caractéristiques de leurs comportement le long de la zone tectonique du MAD.

A travers ces travaux de recherche et des résultats qui ont pu être obtenus, nous pouvons affirmer que, compte tenu des sources de motivation énumérées en introduction, les études que nous avons menées ont révélé bien des secrets sur cette faille et les objectifs initialement fixés ont été atteints, tant au niveau de la connaissance d'extension et de segmentation, qu'en matière de cinématique, d'états de contraintes et de compréhension de la physique de la rupture, mettant en évidence l'importance de premier plan de cette faille dans le Nord de l'Algérie.

Ceci étant, il est clair que si nous n'avons pas pu mettre en lumière tous les éléments de cette faille, son importance majeure encourage à davantage d'études qui auront à s'attarder sur son extension latérale vers la Tunisie, le détail de la géométrie des différents segments, la géométrie en profondeur de cette structure, l'aléa sismique généré par cette structure qui traverse bon nombre de grandes agglomérations et d'infrastructures stratégiques tels que barrages et ponts. A titre d'exemple, le système transversal Bejaia-Babors qui traverse la ville de Béjaia n'a pas été reconnu auparavant comme un risque sismique important. Il peut être réévalué comme une structure active et de grande taille qui doit être prise en compte dans les scénarios d'aléa sismique.

Cette thèse en appelle donc nécessairement d'autres aussi bien en sismologie, tectonique ou encore en géophysique. Des travaux supplémentaires sont nécessaires pour connaître avec précision l'ampleur des événements sismiques qui peuvent se produire dans le futur mais aussi pour améliorer l'aménagement du territoire en élaborant, par exemple, des cartes d'aléas à partir des scénarios d'évènements réalisés et/ou potentiels, le croisement de la carte de danger avec celle des enjeux (zones d'activité humaine, infrastructures routières, etc.) met en évidence les déficits de protection, des propositions et dimensionnement des mesures de protections pourront être prise et ainsi préserver le maximum de vies humaines et contribuer ainsi à réduire le risque sismique dans notre pays.

Bibliographie

ABACHA, I. (2015). *Étude De La Sismicité De La Région Nord-est De L'algérie*. Thèse de doctorat, Université Ferhat Abbas - Sétif 1. [cf. p. 32, 40, 75, 104, 105, 155]

ABACHA, I., BOULAHIA, O., YELLES-CHAOUCHE, A., SEMMANE, F., BELDJOUDI, H. et BENDJAMA, H. (2019). The 2010 beni-ilmane, algeria, earthquake sequence : statistical analysis, source parameters, and scaling relationships. *Journal of Seismology*, 23(1):181–193. [cf. p. 107, 152, 153, 155]

ABACHA, I., YELLES-CHAOUCHE, A. et BOULAHIA, O. (2022). Statistical study of earthquake swarms in northeastern algeria with special reference to the ain azel swarm ; hodna chain, 2015. *In* MEGHRAOUI, M., SUNDARARAJAN, N., BANERJEE, S., HINZEN, K.-G., ESHAGH, M., ROURE, F., CHAMINÉ, H. I., MAOUCHE, S. et MICHARD, A., éditeurs : *Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences*, pages 145–148, Cham. Springer International Publishing. [cf. p. 39]

ABBASSENE, F., CHAZOT, G., BELLON, H., BRUGUIER, O., OUABADI, A., MAURY, R. C., DÉVERCHÉRE, J., BOSCH, D. et MONIE, P. (2016). A 17 ma onset for the post-collisional k-rich calc-alkaline magmatism in the maghrebides : Evidence from bougaroun (northeastern algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 674:114–134. [cf. p. 29]

ABBES, K., DORBATH, C., DORBATH, L., BOUHADAD, Y., OUSADOU, F. et BEZZEGHOUD, M. (2019). Revisiting the laalam (eastern algeria) march 20, 2006 (mw 5.1) earthquake and its seismotectonic implication. *Pure and Applied Geophysics*, 176(10):4213–4222. [cf. p. 39, 152, 155, 156, 159, 160, 161, 172, 176, 178, 180]

AÏDI, C., BESLIER, M.-O., YELLES-CHAOUCHE, A. K., KLINGELHOEFER, F., BRACENE, R., GALVE, A., BOUNIF, A., SCHENINI, L., HAMAI, L., SCHNURLE, P. *et al.* (2018). Deep structure of the continental margin and basin off greater kabylia, algeria–new insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation. *Tectonophysics*, 728:1–22. [cf. p. 2, 29, 153]

AÏFA, T., FEINBERG, H., DERDER, M. E. M. et MERABET, N. (1992). Rotations paléomagnétiques récentes dans le bassin du chéliff (algérie). *CR Acad. Sci., Paris*, 314:915–922. [cf. p. 23, 24, 28]

AKI, K. et RICHARDS, P. G. (2002). *Quantitative Seismology*. W. H. Freeman and Company, University Science Books, second edition. [cf. p. 53]

ALLEN, P. et ALLEN, J. (2005). Basin analysis : principles and applications : Malden, massachusetts. [cf. p. 7, 10, 16]

ALTAMIMI, Z., REBISCHUNG, P., MÉTIVIER, L. et COLLILIEUX, X. (2016). Itrf2014 : A new release of the international terrestrial reference frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(8):6109–6131. [cf. p. 29, 31]

ALVAREZ, W., COCOZZA, T. et WEZEL, F. C. (1974). Fragmentation of the alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, 248(5446):309–314. [cf. p. 28]

AMMON, C. J. et VIDALE, J. E. (1993). Tomography without rays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(2):509–528. [cf. p. 60]

ANGELIER, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3-4):T17–T26. [cf. p. 57]

ANGELIER, J. et MECHLER, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie : la methode des diedres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XIX(6):1309–1318. [cf. p. 57]

AOUDIA, A., VACCARI, F., SUHADOLC, P. et MEGHRAOUI, M. (2000). Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the tell atlas of algeria. *Journal of Seismology*, 4(1):79–98. [cf. p. 25, 66, 99]

ARAB, M., RABINEAU, M., DÉVERCHÈRE, J., BRACENE, R., BELHAI, D., ROURE, F., MAROK, A., BOUYAHIAOUI, B., GRANJEON, D., ANDRIESSEN, P. et SAGE, F. (2016). Tectonostratigraphic evolution of the eastern algerian margin and basin from seismic data and onshore-offshore correlation. *Marine and Petroleum Geology*, 77:1355–1375. [cf. p. 2, 39, 153, 164, 172, 176, 177, 180, 181]

ARGUS, D. F., GORDON, R. G. et DEMETS, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11). [cf. p. 29]

ARIS, Y. (1994). *Études tectonique et microtectonique des séries jurassiques à plio-quaternaires du constantinois central (Algérie Nord-Orientale) : caractérisation des différentes phases de déformation*. Thèse de doctorat, Nancy 1. [cf. p. 40]

ARIS, Y., COIFFAIT, P. E. et GUIRAUD, M. (1998). Characterisation of mesozoic–cenozoic deformations and palaeostress fields in the central constantinois, northeast algeria. *Tectonophysics*, 290(1-2):59–85. [cf. p. 40, 102]

ATMAOUI, N., KUKOWSKI, N., STÖCKHERT, B. et KÖNIG, D. (2006). Initiation and development of pull-apart basins with riedel shear mechanism : Insights from scaled clay experiments. *International Journal of Earth Sciences*, 95(2):225–238. [cf. p. 94, 95, 96]

AUZENDE, J.-M., BONNIN, J. et OLIVET, J.-L. (1975). La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bulletin de la Société géologique de France*, 17(4):486–495. [cf. p. 28]

AYDIN, A. et NUR, A. (1982). Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1(1):91–105. [cf. p. 20, 94]

BADJI, R., CHARVIS, P., BRACENE, R., GALVE, A., BADSI, M., RIBODETTI, A., BENAISSA, Z., KLINGELHOEFER, F., MEDAOURI, M. et BESLIER, M.-O. (2015). Geophysical evidence for a transform margin offshore western algeria : a witness of a subduction-transform edge propagator ? *Geophysical Journal International*, 200(2):1029–1045. [cf. p. 29]

BAHAT, D. (1983). New aspects of rhomb structures. *Journal of Structural Geology*, 5(6):591–601. [cf. p. 20]

BAHROUNI, N., BOUAZIZ, S., SOUMAYA, A., BEN AYED, N. et ATTAFI, K. (2013). Active deformation analysis and evaluation of earthquake hazard in gafsa region (southern atlas of tunisia). *In EGU General Assembly Conference Abstracts*, pages EGU2013–1009. [cf. p. 32, 40]

BALANYÁ, J. C., CRESPO-BLANC, A., DÍAZ AZPIROZ, M., EXPÓSITO, I. et LUJÁN, M. (2007). Structural trend line pattern and strain partitioning around the gibraltar arc accretionary wedge : insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, 26(2). [cf. p. 23, 28]

BALLANCE, P. F. et READING, H. G. (1980). Sedimentation is oblique-slip mobile zones : an introduction. *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*, 4. [cf. p. 7]

BÅTH, M. (1965). Lateral inhomogeneities of the upper mantle. *Tectonophysics*, 2(6):483–514. [cf. p. 64, 69, 86]

BECK JR, M. E. (1983). On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93(1-2):1–11. [cf. p. 9]

BELDJOUDI, H., GUEMACHE, M., KHERROUBI, A., SEMMANE, F., YELLES CHAOUCHE, A., DJELLIT, H., AMRANI, A. et HANED, A. (2009). The laalam (bejaa, north-east algeria) moderate earthquake (m-w=5.2) on march 20, 2006. *Pure and Applied Geophysics*, 166:623–640. [cf. p. 39, 152, 153, 155, 156, 157, 172, 178]

BELT, E. S. (1968). Post-acadian rifts and related facies, eastern canada. *Studies of Appalachian geology. Edited by E. Zen and others. Wiley-interscience, New York*, pages 95–113. [cf. p. 20]

BENAOUALI-MEBAREK, N., FRIZON DE LAMOTTE, D., ROCA, E., BRACENE, R., FAURE, J.-L., SASSI, W. et ROURE, F. (2006). Post-cretaceous kinematics of the atlas and tell systems in central algeria : Early foreland folding and subduction-related deformation. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1):115–125. Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. [cf. p. 119, 138]

BENDJAMA, H., YELLES-CHAOUCHE, A., BOULAHIA, O., ABACHA, I., MOHAMMEDI, Y., BELDJOUDI, H., RAHMANI, S. T.-E. et BELHEOUANE, O. (2021). The march 2017 earthquake sequence along the e-w-trending mcid aïcha-debbagh fault, northeast algeria. *Geosciences Journal*, 25(5):697–713. [cf. p. 38, 77, 83, 90, 98, 99, 119, 121, 138, 139, 141, 147]

BENFEDDA, A., SERKHANE, A., BOUHADAD, Y., SLIMANI, A., ABBOUDA, M. et BOURENANE, H. (2021). The main events of the july-august 2020 mila (ne algeria) seismic sequence and the triggered landslides. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(18):1894. [cf. p. 128, 130, 131, 133, 135]

BERBERIAN, M., QORASHI, M., JACKSON, J., PRIESTLEY, K. et WALLACE, T. (1992). The rudbar-tarom earthquake of 20 june 1990 in nw persia : preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(4):1726–1755. [cf. p. 175]

BIDDLE, K. T. et CHRISTIE-BLICK, N. (1985). Glossary—strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, 37:375–386. [cf. p. 7, 94]

BILLI, A., FACCENNA, C., BELLIER, O., MINELLI, L., NERI, G., PIROMALLO, C., PRESTI, D., SCROCCA, D. et SERPELLONI, E. (2011). Recent tectonic reorganization of the nubia-eurasia convergent boundary heading for the closure of the western mediterranean. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(4):279–303. [cf. p. 28]

BIRD, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). [cf. p. 30, 157]

BOTT, M. H. P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96(2): 109–117. [cf. p. 57]

BOUAICHA, F. et DIB, H. (2018). *le géothermalisme de la région de Guelma*. Thèse de doctorat, Université frères Mentouri Constantine 1. [cf. p. 71, 72, 83]

BOUAICHA, F., DIB, H., BOUTERAA, O., MANCHAR, N., BOUFAA, K., CHABOUR, N. et DEMDOUM, A. (2019). Geochemical assessment, mixing behavior and environmental impact of thermal waters in the guelma geothermal system, algeria. *Acta Geochimica*, 38(5):683–702. [cf. p. 66]

BOUBAYA, D., ALLEK, K. et HAMOUDI, M. (2011). Is there a hidden near surface salt diapir in the guelma basin, north-east of algeria ? *Journal of Applied Geophysics*, 73(4):348–356. [cf. p. 67]

BOUDIAF, A. (1996). *Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique*. Thèse de doctorat, Montpellier 2. [cf. p. 161]

BOUGRINE, A., YELLES-CHAOUCHE, A. et CALAIS, E. (2019). Active deformation in algeria from continuous gps measurements. *Geophysical Journal International*, 217:572–588. [cf. p. 2, 3, 29, 31, 32, 33, 38, 40, 90, 99, 106, 113, 143, 155, 157, 161, 166, 175, 176, 177, 181]

BOUHADAD, Y., NOUR, A., LAOUAMI, N. et BELHAI, D. (2003). The beni-ourtilane-tachaouaft fault and seismotectonic aspects of the babors region (ne of algeria). *Journal of Seismology*, 7(1):79–88. [cf. p. 152, 153, 155, 157]

BOUHADAD, Y., NOUR, A., SLIMANI, A., LAOUAMI, N. et BELHAI, D. (2004). The boumerdes (algeria) earthquake of may 21, 2003 (mw= 6.8) : ground deformation and intensity. *Journal of seismology*, 8(4):497–506. [cf. p. 2]

BOUILLIN, J.-P. (1977). *Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie)*. Thèse de doctorat, Toulouse. [cf. p. 36]

BOUILLIN, J. P. (1986). Le "bassin maghrebin" ; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, II(4):547–558. [cf. p. 29, 30, 36, 152]

BOUKAOUD, E. H., GODARD, G., CHABOU, M. C., BOUFTOUHA, Y. et DOUKKARI, S. (2021). Petrology and geochemistry of the texenna ophiolites, northeastern algeria : Implications for the maghrebian flysch suture zone. *Lithos*, 390:106019. [cf. p. 178]

BOULAHIA, O., ABACHA, I., YELLES-CHAOUCHE, A., BENDJAMA, H., KHERROUBI, A., MOHAMMEDI, Y., AIDI, C. et CHAMI, A. (2021). Recent seismic activity in the bejaia - babors region (northeastern algeria) : The case of the 2012 - 2013 bejaia earthquake sequences. *Pure and Applied Geophysics*, 178:1253–1279. [cf. p. 113, 165, 168, 174, 175, 176, 178, 180, 181]

BOUNIF, A., HAESSLER, H. et M. (1987). The constantine (northeast algeria) earthquake of october 27, 1985 : surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 85(4):451–460. [cf. p. 31, 40]

BOUYAHIAOUI, B., SAGE, F., ABTOUT, A., KLINGELHOEFER, F., YELLES-CHAOUCHE, K., SCHNÜRLE, P., MAROK, A., DÉVERCHÈRE, J., ARAB, M., GALVE, A. *et al.* (2015). Crustal structure of the eastern algerian continental margin and adjacent deep basin : implications for late cenozoic geodynamic evolution of the western mediterranean. *Geophysical Journal International*, 201(3):1912–1938. [cf. p. 29, 109]

BRACÈNE, R. et Frizon de LAMOTTE, D. (2002). The origin of intraplate deformation in the atlas system of western and central algeria : From jurassic rifting to cenozoic-quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357:207–226. [cf. p. 28, 29, 119, 138]

BRUNE, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(B26):4997–5002. [cf. p. 61]

BUCKNAM, R. et HANCOCK, P. (1992). Major active faults of the world. *Results of IGCP Project*, 206:284. [cf. p. 7]

BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M., UDÍAS, A. et PRO, C. (2004). Seismic sources on the iberia-african plate boundary and their tectonic implications. *pure and applied geophysics*, 161(3):623–646. [cf. p. 23, 29, 155]

BURCHFIEL, B. C. et STEWART, J. (1966). “pull-apart” origin of the central segment of death valley, california. *Geological Society of America Bulletin*, 77(4):439–442. [cf. p. 20]

BURRIDGE, R. et KNOPOFF, L. (1964). Body force equivalents for seismic dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(6A):1875–1888. [cf. p. 61]

CAINE, J. S., EVANS, J. P. et FORSTER, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11):1025–1028. [cf. p. 179]

CALAIS, E., DEMETS, C. et NOCQUET, J.-M. (2003). Evidence for a post-3.16-ma change in nubia–eurasia–north america plate motions? *Earth and Planetary Science Letters*, 216(1-2):81–92. [cf. p. 28, 31]

CASHMAN, S. M., KELSEY, H. M., ERDMAN, C. F., CUTTEN, H. N. et BERRYMAN, K. R. (1992). Strain partitioning between structural domains in the forearc of the hikurangi subduction zone, new zealand. *Tectonics*, 11(2):242–257. [cf. p. 157]

CHAZOT, G., ABBASSENE, F., MAURY, R. C., DÉVERCHÈRE, J., BELLON, H., OUABADI, A. et BOSCH, D. (2017). An overview on the origin of post-collisional miocene magmatism in the kabylies (northern algeria) : Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences*, 125:27–41. [cf. p. 29, 178]

CHEN, X., SHEARER, P. et ABERCROMBIE, R. (2012). Spatial migration of earthquakes within seismic clusters in southern california : Evidence for fluid diffusion. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B4). [cf. p. 100]

CHRISTIE-BLICK, N. et BIDDLE, K. T. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. [cf. p. 14, 16, 20, 21]

CLAYTON, L. (1966). Tectonic depressions along the hope fault, a transcurrent fault in north canterbury, new zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 9(1-2):95–104. [cf. p. 20]

COIFFAIT, P.-E. (1992). *Un bassin post-nappes dans son cadre structural : l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale)*. Thèse de doctorat, Nancy 1. [cf. p. 40, 102]

COX, S. F. (2005). Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. [cf. p. 149]

COX, S. F. (2016). Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement : Implications for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes—an invited paper. *Economic Geology*, 111(3):559–587. [cf. p. 149]

CROSSON, R. S. (1976). Crustal structure modeling of earthquake data : 1. simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *Journal of geophysical research*, 81(17):3036–3046. [cf. p. 50]

CROWELL, J. C. *et al.* (1974). Origin of late cenozoic basins in southern california. *In Tectonics and sedimentation*, volume 22, pages 190–204. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Tulsa, Okla. [cf. p. 14, 20]

CUNNINGHAM, W. et MANN, P. (2007). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society, London, Special Publications*, 290(1):1–12. [cf. p. 14]

DARRAGH, R. B. et BOLT, B. A. (1987). A comment on the statistical regression relation between earthquake magnitude and fault rupture length. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(4):1479–1484. [cf. p. 126]

DAS, S. et SCHOLZ, C. H. (1981). Theory of time-dependent rupture in the earth. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86(B7):6039–6051. [cf. p. 141]

DAVIES, R. K. et POLLARD, D. D. (1986). Relations between left-lateral strike-slip faults and right-lateral monoclinal kink bands in granodiorite, mt. abbot quadrangle, sierra nevada, california. *pure and applied geophysics*, 124(1):177–201. [cf. p. 22]

DELEAU, P. (1938). *Etude Geologique Des Regions de Jemmapes, D'Hammam-Meskoutine Et Du Col Des Oliviers*. Service de la carte geologique de l'Algerie. [cf. p. 67]

DELVAUX, D., MOEYS, R., STAPEL, G., PETIT, C., LEVI, K., MIROSHNICHENKO, A., RUZHICH, V. et SAN'KOV, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the baikal region, central asia, part 2. cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4):1–38. [cf. p. 57, 59, 118]

DELVAUX, D. et SPERNER, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the tensor program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212:75–100. [cf. p. 57]

DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. et STEIN, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101(2):425–478. [cf. p. 1]

DEMETS, C., GORDON, R. G. et ARGUS, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical journal international*, 181(1):1–80. [cf. p. 9]

DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. et STEIN, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21(20):2191–2194. [cf. p. 28]

DEMETS, C., IAFFALDANO, G. et MERKOURIEV, S. (2015). High-resolution neogene and quaternary estimates of nubia-eurasia-north america plate motion. *Geophysical Journal International*, 203(1):416–427. [cf. p. 29]

DERDER, M., DJELLIT, H., HENRY, B., MAOUCHE, S., AMENNA, M., BESTANDJI, R., YMEL, H., GHARBI, S., ABTOUT, A. et DORBATH, C. (2019). Strong neotectonic block rotations, related to the africa-eurasia convergence in northern algeria : Paleomagnetic evidence from the mitidja basin. *Tectonics*, 38(12):4249–4266. [cf. p. 24]

DESCHAMPS, A., BEZZEGHOUD, M. et BOUNIF, A. (1991). Seismological study of the constantine (algeria) earthquake (27 october 1985). 8:163–173. [cf. p. 104]

DÉVERCHÈRE, J., YELLES, K., DOMZIG, A., Mercier de LÉPINAY, B., BOUILLIN, J.-P., GAULLIER, V., BRACÈNE, R., CALAIS, E., SAVOYE, B., KHERROUBI, A. *et al.* (2005). Active thrust faulting offshore boumerdes, algeria, and its relations to the 2003 mw 6.9 earthquake. *Geophysical research letters*, 32(4). [cf. p. 177, 181]

DEWEY, J., HELMAN, M., KNOTT, S., TURCO, E. et HUTTON, D. (1989). Kinematics of the western mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1):265–283. [cf. p. 28]

DEWEY, J. W. (1976). Seismicity of northern anatolia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3):843–868. [cf. p. 143]

DIETERICH, J. (1994). A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B2):2601–2618. [cf. p. 141]

DIETERICH, J. H. et KILGORE, B. (1996). Implications of fault constitutive properties for earthquake prediction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 93(9):3787–3794. [cf. p. 141]

DINCAU, A. R. (1998). Prediction and timing of production induced fault seal breakdown in the south marsh island 66 gas field. [cf. p. 149]

DJELLIT, H. (2013). Etude néotectonique des chevauchements localisés sur le site du barrage de tabellout au front des massifs anciens de petite kabylie. Rapport technique, CRAAG,. [cf. p. 102]

DO NASCIMENTO, A. F., LUNN, R. J. et COWIE, P. A. (2005). Numerical modelling of pore-pressure diffusion in a reservoir-induced seismicity site in northeast brazil. *Geophysical Journal International*, 160(1):249–262. [cf. p. 145, 173]

DOKKA, R. K. et TRAVIS, C. J. (1990). Role of the eastern california shear zone in accommodating pacific-north american plate motion. *Geophysical Research Letters*, 17(9):1323–1326. [cf. p. 21]

DOMZIG, A. (2006). *Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne*. Thèse de doctorat, Tectonique. Université de Bretagne occidentale - Brest. [cf. p. 2, 29, 33, 38, 39, 41, 153, 160, 161, 172, 176, 177, 179, 180]

DURAND-DELGA, M. (1955). *Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique*. Thèse de doctorat, Toulouse. [cf. p. 102]

DURAND-DELGA, M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, 39:89–131. [cf. p. 30, 34, 35, 152]

DURAND-DELGA, M. (1971). Les unites a mesozoique metamorphique d'el milia a texenna (algerie) et leur cadre structural. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3-4):328–337. [cf. p. 34]

EBEL, J. E. (2008). The importance of small earthquakes. *Seismological Research Letters*, 79(4):491–493. [cf. p. 4]

EL HARIRI, M., ABERCROMBIE, R. E., ROWE, C. A. et DO NASCIMENTO, A. F. (2010). The role of fluids in triggering earthquakes : observations from reservoir induced seismicity in brazil. *Geophysical Journal International*, 181(3):1566–1574. [cf. p. 149]

FACCENNA, C., PIROMALLO, C., CRESPO-BLANC, A., JOLIVET, L. et ROSSETTI, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1). [cf. p. 28]

FADIL, A., VERNANT, P., MCCLUSKY, S., REILINGER, R., GOMEZ, F., BEN SARI, D., MOURABIT, T., FEIGL, K. et BARAZANGI, M. (2006). Active tectonics of the western mediterranean : Geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the rif mountains, morocco. *Geology*, 34(7):529–532. [cf. p. 23, 28]

FAULKNER, D., JACKSON, C., LUNN, R., SCHLISCHE, R., SHIPTON, Z., WIBBERLEY, C. et WITHJACK, M. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11): 1557–1575. [cf. p. 148, 149]

FAVRE, P. et STAMPFLI, G. (1992). From rifting to passive margin : the examples of the red sea, central atlantic and alpine tethys. *Tectonophysics*, 215(1-2):69–97. [cf. p. 28]

FITCH, T. J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast asia and the western pacific. *Journal of Geophysical research*, 77(23):4432–4460. [cf. p. 157]

FLODIN, E. A. et AYDIN, A. (2004). Evolution of a strike-slip fault network, valley of fire state park, southern nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2):42–59. [cf. p. 22]

FODOR, L. (2007). Segment linkage and the state of stress in transtensional transfer. *Geological Society, London, Special Publications*, 290:417–431. [cf. p. 162, 178]

FOSSEN, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge university press. [cf. p. 7, 13]

FOSSEN, H. (2020). Fault classification, fault growth and displacement. *In Regional Geology and Tectonics*, pages 119–147. Elsevier. [cf. p. 179]

FOSSEN, H., JOHANSEN, T. E. S., HESTHAMMER, J. et ROTEVATN, A. (2005). Fault interaction in porous sandstone and implications for reservoir management ; examples from southern utah. *AAPG bulletin*, 89(12):1593–1606. [cf. p. 179]

FREED, A. M. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33:335–367. [cf. p. 60, 174]

FREUND, R. (1974). Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21(1-2):93–134. [cf. p. 8]

FREUND, R. *et al.* (1971). The hope fault. a strike slip fault in new zealand. [cf. p. 20]

FREUND, R., GARFUNKEL, Z., ZAK, I., GOLDBERG, M., WEISSBROD, T., DERIN, B., BENDER, F., WELLINGS, F. et GIRDLER, R. (1970). The shear along the dead sea rift. *Philosophical Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, pages 107–130. [cf. p. 21]

Frizon de LAMOTTE, D., SAINT BEZAR, B., BRACÈNE, R. et MERCIER, E. (2000). The two main steps of the atlas building and geodynamics of the western mediterranean. *Tectonics*, 19(4):740–761. [cf. p. 29]

FUKUYAMA, E. (2015). Dynamic faulting on a conjugate fault system detected by near-fault tilt measurements. *Earth, Planets and Space*, 67(1):1–10. [cf. p. 139]

GABERT, P. (1984). Séismes, néotectonique et effets induits sur les versants des massifs des babors dans la région de kerrata (algérie). *Méditerranée*, 51(1):25–31. [cf. p. 153]

GAMOND, J. (1987). Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6):609–620. [cf. p. 14, 20]

GANGOPADHYAY, A. et TALWANI, P. (2003). Symptomatic features of intraplate earthquakes. *Seismological Research Letters*, 74(6):863–883. [cf. p. 10]

GELARD, J. P. (1969). Le flysch a base schisto-greseuse de la bordure meridionale et orientale du massif de chellata ; le flysch mauretanien (grande-kabylie, algerie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5):676–686. [cf. p. 36]

GEPHART, J. W. (1990). Fmsi : A fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Computers & Geosciences*, 16(7):953–989. [cf. p. 57]

GEPHART, J. W. et FORSYTH, D. W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data : application to the san fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B11):9305–9320. [cf. p. 57]

GIBBS, A. (1989). Structural styles in basin formation : Chapter 6 : Concepts. [cf. p. 20]

GLAÇON, J. (1967). Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du tell sétifien (algérie). *Bulletin-Service de la carte géologique de l'Algérie*, 1(32):9–315. [cf. p. 178]

GOMEZ, F., BEAUCHAMP, W. et BARAZANGI, M. (2000). Role of the atlas mountains (northwest africa) within the african-eurasian plate-boundary zone. *Geology*, 28(9):775–778. [cf. p. 23]

GOVERS, R. et WORTEL, M. (2005). Lithosphere tearing at step faults : Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2):505–523. [cf. p. 29]

GUELLAL, S. et VILA, J. (1973). Étude géologique du permis aïn beda. *Rapport SONATRACH inédit*. [cf. p. 37]

GUEMACHE, M. A., MACHANE, D., BELDJOUDI, H., GHARBI, S., DJADIA, L., BENAHMED, S. et YMMEL, H. (2010). On a damaging earthquake-induced landslide in the algerian alps : the march 20, 2006 laâlam landslide (babors chain, northeast algeria), triggered by the kherrata earthquake (m w= 5.3). *Natural hazards*, 54(2):273–288. [cf. p. 155]

GUGLIELMI, A. V. (2017). Omori's law : a note on the history of geophysics. *Physics-Uspekhi*, 60(3):319. [cf. p. 64]

GUIRAUD, R. (1977). Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(3):645–650. [cf. p. 40, 102]

GÜRBÜZ, A. (2010). Geometric characteristics of pull-apart basins. *Lithosphere*, 2(3):199–206. [cf. p. 20]

GUTENBERG, B. et RICHTER, C. (1954). Seismicity in the earth and associated phenomena. [cf. p. 64]

HAINZL, S. et FISCHER, T. (2002). Indications for a successively triggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in vogtland/nw bohemia. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B12):ESE–5. [cf. p. 143]

HAINZL, S., FISCHER, T. et DAHM, T. (2012). Seismicity-based estimation of the driving fluid pressure in the case of swarm activity in western bohemia. *Geophysical Journal International*, 191(1):271–281. [cf. p. 143]

HAINZL, S. et OGATA, Y. (2005). Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B5). [cf. p. 166]

HAINZL, S., SCHERBAUM, F. et BEAUVAL, C. (2006). Estimating Background Activity Based on Interevent-Time Distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1): 313–320. [cf. p. 173]

HAMAI, L., PETIT, C., ABTOUT, A., YELLES-CHAOUCHE, A. et DÉVERCHÈRE, J. (2015). Flexural behaviour of the north algerian margin and tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 201(3):1426–1436. [cf. p. 2, 29, 153]

HAMAI, L., PETIT, C., LE POURHIET, L., YELLES-CHAOUCHE, A., DÉVERCHÈRE, J., BESLIER, M.-O. et ABTOUT, A. (2018). Towards subduction inception along the inverted north african margin of algeria ? insights from thermo-mechanical models. *Earth and Planetary Science Letters*, 501:13–23. [cf. p. 29]

HANKS, T. C. et ALLEN, C. R. (1989). The elmore ranch and superstition hills earthquakes of 24 november 1987 : Introduction to the special issue. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(2):231–238. [cf. p. 139]

HARBI, A. (1996). La marge algérienne orientale : résultats d'une étude par sismique réflexion. Rapport technique, CRAAG,. [cf. p. 153]

HARBI, A. (2001). *Analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents actifs dans le Nord-Est Algérien*. Thèse de magistère, USTHB - Alger. [cf. p. 104]

HARBI, A., BENOUAR, D. et BENHALLOU, H. (2003). Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern algeria part i : Review of historical seismicity. *Journal of Seismology*, 7(1):115–136. [cf. p. 39, 153, 155]

HARBI, A. et MAOUCHE, S. (2009). *Les principaux séismes du Nord-Est de l'Algérie*. Service géologique national. [cf. p. 69]

HARBI, A., MAOUCHE, S. et AYADI, A. (1999). Neotectonics and associate seismicity in the eastern tellian atlas of algeria. *Journal of Seismology*, 3(1):95–104. [cf. p. 69, 152, 153, 155, 157, 172, 177, 179]

HARDING, T. et LOWELL, J. D. (1979). Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *AAPG bulletin*, 63(7):1016–1058. [cf. p. 15]

HARDING, T., VIERBUCHEN, R. et CHRISTIE-BLICK, N. (1985). Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. [cf. p. 7, 8]

HARDING, T. P. (1990). Identification of wrench faults using subsurface structural data : criteria and pitfalls. *AAPG bulletin*, 74(10):1590–1609. [cf. p. 7]

HARRIS, L. et COBBOLD, P. (1985). Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing. *Journal of Structural Geology*, 7(1):37–44. [cf. p. 21]

HARRIS, R. A. (1998). Forecasts of the 1989 loma prieta, california, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(4):898–916. [cf. p. 141]

HARRIS, R. A. et SIMPSON, R. W. (1992). Changes in static stress on southern california faults after the 1992 landers earthquake. *Nature*, 360(6401):251–254. [cf. p. 141]

HATCHER, R. D. (1995). *Structural geology : Principles, concepts, and problems*. Macmillan Publishing Company. [cf. p. 7]

HATZFELD, D. (1978). *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebine.* Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. [cf. p. 153, 154]

HAVSKOV, J. et OTTEMÖLLER, L. (1999). Seisan earthquake analysis software. *Seismol. Res. Lett.*, 70(5):532–534. [cf. p. 47]

HEIDBACH, O., RAJABI, M., REITER, K., ZIEGLER, M., TEAM, W. *et al.* (2016). World stress map database release 2016. *GFZ Data Services*, 10. [cf. p. 98]

HEIDBACH, O., TINGAY, M., BARTH, A., REINECKER, J., KURFESS, D. et MÜLLER, B. (2010). Global crustal stress pattern based on the world stress map database release 2008. *Tectonophysics*, 482(1-4):3–15. [cf. p. 59]

HEIMANN, A., EYAL, M. et EYAL, Y. (1990). The evolution of barahta rhomb-shaped graben, mount hermon, dead sea transform. *Tectonophysics*, 180(1):101–109. [cf. p. 20]

HELMSTETTER, A., KAGAN, Y. Y. et JACKSON, D. D. (2005). Importance of small earthquakes for stress transfers and earthquake triggering. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B5). [cf. p. 4]

HELMSTETTER, A., KAGAN, Y. Y. et JACKSON, D. D. (2006). Comparison of short-term and time-independent earthquake forecast models for southern california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1):90–106. [cf. p. 122, 166]

HILL, D. P. et PREJEAN, S. G. (2007). Dynamic triggering. *Earthquake seismology*, 4:257–291. [cf. p. 9]

HILL, D. P., REASENBERG, P., MICHAEL, A., ARABAZ, W., BEROZA, G., BRUMBAUGH, D., BRUNE, J., CASTRO, R., DAVIS, S., DEPOLO, D. *et al.* (1993). Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 landers, california, earthquake. *Science*, 260(5114):1617–1623. [cf. p. 139]

HODGKINSON, K. M., STEIN, R. S. et KING, G. C. (1996). The 1954 rainbow mountain-fairview peak-dixie valley earthquakes : A triggered normal faulting sequence. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 101(B11):25459–25471. [cf. p. 141]

HOLDSWORTH, R. E. (1998). *Continental transpressional and transtensional tectonics*, volume 135. [cf. p. 7]

HUDNUT, K. W., SEEBER, L. et PACHECO, J. (1989). Cross-fault triggering in the november 1987 superstition hills earthquake sequence, southern california. *Geophysical Research Letters*, 16(2):199–202. [cf. p. 140]

INGERSOLL, C. B. (1995). Tectonics of sedimentary basins. *Tectonics of Sedimentary Basins (Ed. by CJ Busby & RV Ingersoll)*, pages 1–51. [cf. p. 7, 10]

ISSAADI, A. (1992). Le thermalisme dans son cadre géostructural, apports à la connaissance de la structure profonde de l'algérie et de ses ressources géothermales. *Thse de doctorat dtat, University of Science and Technology Houari Boumedienne, Algiers*. [cf. p. 146]

JACKSON, J. et MCKENZIE, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the mediterranean and middle east. *Geophysical Journal International*, 93(1):45–73. [cf. p. 143]

JACKSON, S. E. (1992). Consequences of group composition for the interpersonal dynamics of strategic issue processing. *Advances in strategic management*, 8(3):345–382. [cf. p. 157, 175]

JALLOULI, C., MOGREN, S., MICKUS, K. et TURKI, M. M. (2013). Evidence for an east–west regional gravity trend in northern tunisia : Insight into the structural evolution of northern tunisian atlas. *Tectonophysics*, 608:149–160. [cf. p. 25]

JAMISON, W. R. (1991). Kinematics of compressional fold development in convergent wrench terranes. *Tectonophysics*, 190(2-4):209–232. [cf. p. 8]

JANSEN, G., RUHL, C. et MILLER, S. (2019). Fluid pressure-triggered foreshock sequence of the 2008 mogul earthquake sequence : Insights from stress inversion and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 124(4):3744–3765. [cf. p. 145]

JARRARD, R. D. (1986). Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14(9):780–783. [cf. p. 9]

JOLIVET, L. et FACCENNA, C. (2000). Mediterranean extension and the africa-eurasia collision. *Tectonics*, 19(6):1095–1106. [cf. p. 28]

JOLIVET, L., FACCENNA, C. et PIROMALLO, C. (2009). From mantle to crust : Stretching the mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1-2):198–209. [cf. p. 28]

KASPEREIT, D., MANN, M., SANYAL, S., RICKARD, B., OSBORN, W. et HULEN, J. (2016). Updated conceptual model and reserve estimate for the salton sea geothermal field, imperial valley, california. *Geotherm. Res. Council Trans*, 40:57–66. [cf. p. 95]

KHERROUBI, A., DÉVERCHÈRE, J., YELLES, A., MERCIER DE LÉPINAY, B., DOMZIG, A., CATTANEO, A., BRACÈNE, R., GAULLIER, V. et GRAINDORGE, D. (2009). Recent and active deformation pattern off the easternmost algerian margin, western mediterranean sea : New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology*, 261(1):17–32. EUROMARGINS : Imaging, monitoring, and modelling the physical, chemical and biological processes in the European passive continental margins. [cf. p. 28, 33, 38, 41, 161, 176, 180]

KIM, Y.-S., PEACOCK, D. C. et SANDERSON, D. J. (2004). Fault damage zones. *Journal of structural geology*, 26(3):503–517. [cf. p. 16, 17, 18, 179]

KING, G. et NÁBĚLEK, J. (1985). Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture. *Science*, 228(4702):984–987. [cf. p. 9]

KING, G. C., STEIN, R. S. et LIN, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3):935–953. [cf. p. 59, 60, 141, 142]

KIRECHE, O. (1993). *Evolution géodynamique de la marge tellienne des maghrebides d'après l'étude du domaine parautochtone schistose*. Thèse de doctorat, Toulouse. [cf. p. 36, 178, 181]

KISSLING, E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Reviews of Geophysics*, 26(4):659–698. [cf. p. 50]

KISSLING, E., ELLSWORTH, W. L., EBERHART-PHILLIPS, D. et KRADOLFER, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B10):19635–19646. [cf. p. 50, 107, 109]

KISSLINGER, C. et JONES, L. M. (1991). Properties of aftershock sequences in southern california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 96(B7):11947–11958. [cf. p. 122]

KLEIN, F. W. (1978). Hypocenter location program hypoinverse : Part i. users guide to versions 1, 2, 3, and 4. part ii. source listings and notes. Rapport technique, US Geological Survey,. [cf. p. 49]

KLINGELHOEFER, F., DÉVERCHÈRE, J., GRAINDORGE, D., AÏDI, C., BADJI, R., BOUYAHIAOUI, B., LEPRÊTRE, A., MIHOUBI, A., BESLIER, M.-O., CHARVIS, P. *et al.* (2022). Formation, segmentation and deep crustal structure variations along the algerian margin from the spiral seismic experiment. *Journal of African Earth Sciences*, 186:104433. [cf. p. 29, 32, 181]

LE PICHON, X., BERGERAT, F. et ROULET, M.-J. (1988). Plate kinematics and tectonics leading to the alpine belt formation ; a new analysis. [cf. p. 28]

LEE, W. et LAHR, J. (1975). Hypo71 (revised) : a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, us geological survey, open-file report 75-311. [cf. p. 49]

LEIKINE, M. (1971). *Etude géologique des Babor occidentaux (Algérie)*. Thèse de doctorat, Toulouse. [cf. p. 36, 154]

LEPRÊTRE, A., KLINGELHOEFER, F., GRAINDORGE, D., SCHNURLE, P., BESLIER, M.-O., YELLES, K., DÉVERCHÈRE, J. et BRACENE, R. (2013). Multiphased tectonic evolution of the central algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off tipaza, algeria. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(8):3899–3916. [cf. p. 29]

LEPRÊTRE, R., Frizon de LAMOTTE, D., COMBIER, V., GIMENO-VIVES, O., MOHN, G. et ESCHARD, R. (2018). The tell-rif orogenic system (morocco, algeria, tunisia) and the structural heritage of the southern tethys margin. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 189(2):10. [cf. p. 29]

LI, Y., DOLL, Charles, J. et TOKSÖZ, M. N. (1995). Source characterization and fault plane determination for MbLg = 1.2 to 4.4 earthquakes in the Charlevoix Seismic Zone, Quebec, Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(6):1604–1621. [cf. p. 135, 137]

LIENERT, B. R., BERG, E. et FRAZER, L. N. (1986). Hypocenter : An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3):771–783. [cf. p. 49]

LIN, J. et STEIN, R. S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern san andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B2). [cf. p. 141, 170, 181]

LOWELL, J. (1985). Structural styles in petroleum geology. [cf. p. 7, 8]

LUND, B. et TOWNEND, J. (2007). Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophysical Journal International*, 170(3):1328–1335. [cf. p. 59]

LYZENGA, G. A. et GOLOMBEK, M. P. (1986). North american—pacific relative plate motion in southern california from interferometry. *Science*, 233(4769):1181–1183. [cf. p. 21]

MADARIAGA, R. (2015). Seismic source theory. [cf. p. 135]

MADIHA, M. et HÉNIA, D. (2017). Le thermalisme de la région de mila. Mémoire de D.E.A., Université Frères Mentouri - Constantine 1. [cf. p. 146]

MALAGNINI, L., LUCENTE, F. P., DE GORI, P., AKINCI, A. et MUNAFO', I. (2012). Control of pore fluid pressure diffusion on fault failure mode : Insights from the 2009 l'aquila seismic sequence. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B5). [cf. p. 174]

MANDL, G. (1987). Tectonic deformation by rotating parallel faults : the "bookshelf" mechanism. *Tectonophysics*, 141(4):277–316. [cf. p. 21]

MANN, P. (2007). Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining-and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 290(1):13–142. [cf. p. 10, 20]

MANN, P., HEMPTON, M. R., BRADLEY, D. C. et BURKE, K. (1983). Development of pull-apart basins. *The Journal of Geology*, 91(5):529–554. [cf. p. 20, 94]

MANZOCCHI, T., WALSH, J., NELL, P. et YIELDING, G. (1999). Fault transmissibility multipliers for flow simulation models. *Petroleum Geoscience*, 5(1):53–63. [cf. p. 149]

MAOUCHE, S., ABTOUT, A., MERABET, N.-E., AÏFA, T., LAMALI, A., BOUYAHIAOUI, B., BOUGCHICHE, S. et AYACHE, M. (2013). Tectonic and hydrothermal activities in debagh, guelma basin (algeria). *Journal of Geological Research*. [cf. p. 40, 66, 67, 69, 73, 75, 77, 83, 90, 93, 98, 99]

MAOUCHE, S., DJAROUN, N., HAROUZ, C., SAHI, N., AMRI, K. et HARBI, A. (2018). Active tectonics in the guelma basin (eastern algeria). *In Conference of the Arabian Journal of Geosciences*, pages 245–248. Springer. [cf. p. 66, 67, 69, 87, 90]

MARSHAK, S., NELSON, W. et MCBRIDE, J. (2003). Phanerozoic strike-slip faulting in the continental interior platform of the united states : examples from the laramide orogen, midcontinent, and ancestral rocky mountains. *Geological Society, London, Special Publications*, 210(1):159–184. [cf. p. 9]

MARTEL, S. (1990). Formation of compound strike-slip fault zones, mount abbot quadrangle, california. *Journal of Structural Geology*, 12(7):869–882. [cf. p. 23]

MARTEL, S. J. et POLLARD, D. D. (1989). Mechanics of slip and fracture along small faults and simple strike-slip fault zones in granitic rock. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 94(B7):9417–9428. [cf. p. 23]

MARUYAMA, T. (1963). On the force equivalent of dynamic elastic elastic dislocation with reference to the earthquake mechanism. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41:467–488. [cf. p. 61]

MAUFFRET, A., EL-ROBRINI, M. et GENNESSEAUX, M. (1987). Indice de la compression recente en mer mediterranee ; un bassin losangique sur la marge nord-algerienne. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3(6):1195–1206. [cf. p. 24]

MAUFFRET, A., Frizon de LAMOTTE, D., LALLEMANT, S., GORINI, C. et MAILLARD, A. (2004). E–w opening of the algerian basin (western mediterranean). *Terra Nova*, 16(5):257–264. [cf. p. 28, 181]

MCCAFFREY, R. (1992). Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 97(B6):8905–8915. [cf. p. 9]

MCCLUSKY, S., REILINGER, R., MAHMOUD, S., BEN SARI, D. et TEALEB, A. (2003). Gps constraints on africa (nubia) and arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155(1):126–138. [cf. p. 28]

MCGRATH, A. G. et DAVISON, I. (1995). Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, 17(7):1011–1024. [cf. p. 179]

MCKENZIE, D. (1972). Active tectonics of the mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2):109–185. [cf. p. 1, 23]

MEDAOURI, M., DÉVERCHÈRE, J., GRAINDORGE, D., BRACENE, R., BADJI, R., OUABADI, A., YELLES-CHAOUCHE, K. et BENDIAB, F. (2014). The transition from alboran to algerian basins (western mediterranean sea) : chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, 77:186–205. [cf. p. 2, 29, 153]

MEGHRAOUI, M. (1988). *Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique*. Thèse, Université de Paris-Sud. [cf. p. 25, 31, 33, 40, 41, 68, 77, 78, 82, 102, 108, 112, 119, 138, 152, 154, 155, 157, 176, 180]

MEGHRAOUI, M. (1991). Blind reverse faulting system associated with the mont chenoua-tipaza earthquake of 29 october 1989 (north-central algeria). *Terra nova*, 3(1):84–92. [cf. p. 2]

MEGHRAOUI, M., CISTERNAS, A. et PHILIP, H. (1986). Seismotectonics of the lower cheliff basin : structural background of the el asnam (algeria) earthquake. *Tectonics*, 5(6):809–836. [cf. p. 1, 24]

MEGHRAOUI, M., MOREL, J., ANDRIEUX, J. et DAHMANI, M. (1996). Pliocene and quaternary tectonics of the tell-rif mountains and alboran sea, a complex zone of continent continent convergence. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(1):141–157. [cf. p. 23, 24, 28, 31, 77, 102, 119, 138]

MEGHRAOUI, M. et PONDRELLI, S. (2012). Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in north africa. *Annals of geophysics = Annali di geofisica*, 55:955–967. [cf. p. 2, 23, 24, 29, 31, 32, 40, 66, 99, 119, 138, 155, 161]

MICHAEL, A. J. (1984). Determination of stress from slip data : faults and folds. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B13):11517–11526. [cf. p. 57]

MICHAS, G., PAVLOU, K., VALLIANATOS, F. et DRAKATOS, G. (2020). Correlation between seismicity and water level fluctuations in the polyphyto dam, north greece. *Pure and Applied Geophysics*, 177(8):3851–3870. [cf. p. 147]

MIHOUBI, A., SCHNÜRLE, P., BENAISSA, Z., BADSI, M., BRACENE, R., DJELIT, H., GELI, L., SAGE, F., AGOUDJIL, A. et KLINGELHOEFER, F. (2014). Seismic imaging of the eastern algerian margin off jijel : integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration. *Geophysical Journal International*, 198(3):1486–1503. [cf. p. 29]

MILLER, S. A., COLLETTINI, C., CHIARALUCE, L., COCCO, M., BARCHI, M. et KAUS, B. J. (2004). Aftershocks driven by a high-pressure co2 source at depth. *Nature*, 427(6976):724–727. [cf. p. 149]

MILNES, A. (1994). Aspects of 'strike-slip'or wrench tectonics—an introductory discussion. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74(3):129–133. [cf. p. 8]

MITCHELL, T. et FAULKNER, D. (2009). The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements : A field study from the atacama fault system, northern chile. *Journal of Structural Geology*, 31(8):802–816. [cf. p. 149]

MOECK, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37:867–882. [cf. p. 67]

MOGI, K. (1963a). Experimental study on the mechanism of the earthquake occurrences of volcanic origin. *Bulletin of Volcanology*, 26(1):197–208. [cf. p. 144]

MOGI, K. (1963b). The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomenon (second paper). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 41:595–614. [cf. p. 96]

MOGI, K. (1963c). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms—the fracture of a semi- infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 41:615–658. [cf. p. 96]

MOGI, K. (1966). Some presice measurements of fracture strength of rocks under uniform compressive stress. *Felsmech. Ingenieurgeol.*, 4(1):41. [cf. p. 75]

MOHAMMEDI, Y. (2015). Etude sismotectonique du bassin néogène sismogène de constantine/grarem-gouga. Magister thesis, USTHB. [cf. p. 35, 40, 102]

MOKRANE, A., AIT MESSAOUD, A., SEBAI, A., MENIA, N., AYADI, A., BEZZEGHOUD, M. et BENHALLOU, H. (1994). Les séismes en algérie de 1365 à 1992. *Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département : Etudes et Surveillance Sismique, ESS, CRAAG, Alger-Bouzaréah*, 277. [cf. p. 153]

MOODY, J. D. et HILL, M. J. (1956). Wrench-fault tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 67(9):1207–1246. [cf. p. 8]

MOORES, E. M., TWISS, R. J., TWISS, R. J. *et al.* (1995). *Tectonics*. Macmillan. [cf. p. 7]

MOREL, J. L. et MEGHRAOUI, M. (1996). Goringe-alboran-tell tectonic zone : A transpression system along the africa-eurasia plate boundary. *Geology*, 24(8):755–758. [cf. p. 23]

MOUNT, V. S. et SUPPE, J. (1987). State of stress near the san andreas fault : Implications for wrench tectonics. *Geology*, 15(12):1143–1146. [cf. p. 8]

MROCZEK, S., SAVAGE, M. K., HOPP, C. et SEWELL, S. M. (2020). Anisotropy as an indicator for reservoir changes : example from the rotokawa and ngatamariki geothermal fields, new zealand. *Geophysical Journal International*, 220(1):1–17. [cf. p. 147]

MULLER, J. R. et AYDIN, A. (2004). Rupture progression along discontinuous oblique fault sets : implications for the karadere rupture segment of the 1999 izmit earthquake, and future rupture in the sea of marmara. *Tectonophysics*, 391(1-4):283–302. [cf. p. 162, 178]

NICHOLSON, G., MOSELEY, J., SEXTON, P., MENDELSOHN, F., MARTIN, T. *et al.* (1986). Abundant calcitonin receptors in isolated rat osteoclasts. biochemical and autoradiographic characterization. *The Journal of clinical investigation*, 78(2):355–360. [cf. p. 21]

NILSEN, T. H. et SYLVESTER, A. G. (1999). Strike-slip basins : Part 1. *The Leading Edge*, 18(10):1146–1152. [cf. p. 94]

NOCQUET, J.-M. (2012). Present-day kinematics of the mediterranean : A comprehensive overview of gps results. *Tectonophysics*, 579:220–242. [cf. p. 1, 23, 28, 29, 31]

NOCQUET, J.-M., WILLIS, P. et GARCIA, S. (2006). Plate kinematics of nubia–somalia using a combined doris and gps solution. *Journal of Geodesy*, 80(8):591–607. [cf. p. 30]

NOSTRO, C., COCCO, M. et BELARDINELLI, M. E. (1997). Static stress changes in extensional regimes : an application to southern apennines (italy). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(1):234–248. [cf. p. 141]

NUR, A., RON, H. et SCOTTI, O. (1986). Fault mechanics and the kinematics of block rotations. *Geology*, 14(9):746–749. [cf. p. 21]

OBERT, D. (1981). *Étude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie)*. Thèse de doctorat, Toulouse. [cf. p. 36, 154, 168, 169, 178]

OGATA, Y. (1988). Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes. *Journal of the American Statistical association*, 83(401):9–27. [cf. p. 164, 166]

OGATA, Y. (1999). Seismicity analysis through point-process modeling : A review. *Seismicity patterns, their statistical significance and physical meaning*, pages 471–507. [cf. p. 166]

OGLESBY, D. D. (2005). The dynamics of strike-slip step-overs with linking dip-slip faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5):1604–1622. [cf. p. 20]

OKADA, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile fault in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92:1018–1040. [cf. p. 141]

OUILLON, G. et SORNETTE, D. (2005). Magnitude-dependent omori law : Theory and empirical study. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B4). [cf. p. 122]

PALANO, M., IMPRESCIA, P. et GRESTA, S. (2013). Current stress and strain-rate fields across the dead sea fault system : Constraints from seismological data and gps observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 369:305–316. [cf. p. 28]

PALANO, M., URSINO, A., SPAMPINATO, S., SPARACINO, F., POLONIA, A. et GASPERINI, L. (2020). Crustal deformation, active tectonics and seismic potential in the sicily channel (central mediterranean), along the nubia–eurasia plate boundary. *Scientific reports*, 10(1):1–14. [cf. p. 23]

PAROTIDIS, M., ROTHERT, E. et SHAPIRO, S. (2003). Pore-pressure diffusion : A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in vogtland/nw-bohemia, central europe. *Geophysical Research Letters*, 30(20). [cf. p. 145, 173]

PELÁEZ, J. A., HAMDACHE, M. et CASADO, C. L. (2005). Updating the probabilistic seismic hazard values of northern algeria with the 21 may 2003 m 6.8 algiers earthquake included. *pure and applied geophysics*, 162(11):2163–2177. [cf. p. 75, 84, 98]

PERROCHET, L., PREISIG, G. et VALLEY, B. (2020). Assessing fault criticality using seismic monitoring and fluid pressure analysis. *In EGU General Assembly Conference Abstracts*, page 3446. [cf. p. 150]

PIROMALLO, C. et MORELLI, A. (2003). P wave tomography of the mantle under the alpine-mediterranean area. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B2). [cf. p. 28]

PONDARD, N., ARMIJO, R., KING, G. C., MEYER, B. et FLERIT, F. (2007). Fault interactions in the sea of marmara pull-apart (north anatolian fault) : earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171(3):1185–1197. [cf. p. 174]

PONDRELLI, S., SALIMBENI, S., EKSTRÖM, G., MORELLI, A., GASPERINI, P. et VANNUCCI, G. (2006). The italian cmt dataset from 1977 to the present. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 159(3-4):286–303. [cf. p. 23, 28]

PRICE, N. J. et COSGROVE, J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press. [cf. p. 21]

QUENNELL, A. M. (1958). The structural and geomorphic evolution of the dead sea rift. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 114(1-4):1–24. [cf. p. 20]

RABAUTE, A. et CHAMOT-ROOKE, N. (2014). Active tectonics of the africa-eurasia boundary from algiers to calabria, map at 1 : 1500000 scale with gis database. *Geosubsight, Paris*. [cf. p. 40]

RAMSAY, J. G. et LISLE, R. J. (2000). *Applications of continuum mechanics in structural geology (Techniques of modern structural geology. Vol. 3)*, volume 3. Academic Press. [cf. p. 21]

RAOULT, J. (1974). *Géologie du centre de la Chaîne numidique : Nord du Constantinois, Algérie*. Mémoires de la Société géologique de France, Nouvelle série. Société géologique de France. [cf. p. 25, 27, 34, 40, 102, 110, 111, 112, 119, 176, 180]

RAOULT, J. F. (1969). Nouvelles donnees sur les flyschs au nord du kef sidi dris et dans la zone du col des oliviers (nord du constantinois, algerie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(4):516–522. [cf. p. 36]

REASENBERG, P. A. et JONES, L. M. (1989). Earthquake hazard after a mainshock in california. *Science*, 243(4895):1173–1176. [cf. p. 84]

REASENBERG, P. A. et SIMPSON, R. W. (1992). Response of regional seismicity to the static stress change produced by the loma prieta earthquake. *Science*, 255(5052):1687–1690. [cf. p. 141]

REUTHER, C.-D., BEN-AVRAHAM, Z. et GRASSO, M. (1993). Origin and role of major strike-slip transfers during plate collision in the central mediterranean. *Terra Nova*, 5(3):249–257. [cf. p. 177]

RICE, J. R. et COCCO, M. (2007). Seismic fault rheology and earthquake dynamics. *Tectonic faults : Agents of change on a dynamic earth*, pages 99–137. [cf. p. 1]

RIVERA, L. et CISTERNAS, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3):600–614. [cf. p. 53, 57]

ROLAND, E. et MCGUIRE, J. J. (2009). Earthquake swarms on transform faults. *Geophysical Journal International*, 178(3):1677–1690. [cf. p. 173]

ROMAN, D. C. (2005). Numerical models of volcanotectonic earthquake triggering on non-ideally oriented faults. *Geophysical Research Letters*, 32(2). [cf. p. 150]

ROSS, Z. E., COCHRAN, E. S., TRUGMAN, D. T. et SMITH, J. D. (2020). 3d fault architecture controls the dynamism of earthquake swarms. *Science*, 368(6497):1357–1361. [cf. p. 144, 149]

ROSS, Z. E., IDINI, B., JIA, Z., STEPHENSON, O. L., ZHONG, M., WANG, X., ZHAN, Z., SIMONS, M., FIELDING, E. J., YUN, S.-H. *et al.* (2019). Hierarchical interlocked orthogonal faulting in the 2019 ridgecrest earthquake sequence. *Science*, 366(6463):346–351. [cf. p. 139]

ROTHÉ, J. P. (1950). Les séismes de kerrata et la séismicité de l'algérie. *Bull. Serv. Cart. Geol. Algérie, 4éme série, Géophysique*, N3(1):1–40. [cf. p. 152, 153, 154, 155, 157]

ROYDEN, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12(3):629–638. [cf. p. 28]

RYBICKI, K. (1973). Analysis of aftershocks on the basis of dislocation theory. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7(4):409–422. [cf. p. 141]

SAUBER, J., THATCHER, W. et SOLOMON, S. C. (1986). Geodetic measurement of deformation in the central mojave desert, california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 91(B12):12683–12693. [cf. p. 21]

SAVAGE, J. et BURFORD, R. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central california. *Journal of Geophysical Research*, 78(5):832–845. [cf. p. 21]

SAVAGE, J. et LISOWSKI, M. (1993). Inferred depth of creep on the hayward fault, central california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 98(B1):787–793. [cf. p. 60]

SCANDONE, R. et MALONE, S. D. (1985). Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of mount st. helens during 1980. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(3-4):239–262. [cf. p. 28]

SCHAARSCHMIDT, A., HAASE, K. M., de WALL, H., BESTMANN, M., KRUMM, S. et REGELOUS, M. (2019). Upper crustal fluids in a large fault system : microstructural, trace element and oxygen isotope study on multi-phase vein quartz at the bavarian pfahl, se germany. *International Journal of Earth Sciences*, 108(2):521–543. [cf. p. 149]

SCHETTINO, A. et TURCO, E. (2006). Plate kinematics of the western mediterranean region during the oligocene and early miocene. *Geophysical Journal International*, 166(3):1398–1423. [cf. p. 28, 179, 181]

SCHOLZ, C. (1968a). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the seismological society of America*, 58(1):399–415. [cf. p. 76, 96]

SCHOLZ, C. (1968b). Mechanism of creep in brittle rock. *Journal of Geophysical Research*, 73(10):3295–3302. [cf. p. 98]

SCHOLZ, C. (2002). Brittle fracture of rock. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, pages 1–52. [cf. p. 9]

SCHOLZ, C. H. (1990). Earthquakes as chaos. *Nature*, 348(6298):197–198. [cf. p. 143]

SCHULTZ, R., STERN, V., NOVAKOVIC, M., ATKINSON, G. et GU, Y. J. (2015). Hydraulic fracturing and the crooked lake sequences : Insights gleaned from regional seismic networks. *Geophysical Research Letters*, 42(8):2750–2758. [cf. p. 144]

SCHULTZ, R. A. et BALASKO, C. M. (2003). Growth of deformation bands into echelon and ladder geometries. *Geophysical Research Letters*, 30(20). [cf. p. 22]

SEGALL, P. et RICE, J. R. (2006). Does shear heating of pore fluid contribute to earthquake nucleation? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B9). [cf. p. 1]

SEMMANE, F., ABACHA, I., YELLES-CHAOUCHE, A. K., HANED, A., BELDJOUDI, H. et AMRANI, A. (2012). The earthquake swarm of december 2007 in the mila region of northeastern algeria. *Natural Hazards*, 64(2):1855–1871. [cf. p. 105]

SEMMANE, F., BENABDELOUED, B., HEDDAR, A. et KHELIF, M. (2017). The 2014 mihoub earthquake (mw4. 3), northern algeria : empirical green's function analysis of the mainshock and the largest aftershock. *Journal of Seismology*, 21(6):1385–1395. [cf. p. 137]

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 mechanisms and gps data. *Geophysical Journal International*, 25. [cf. p. 23, 28, 29, 66, 154, 155]

SHAPIRO, S. A., HUENGES, E. et BORM, G. (1997). Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the ktb site. *Geophysical Journal International*, 131(2):F15–F18. [cf. p. 144]

SHAPIRO, S. A., RENTSCH, S. et ROTHERT, E. (2005). Characterization of hydraulic properties of rocks using probability of fluid-induced microearthquakes. *Geophysics*, 70(2):F27–F33. [cf. p. 145, 173]

SIBSON, R. H. (1985). A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7(6):751–754. [cf. p. 20, 21, 149]

SIBSON, R. H. (2020). Preparation zones for large crustal earthquakes consequent on fault-valve action. *Earth, Planets and Space*, 72(1):1–20. [cf. p. 148]

SIEH, K. et NATAWIDJAJA, D. (2000). Neotectonics of the sumatran fault, indonesia. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B12):28295–28326. [cf. p. 9]

SOUMAYA, A., BEN AYED, N., RAJABI, M., MEGHRAOUI, M., DELVAUX, D., KADRI, A., ZIEGLER, M., MAOUCHE, S. et BRAHAM, A. (2018). Active faulting geometry and stress pattern near complex strike-slip systems along the maghreb region : Constraints on active convergence in the western mediterranean. *Tectonics*, 37(9):3148–3173. [cf. p. 24, 25, 26, 31, 90, 99, 155, 181]

STANTON-YONGE, A., GRIFFITH, W., CEMBRANO, J., ST. JULIEN, R. et ITURRIETA, P. (2016). Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the southern volcanic zone of the andes : Insights from boundary element modeling. *Tectonics*, 35(9):1990–2013. [cf. p. 157, 160]

STEIN, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762):605–609. [cf. p. 100, 174]

STEIN, R. S., BARKA, A. A. et DIETERICH, J. H. (1997). Progressive failure on the north anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128(3):594–604. [cf. p. 141, 143]

STEIN, R. S., KING, G. C. et LIN, J. (1992). Change in failure stress on the southern san andreas fault system caused by the 1992 magnitude= 7.4 landers earthquake. *Science*, 258(5086):1328–1332. [cf. p. 60, 141]

STEIN, R. S., KING, G. C. et LIN, J. (1994). Stress triggering of the 1994 m= 6.7 northridge, california, earthquake by its predecessors. *Science*, 265(5177):1432–1435. [cf. p. 59]

STEIN, S. et WYSESSION, M. (2003). An introduction to seismology. *Earthquakes, and Earth*, 7(9):10. [cf. p. 54]

STORTI, F., HOLDSWORTH, R. E. et SALVINI, F. (2003). Intraplate strike-slip deformation belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 210(1):1–14. [cf. p. 7, 9]

STRZERZYNSKI, P., DÉVERCHÈRE, J., CATTANEO, A., DOMZIG, A., YELLES, K., Mercier de LÉPINAY, B., BABONNEAU, N. et BOUDIAF, A. (2010). Tectonic inheritance and pliocene-pleistocene inversion of the algerian margin around algiers : Insights from multibeam and seismic reflection data. *Tectonics*, 29(2). [cf. p. 29]

SYLVESTER, A. G. (1984). *Wrench Fault Tectonics : Selected Papers Reprinted from the AAPG Bulletin and Other Geological Journals*. Amer Assn of Petroleum Geologists. [cf. p. 7, 8]

SYLVESTER, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11): 1666–1703. [cf. p. 7, 8, 9, 10, 20, 94]

TAILLEFER, A. (2017). *Interactions entre tectonique et hydrothermalisme : rôle de la faille normale de la Têt sur la circulation hydrothermale et la distribution des sources thermales des Pyrénées Orientales*. Thèse de doctorat, Université Montpellier. [cf. p. 72]

TALEBIAN, M. et JACKSON, J. (2002). Offset on the main recent fault of nw iran and implications for the late cenozoic tectonics of the arabia–eurasia collision zone. *Geophysical Journal International*, 150(2):422–439. [cf. p. 175]

TALWANI, P. (1999). Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics*, 305(1-3):371–379. [cf. p. 10]

TAPPONNIER, P. et MOLNAR, P. (1977). Active faulting and tectonics in china. *Journal of Geophysical Research*, 82(20):2905–2930. [cf. p. 12]

TAPPONNIER, P. et MOLNAR, P. (1979). Active faulting and cenozoic tectonics of the tien shan, mongolia, and baykal regions. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B7):3425–3459. [cf. p. 12]

TCHALENKO, J. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81(6):1625–1640. [cf. p. 14]

TEANBY, N., KENDALL, J.-M., JONES, R. et BARKVED, O. (2004). Stress-induced temporal variations in seismic anisotropy observed in microseismic data. *Geophysical Journal International*, 156(3):459–466. [cf. p. 147]

THATCHER, W. et HILL, D. P. (1991). Fault orientations in extensional and conjugate strike-slip environments and their implications. *Geology*, 19(11):1116–1120. [cf. p. 137]

THOMAS, G. (1985). *Géodynamique d'un bassin intramontagneux : Le Bassin du Bas-Chelif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire*. Thèse de doctorat, Universiteé de Pau et des Pays de l'Adour. [cf. p. 1]

THURBER, C. H. (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1-3):55–62. [cf. p. 50]

TINGAY, M., MORLEY, C., KING, R., HILLIS, R., COBLENTZ, D. et HALL, R. (2010). Present-day stress field of southeast asia. *Tectonophysics*, 482(1-4):92–104. [cf. p. 178]

TODA, S., LIN, J., MEGHRAOUI, M. et STEIN, R. S. (2008). 12 may 2008 m= 7.9 wenchuan, china, earthquake calculated to increase failure stress and seismicity rate on three major fault systems. *Geophysical Research Letters*, 35(17). [cf. p. 59]

TODA, S., LIN, J. et STEIN, R. S. (2011). Using the 2011 m w 9.0 off the pacific coast of tohoku earthquake to test the coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth, planets and space*, 63(7):725–730. [cf. p. 60]

TODA, S., STEIN, R. S., REASENBERG, P. A., DIETERICH, J. H. et YOSHIDA, A. (1998). Stress transferred by the 1995 mw= 6.9 kobe, japan, shock : Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B10):24543–24565. [cf. p. 141, 174]

TODA, S., STEIN, R. S., RICHARDS-DINGER, K. et BOZKURT, S. B. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern california : Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B5). [cf. p. 141, 170, 174, 181]

TRICART, P., TORELLI, L., ARGNANI, A., REKHISS, F. et ZITELLINI, N. (1994). Extensional collapse related to compressional uplift in the alpine chain off northern tunisia (central mediterranean). *Tectonophysics*, 238(1-4):317–329. [cf. p. 2, 153]

TWISS, R. J., MOORES, E. M. *et al.* (1992). *Structural geology*. Macmillan. [cf. p. 7, 19, 93]

UTSU, T. (1961). A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks. *The Geophysical Magazine*, 30:521–605. [cf. p. 64, 122, 164]

UTSU, T., OGATA, Y., S, R. et MATSU'URA (1995). The centenary of the omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, 43(1):1–33. [cf. p. 64, 85, 122, 166, 168]

van HINSBERGEN, D. J., VISSERS, R. L. et SPAKMAN, W. (2014). Origin and consequences of western mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4):393–419. [cf. p. 29]

VIDALE, J. E. et SHEARER, P. M. (2006). A survey of 71 earthquake bursts across southern california : Exploring the role of pore fluid pressure fluctuations and aseismic slip as drivers. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B5). [cf. p. 100, 143, 144]

VILLA, J. (1980). *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*. Thèse docteur ès sciences„ Universite Paris VI. [cf. p. 25, 33, 34, 36, 39, 40, 41, 67, 69, 77, 78, 82, 108, 154, 176, 180]

WAKABAYASHI, J., HENGESH, J. V. et SAWYER, T. L. (2004). Four-dimensional transform fault processes : progressive evolution of step-overs and bends. *Tectonophysics*, 392(1-4):279–301. [cf. p. 20]

WALDHAUSER, F. et ELLSWORTH, W. L. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm : Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6):1353–1368. [cf. p. 51, 52, 107]

WALDRON, J., ROSELLI, C. et JOHNSTON, S. (2007). Transpressional structures on a late palaeozoic intracontinental transform fault, canadian appalachians. *Geological Society, London, Special Publications*, 290(1):367–385. [cf. p. 162, 178]

WELLMAN, H. (1955). New zealand quaternary tectonics. *Geologische Rundschau*, 43(1):248–257. [cf. p. 8]

WELLS, D. L. et COPPERSMITH, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4):974–1002. [cf. p. 3, 113, 126, 144]

WESNOUSKY, S. G. (2006). Predicting the endpoints of earthquake ruptures. *Nature*, 444(7117):358–360. [cf. p. 1]

WILCOX, R. E., HARDING, T. t. et SEELY, D. (1973). Basic wrench tectonics. *Aapg Bulletin*, 57(1):74–96. [cf. p. 8, 11, 14]

WILDI, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (algérie, maroc, tunisie) : Structure, stratigraphie et évolution du trias au miocène. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 24:201–297. [cf. p. 29, 36, 138]

WILSON, J. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207(4995):343–347. [cf. p. 8]

WOODCOCK, N. et SCHUBERT, C. (1994). Continental strike-slip tectonics. *In Continental deformation*, pages 251–263. [cf. p. 7, 15]

WOODCOCK, N. H. (1986). The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 317(1539):13–29. [cf. p. 7, 9, 10, 19, 20]

WOODS, J., WINDER, T., WHITE, R. S. et BRANDSDÓTTIR, B. (2019). Evolution of a lateral dike intrusion revealed by relatively-relocated dike-induced earthquakes : The 2014–15 bárðarbunga–holuhraun rifting event, iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 506:53–63. [cf. p. 144]

WORTEL, M. et SPAKMAN, W. (2000). Subduction and slab detachment in the mediterranean-carpathian region. *Science*, 290(5498):1910–1917. [cf. p. 28]

WYSS, M. *et al.* (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophys. JR Astron. Soc*, 31(4):341–359. [cf. p. 76]

YAGI, Y. et FUKAHATA, Y. (2011). Introduction of uncertainty of green's function into waveform inversion for seismic source processes. *Geophysical Journal International*, 186(2):711–720. [cf. p. 54]

YAGI, Y. et NISHIMURA, N. (2011). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletion of IISEE*, 45(1):133–138. [cf. p. 54, 55, 56, 81, 128]

YALE, D. P. (2003). Fault and stress magnitude controls on variations in the orientation of in situ stress. *Geological Society, London, Special Publications*, 209(1):55–64. [cf. p. 178]

YÁÑEZ, G. et CEMBRANO, J. (2004). Role of viscous plate coupling in the late tertiary andean tectonics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B2). [cf. p. 162]

YANG, X., GUANGHUI, W., YONGLIANG, L. et TINGTING, C. (2017). Analogue modeling of through-going process and development pattern of strike-slip fault zone. *Petroleum Exploration and Development*, 44(3):368–376. [cf. p. 169]

YEATS, R. S., YEATS, R. S., SIEH, K., SIEH, K. E., ALLEN, C. R., ALLEN, C. R. *et al.* (1997). *The geology of earthquakes*. Oxford University Press, USA. [cf. p. 7, 9, 10]

YEKEN, T. (2016). Spatial analysis of b-value variability in armutlu peninsula (nw turkey). *Open Geosciences*, 8(1):548–555. [cf. p. 71]

YELLES, A., DOMZIG, A., DÉVERCHÈRE, J., BRACÈNE, R., de LÉPINAY, B. M., STRZERZYNSKI, P., BERTRAND, G., BOUDIAF, A., WINTER, T., KHERROUBI, A. *et al.* (2009). Plio-quaternary reactivation of the neogene margin off nw algiers, algeria : the khayr al din bank. *Tectonophysics*, 475(1):98–116. [cf. p. 28, 29, 38, 153]

YELLES-CHAOUCHE, A., ABACHA, I., BOULAHIA, O., AIDI, C., CHAMI, A., BELHEOUANE, A., RAHMANI, S. T.-E. et ROUBECHE, K. (2021). The 13 july 2019 mw 5.0 jijel earthquake, northern algeria : An indicator of active deformation along the eastern algerian margin. *Journal of African Earth Sciences*, 177:104–149. [cf. p. 38, 39, 166]

YELLES-CHAOUCHE, A., ALLILI, T., ALILI, A., MESSEMEN, W., BELDJOUDI, H., SEMMANE, F., KHERROUBI, A., DJELLIT, H., LARBES, Y., HANED, S., DERAMCHI, A., AMRANI, A., CHOUIREF, A., CHAOUI, F., KHELLAF, K. et NAIT SIDI SAID, C. (2013). The new algerian digital seismic network (adsn) : towards an earthquake early-warning system. *Advances in Geosciences*, 36:31–38. [cf. p. 155, 156]

YELLES-CHAOUCHE, A., BOUDIAF, A., DJELLIT, H. et BRACENE, R. (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1):126–139. [cf. p. 32, 66, 152, 155, 157]

YELLES-CHAOUCHE, A., ROGER, J., DÉVERCHÈRE, J., BRACÈNE, R., DOMZIG, A., HÉBERT, H. et KHERROUBI, A. (2009). The 1856 tsunami of djidjelli (eastern algeria) : Seismotectonics, modelling and hazard implications for the algerian coast. *In Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami*, pages 283–300. Springer. [cf. p. 2, 33, 161]

YELLES-CHAOUCHE, A. et THE MARADJA TEAM, a. (2006). A morphotectonic overview of the deforming seaward boundary of the africa-europe convergence zone off algeria from oran to annaba. European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria. [cf. p. 2, 31, 153, 157, 160]

YELLES-CHAOUCHE, A. et THE SPIRAL TEAM, a. (2010). From maradja to spiral surveys. recent and active deformation of the algerian margin and the evidence of contractionnal reactivation. La 32ème Commission Sismologique Européenne (ESC), Montpellier, France. [cf. p. 2, 31, 153]

YELLES-CHAOUCHE, A. K., ABACHA, I., SEMMANE, F., BELDJOUDI, H. et DJELLIT, H. (2014). The beni-ilmane (north-central algeria) earthquake sequence of may 2010. *Pure and Applied Geophysics*, 171(7):1283–1298. [cf. p. 61]

YIELDING, G., OUYED, M., KING, G. et HATZFELD, D. (1989). Active tectonics of the algerian atlas mountains—evidence from aftershocks of the 1980 el asnam earthquake. *Geophysical journal international*, 99(3):761–788. [cf. p. 1, 102, 119, 138]

ZHANG, X. et SHCHERBAKOV, R. (2016). Power-law rheology controls aftershock triggering and decay. *Scientific reports*, 6(1):1–9. [cf. p. 64, 123]

ZHUANG, J., OGATA, Y. et WANG, T. (2017). Data completeness of the kumamoto earthquake sequence in the jma catalog and its influence on the estimation of the etas parameters. *Earth, Planets and Space*, 69(1):36. [cf. p. 166, 168]

ZIV, A. et RUBIN, A. M. (2000). Static stress transfer and earthquake triggering : No lower threshold in sight ? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B6):13631–13642. [cf. p. 174]

ZOLNAI, G. (1991). Continental wrench-tectonics and hydrocarbon habitat : tectonique continentale en cisaillement. [cf. p. 8]

Annexes

Annexe A



Author's personal copy

J Seismol
https://doi.org/10.1007/s10950-018-9800-7

ORIGINAL ARTICLE

The 2010 Beni-Ilmane, Algeria, earthquake sequence: statistical analysis, source parameters, and scaling relationships

Issam Abacha · Oualid Boulahia · Abdelkarim Yelles-Chaouche · Fethi Semmane · Hamoud Beldjoudi · Hichem Bendjama

Received: 5 May 2018 / Accepted: 17 October 2018
© Springer Nature B.V. 2018

Abstract Source parameters were estimated for the 18 largest events ($M_D \geq 4$) of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence (north-central Algeria) using data recorded by permanent broadband seismic stations of the Algeria Digital Seismic Network (ADSN). Displacement spectra of *P* and *S* waves were estimated using a Brune seismic source model to compute spectral parameters. Spectra were corrected to account for path effects and near-surface attenuation. The average seismic moments estimated from *P* and *S* wave spectra ranged from 5.5×10^{14} to 1.6×10^{17} N m, with a logarithmic mean $M_0(S)/M_0(P)$ ratio of 0.96. Source radii ranged from 735 to 2266 m with an average $r(S)/r(P)$ value of 0.99. Stress drops varied from 0.2 to 11 MPa with an average $\Delta\sigma(S)/\Delta\sigma(P)$ ratio of 1.08. Corner frequencies (f_c) vary from 0.8 to 2.4 Hz, and moment magnitudes (M_w) range from 3.8 to 5.4. Scaling relations of seismic moments, source radii, and stress drops indicate that events with $M_0 \geq 2 \times 10^{16}$ N m have stress drops that are generally constant, while the stress drops of earthquakes with $M_0 < 2 \times 10^{16}$ N m decrease with decreasing seismic moment. The source parameters of the 1960 Melouza (now Beni-Ilmane) moderate earthquake are also estimated from these scaling relationships. Finally, we find low *b* and γ values in the Gutenberg–Richter and gamma function laws. The seismic sequence is discussed in the context of the active tectonics of the Beni-Ilmane fault system.

I. Abacha (✉) · O. Boulahia · A. Yelles-Chaouche · F. Semmane · H. Beldjoudi · H. Bendjama
Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, CRAAG, BP 63, Bouzaréah, Algiers, Algeria
e-mail: abacha.issam@yahoo.fr

Keywords Beni-Ilmane · Statistical analysis · Source parameter · Scaling law · Tellian chain

1 Introduction

For a period of several months beginning May 14, 2010, a moderate seismic sequence with an M_D 5.2 mainshock (I_0 = VII; Yelles-Chaouche et al. 2013) affected the Beni-Ilmane region of north-central Algeria, exactly in the transition zone between the Bibans and Hodna mountains (Fig. 1a). This sequence was marked by the occurrence of three successive moderate shocks of $5.0 \leq M_D \leq 5.2$ on at least two faults, which produced a significant number of aftershocks concentrated in a window of 18 days. The first main fault is a subvertical left-lateral strike–slip fault trending NNE–SSW, in which two mainshocks occurred. The second fault, oriented E–W, is a high-angle reverse fault (Yelles-Chaouche et al. 2013). Surface fissures evident in the epicentral region and related to gravitational effects were observed and described in detail by Zazoun et al. (2012). It is notable that this sequence was the second destructive historic event in the region; the first was an *M* 5.6 event in 1960 (Benhallou 1985; Benouar 1994) (Fig. 1b). The moment magnitudes of the three largest events, obtained from near-field waveform modeling, are M_w 5.5, M_w 5.1, and M_w 5.2, respectively (Beldjoudi et al. 2016). Yelles-Chaouche et al. (2013) analyzed a dataset that included the most significant aftershocks in the sequence; 1403 events were located in their study, the main of which had focal mechanisms calculated from first-motion *P* wave

Published online: 29 October 2018

Author's personal copy

polarities (Fig. 1b). Beldjoudi et al. (2016), who presented a more detailed model of the fault system and its relationship to seismotectonics, obtained similar focal mechanism solutions to Yelles-Chaouche et al. (2013) using inversion of broadband velocity waveforms of the three main shocks. Nevertheless, Beldjoudi et al. (2016) attributed each of the three main events to its own fault. More recently, Hamdache et al. (2017) conducted a statistical analysis of this earthquake sequence and found *b* values in agreement with values observed worldwide for successive occurrence of mainshock–aftershock sequences. Abacha et al. (2014) resolved crustal *P* wave structure in the epicentral region using well-located aftershocks: the low-velocity anomalies in their model correspond to the alignments of the main faults in the region, and their high-velocity anomalies could correspond to rigid blocks of upper crust. Low-velocity anomalies observed in their *S* wave model of the aftershock area could indicate regions with high fluid content.

The source parameters of an earthquake, such as the source dimensions, seismic moment, and stress drop, can be determined by spectral analysis of its body and surface wave records. Based on theoretical models, such as the rectangular models of Haskell (1964) and Savage (1972), and the circular models of Brune (1970, 1971) and Madariaga (1976), it is possible to calculate the displacement from a fault model and compare theoretical spectra with experimental results. The use of both *P* and *S* wave spectra for the determination of seismic source parameters based on the model of Brune (1970) has been widely adopted; examples include Fletcher (1980) and García et al. (1996, 2004)) for small-sized local earthquakes and Hanks and Wyss (1972) for teleseismic events. In Algeria, a recent source parameter study was performed by Semmane et al. (2015) using *P* wave data from the M_w 4.1 Bordj-Menaïel earthquake.

In the current study, we estimate earthquake source parameters of the 18 largest events ($M_D \geq 4$) of the 2010 Beni-Ilmane seismic sequence, including the three $M_D \geq 5$ shocks, based on *P* and *S* wave displacement spectra and the circular seismic source model of Brune (1970, 1971) (Table 1). The earthquake sequence was characterized by two clusters corresponding to unique faults. In this paper, we apply a statistical test to the time intervals between successive earthquakes to better understand the physical correlations between seismic events from the same cluster. Scaling laws relating the seismic moment M_0 to other source parameters are developed for the Beni-Ilmane region. Finally, the results are used to estimate the source parameters of the 1960 M_s 5.0 Melouza earthquake (Benouar 1994), which occurred in the same area.

2 Data acquisition and processing

To determine the earthquake source parameters, we used 11 broadband stations from the Algerian permanent seismic network (Yelles-Chaouche et al. 2013b), located 25–450 km from the epicentral area. Stations ABZH, ADJF, CBBR, and EADB are equipped with three-component, ultra-broadband Streckeisen STS-2 sensors coupled to Q330 Quanterra digitizers. Stations ATAF, CABS, CKHR, EMHD, OJGS, and EMHD are equipped with three-component Geodevice BBVS-60s broadband seismometers coupled to Geodevice EDAS-24IP digitizers; station CSVB is equipped with a three-component ultra-broadband Geodevice BBVS-120 sensor coupled to a Geodevice EDAS-24IP digitizer (Fig. 1a). Since the stations installed in hard bedrock, the site effects will be minimized.

The source parameters of the three main shocks and 15 largest aftershocks of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence were estimated from their *P* and *S* wave displacement spectra using three-component data and the following processing steps. First, we selected seismic records with high signal-to-noise ratios (SNR > 3) for both *P* and *S* waves. Careful analyst examination identified an electronic problem on the E–W channel of the nearest station (ATAF); consequently, data from this channel were not used.

Signals were corrected by removing the mean and linear trend. A 10% cosine taper was then applied to each end of the signal, and signals were subsequently corrected to translate the instrument response to a common curve. The window lengths around the *P* and *S* wave arrivals were manually adjusted to minimize contamination from other phases and to maintain the resolution and stability of the spectra: selection windows ranged from 2 to 8 s, depending on the event magnitude and the epicentral distance of the station. Fourier amplitude spectra were calculated and smoothed using an FFT and a Konno–Omachi log scale window (Konno and Ohmachi 1998). The fit between observed and theoretical displacement spectra led to model the remaining frequencies.

Author's personal copy

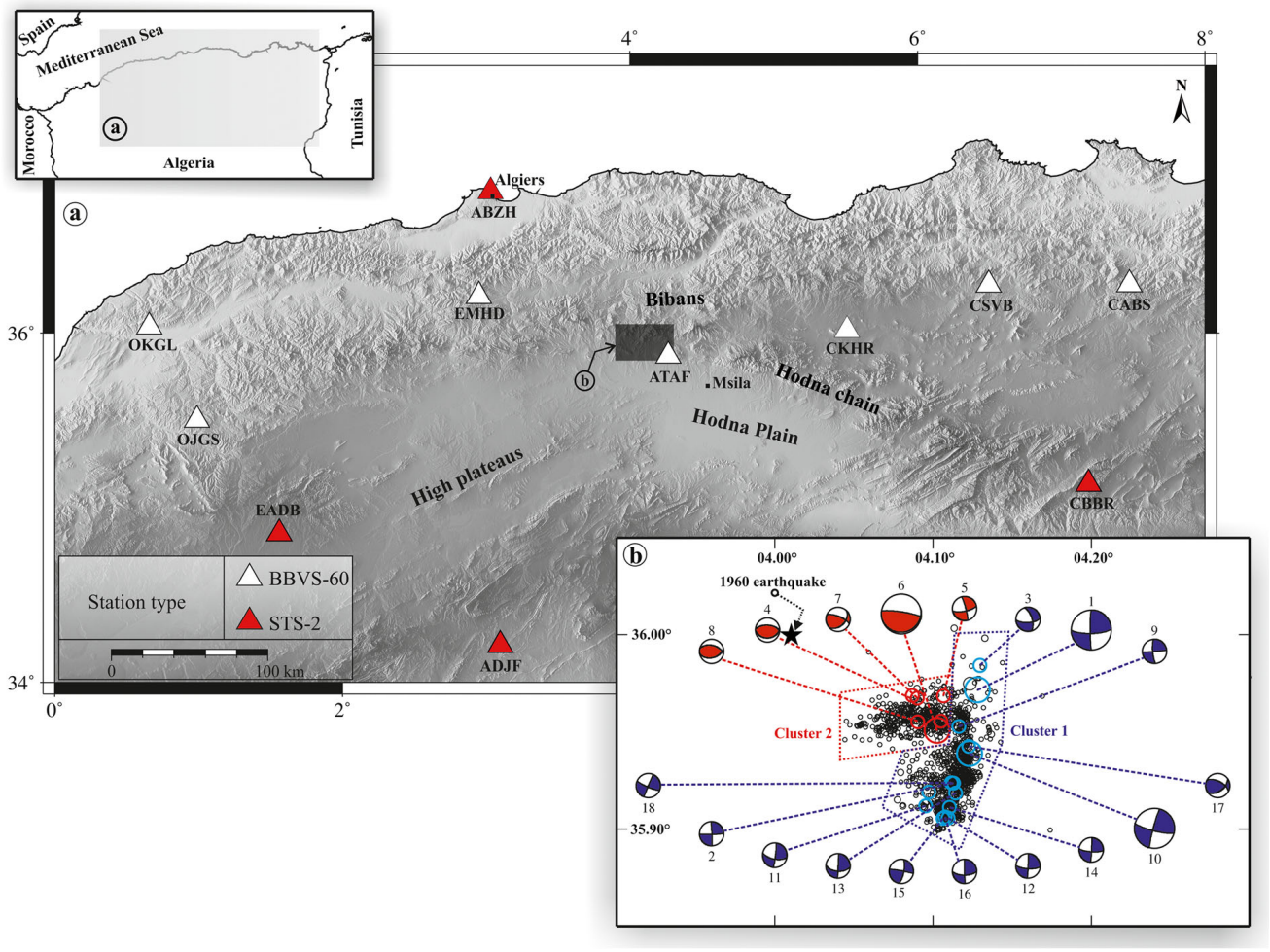


Fig. 1 **a** Map of the study area, including seismic stations used in this work and the main geological units of the region. **b** Horizontal distribution of 1403 relocated events from the first 2 weeks of the sequence, with focal mechanisms of the 18 $M_D \geq 4$ events used in this study. Symbol sizes are proportional to earthquake magnitudes, which were estimated using the formula of Semmane et al. (2012). Events with violet focal mechanisms belong to the first cluster and events with red mechanisms to the second cluster. The black star indicates the 1960 Beni-Ilmane earthquake. The dashed violet rectangle represents the boundary delimited by the first cluster, and the red rectangle represents that delimited by the second. The dark gray box in **a** delineates the geographic boundary of **b**

3 Statistical analysis

Before source parameters were estimated, we performed a statistical analysis to constrain the source process of this seismic sequence. Because earthquakes are not uniformly distributed in time, space, or magnitude, earthquake distributions obey a power law or fractal scaling, often described by the Gutenberg–Richter relationship between magnitude and frequency (Gutenberg and Richter 1944, 1954, 1956) and the modified Omori law that characterizes the decay of aftershock activity (Utsu et al. 1995). Corral (2004), from analysis of a number of seismic catalogs, found that the time intervals of aftershocks are best described by a Gamma distribution. Hainzl et al. (2006) showed that seismic event distributions within a cluster can usually be approximated by a Gamma function, whose parameters are related to the proportion of independent earthquakes

$$\Gamma(\tau) = C\tau^{\gamma-1}e^{-\tau/\beta} \quad (1)$$

where τ is the ratio between the time intervals of successive microseisms Δt ($\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$) and the average time interval Δt_0, and C, γ, and β are constants.

The 2010 Beni-Ilmane seismic sequence was characterized by two event clusters (Yelles-Chaouche et al.

Author's personal copy

Table 1 Fault plane solutions for the 18 largest aftershocks ($M_D \geq 4$). Score and quality are two parameters that measure the similarity between polarities observed and predicted by the model (modified from Yelles-Chaouche et al. 2013)

Number	Date	Origin time	MD	Location		Depth (km)	Nodal plane A			Nodal plane B			Score (%)	Quality (%)
	(YY/MM/DD)	(HH:MM:SS)		Lon (°E)	Lat (°N)		Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)		
1	**10/May/14**	**12:29:20**	**5.2**	**4.13**	**35.97**	**8.2**	**180**	**86**	**15**	**89**	**75**	**173**	**100**	**69**
2	**10/May/14**	**15:13:13**	**4.7**	**4.11**	**35.92**	**6.0**	**88**	**85**	**−177**	**358**	**87**	**−5**	**100**	**63**
3	**10/May/14**	**23:43:22**	**4.4**	**4.13**	**35.98**	**6.9**	**89**	**66**	**−149**	**343**	**61**	**−27**	**100**	**64**
4	*10/May/15*	*00:00:40*	*4.0*	*4.09*	*35.97*	*9.1*	*273*	*58*	*93*	*88*	*32*	*86*	*100*	*73*
5	*10/May/16*	*03:51:29*	*4.8*	*4.11*	*35.97*	*8.3*	*345*	*82*	*− 19*	*78*	*72*	*− 172*	*100*	*71*
6	*10/May/16*	*06:52:39*	*5.0*	*4.10*	*35.95*	*7.4*	*279*	*82*	*94*	*72*	*9*	*64*	*100*	*66*
7	*10/May/16*	*09:46:01*	*4.0*	*4.09*	*35.97*	*8.5*	*292*	*71*	*127*	*45*	*41*	*30*	*100*	*77*
8	*10/May/19*	*23:59:50*	*4.1*	*4.09*	*35.95*	*7.7*	*283*	*49*	*108*	*76*	*44*	*70*	*100*	*71*
9	**10/May/21**	**12:16:18**	**4.0**	**4.12**	**35.95**	**7.5**	**85**	**89**	**168**	**176**	**78**	**1**	**100**	**68**
10	**10/May/23**	**13:28:15**	**5.0**	**4.12**	**35.94**	**5.7**	**195**	**85**	**10**	**104**	**80**	**175**	**100**	**67**
11	**10/May/23**	**23:39:54**	**4.1**	**4.09**	**35.91**	**4.7**	**7**	**85**	**−26**	**100**	**64**	**−174**	**100**	**69**
12	**10/May/24**	**21:00:38**	**4.9**	**4.11**	**35.91**	**6.7**	**3**	**88**	**−18**	**93**	**72**	**−178**	**100**	**69**
13	**10/May/24**	**23:48:25**	**4.1**	**4.11**	**35.92**	**6.2**	**3**	**89**	**−35**	**93**	**55**	**−179**	**100**	**75**
14	**10/May/25**	**13:05:09**	**4.5**	**4.11**	**35.91**	**5.3**	**3**	**87**	**−14**	**94**	**76**	**−177**	**100**	**69**
15	**10/May/26**	**17:49:44**	**4.2**	**4.11**	**35.90**	**6.4**	**12**	**73**	**5**	**280**	**85**	**163**	**100**	**67**
16	**10/May/26**	**20:47:39**	**4.3**	**4.11**	**35.91**	**6.4**	**179**	**89**	**25**	**89**	**64**	**179**	**90**	**68**
17	**10/May/30**	**04:48:30**	**4.2**	**4.12**	**35.94**	**5.5**	**55**	**51**	**40**	**297**	**60**	**133**	**100**	**72**
18	**10/May/31**	**16:05:03**	**4.6**	**4.11**	**35.92**	**6.7**	**23**	**89**	**−10**	**113**	**80**	**−179**	**100**	**69**

2013) related to two active faults with activity confined to relatively small geographic regions. To better understand the physical relationship between seismic events in each cluster, we performed a statistical test on the time intervals between successive earthquakes. In Fig. 2, clusters 1 and 2 show a low γ value ($\gamma = 0.46$, i.e., 46% of events are independent); we obtain $\gamma = 0.57$ when both clusters are considered together.

Bernard et al. (2007) suggested two classes of seismic event sequences that can be distinguished by their γ values. If $\gamma < 0.5$, events are correlated and triggering is due to the interaction between events. This class of sequence typically includes a high concentration of aftershocks in time and space. If $\gamma > 0.5$, the events are more independent and triggering is more likely related to forcing mechanisms, such as creep or fluid pressure.

We used the *ZMAP* software package (Wiemer 2001) to calculate the b values of the Gutenberg–Richter law using least-squares and maximum likelihood methods. We obtained b values of $b = 0.85 \pm 0.03$ for cluster 1, $b = 1.03 \pm 0.05$ for cluster 2, and $b = 0.96 \pm 0.03$ when both clusters were considered together (Fig. 3). Hamdache et al. (2017) obtained $b = 0.96 \pm 0.03$ for their first cluster (which mainly corresponds to cluster 2 of this paper), $b = 1.04 \pm 0.05$ for their second cluster (which mainly corresponds to cluster 1 in this paper), and $b = 0.96 \pm 0.03$ for the entire sequence. The differences between the results of these two studies are related to how the clusters are defined: we considered the first mainshock with a strike–slip solution to be part of a cluster of events dominated by strike–slip motion, whereas Hamdache et al. (2017) considered this event a member of a cluster dominated by reverse faulting. Typical b values of tectonic earthquake sequences are $0.78 \leq b \leq 0.9$ (Gutenberg and Richter 1949, 1954). This suggests that the region is relatively homogeneous, and the effective normal stress is sufficiently high to trigger moderate to strong earthquakes.

From these two statistical laws, we note that this seismic sequence is likely related to the active tectonics of the Beni-Ilmane fault system and was triggered by interactions among seismic events.

Author's personal copy

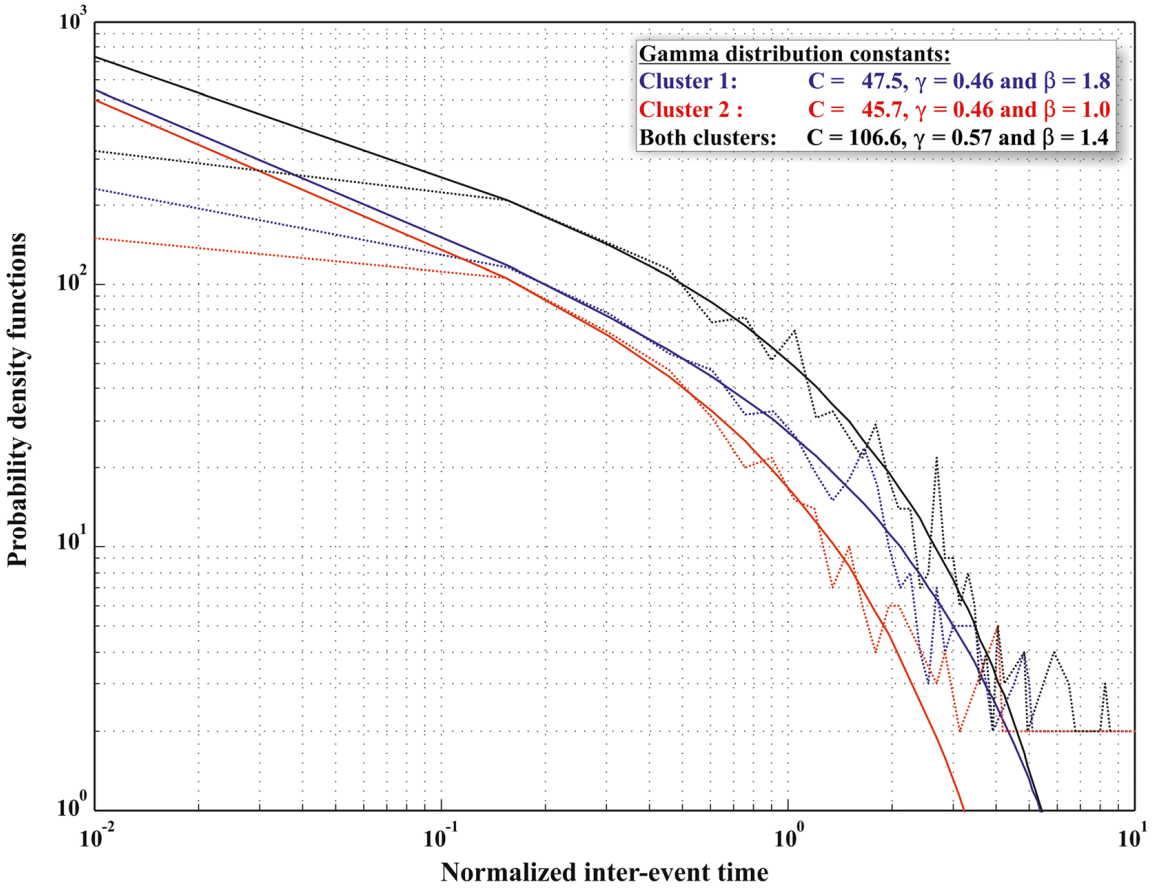


Fig. 2 Probability density functions of normalized inter-event times for cluster 1 (dashed violet line), cluster 2 (dashed red line), and both clusters (dashed black line). The best-fit gamma distributions are indicated by the corresponding solid lines of each color

4 Source parameter estimation

4.1 Methodology

The methodology used to determine source parameters from *P* and *S* wave spectra is commonly used and has been described in several previous works, including detailed discussions by Hanks and Wyss (1972), Fletcher (1980), and García et al. (1996, 2004)). We estimate earthquake source parameters based on a circular seismic source model (Brune 1970, 1971). The displacement amplitude spectra of a *P* or *S* wave at frequency *f* can be described by the relationship

$$A_d(f) = \frac{G(\Delta, h)D(f)M_0\mathrm{FR}_{(\theta,\phi)}}{4\pi\rho V^3\left(1+\frac{f^2}{f_c^2}\right)} \quad (2)$$

where Δ is the epicentral distance, h is the hypocentral depth, $G(\Delta,h)$ is the geometrical spreading term (in this case, $G = 1/\Delta$), f is the frequency, f_c is the corner frequency, ρ is density, V is the phase velocity (*P* or *S*) at the source, M_0 is seismic moment, and $\mathrm{FR}_{(\theta,\phi)}$ is a factor to correct for the free surface effect and radiation pattern, respectively. The diminution function $D(f)$ in Eq. (2) is representative of the attenuation path and can be written as

$$D(f) = P(f)e^{\frac{-\pi ft}{Q}} \quad (3)$$

The anelastic attenuation term $e^{\frac{-\pi ft}{Q}}$ and the term that describes the attenuation of seismic waves near the site $P(f)$, which is equal to $e^{-\pi kf}$, are both frequency-dependent (Singh et al. 1982). According to Anderson and Hough (1984), the factor k is used to parameterize the slope of the high-frequency band; in this study, a k value of ~ 0.02 s has been considered as the most used average value (Singh et al. 1982; García et al. 2004). The parameter t in Eq. (3) represents the elapsed time from the earthquake origin time to the beginning of the spectral window; when the latter coincides with the arrival times, $t = 1.33\Delta t_{sp}$ for *P* waves and $t = \Delta t_{sp} + 1.33\Delta t_{sp}$ for *S* waves, assuming $V_P/V_S = 1.75$ (Yelles-

Author's personal copy

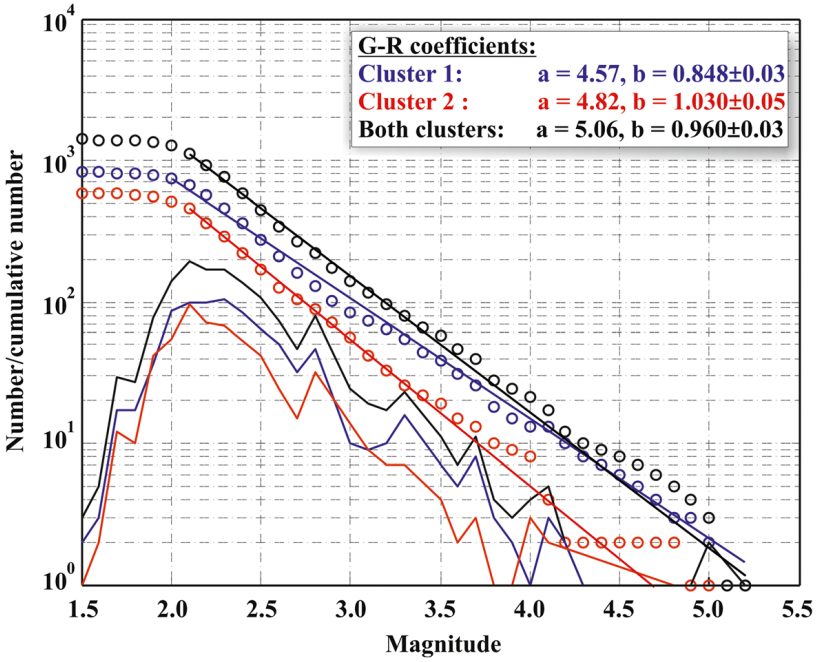


Fig. 3 Frequency–magnitude distributions of cluster 1 (violet), cluster 2 (red), and both clusters combined (black). Circles denote the cumulative number of events as a function of magnitude. Curves correspond to number of events vs. magnitude. Straight lines give the best-fit linear relationships

Chaouche et al. 2013); the term Δt_{sp} is shorthand for the difference between the arrival times of the S and P waves. In Eq. (3), Q is the quality factor, which potentially depends on frequency, $Q = q_0 f^{q_\alpha}$, where q_0 is a spectral amplitude correction (here, $q_0 = 500$ for P waves and 250 for S waves); typically, $q_\alpha \cong 0.7$ (Beldjoudi et al. 2016).

The following equations were used to calculate the seismic moment M_0, the source radius r, the stress drop $\Delta\sigma$, and the average displacement U, respectively:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V^3 \Delta\Omega_0}{\mathrm{FR}_{(\theta,\phi)}} \tag{4}$$

$$r = \frac{2.34}{2\pi}\frac{V}{f_c} \tag{5}$$

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16}\frac{M_0}{r^3} \tag{6}$$

$$U = \frac{M_0}{\mu\pi r^2} \tag{7}$$

where ρ is density (here, 2700 kg/m^3); V is the phase velocity near the source (here, $V_P = 5.2$ km/s and $V_S = 3$ km/s, adapted from the velocity model of Yelles-Chaouche et al. 2013); Δ is the hypocentral distance; Ω_0 is the low-frequency level; μ is shear modulus (here, assumed to be 3×10^{10} N/m^2); f_c is the corner frequency; and $R_{(\Theta,\Phi)}$ is the radiation pattern coefficient. In the present study, $R_{(\Theta,\Phi)} = 0.52$ for P and 0.63 for S (Boore and Boatwright 1984). The factor F was included in Eq. (4) to account for wave amplification at the free surface. An average value of 1.0 was estimated for the F coefficient (Aki and Richards 1980) based on the incidence angles observed. However, small changes in F do not significantly alter the calculated values of the seismic moment and energy. The moment magnitude can be calculated from the above equations using the formula of Hanks and Kanamori (1977),

$$M_w = (2/3)\log M_0 - 6.0 \tag{8}$$

where M_0 is in Newton meters.

4.2 Results

To determine the source parameters of the 18 largest events of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, a MATLAB program was developed to automatically estimate spectral parameters: the low-frequency displacement spectral level Ω_0 and corner frequency f_c are based on fitting the displacement spectrum in Eq. (2) to the observed spectrum. We obtain the best value of f_c based L1 norm inversion. Displacement spectra (e.g., Fig. 4)

Author's personal copy

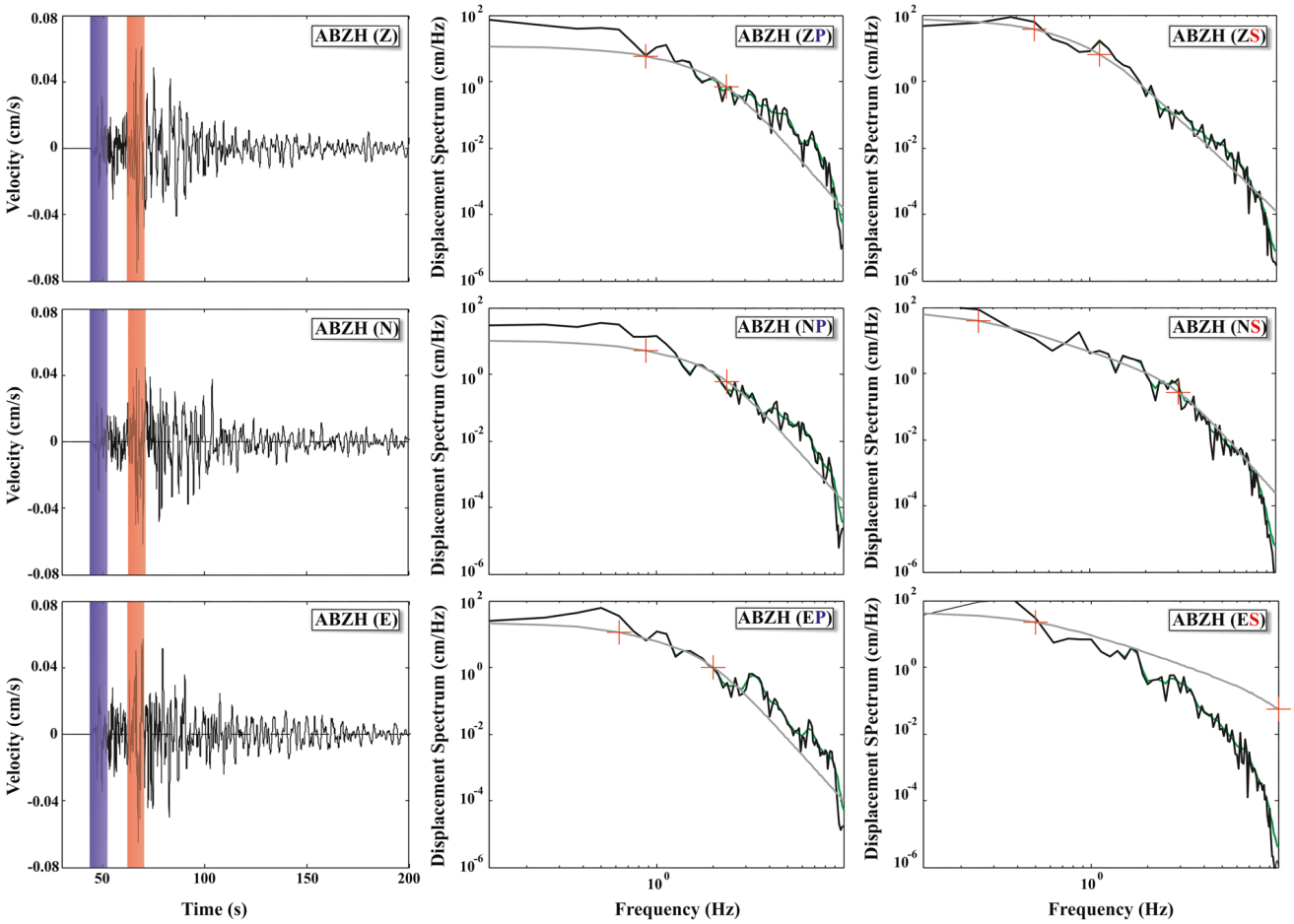


Fig. 4 Sample displacement spectra of an event recorded at station ABZH. Left panel: instrumentally corrected three-component velocity seismograms from the 14 May 2010 mainshock (M_D 5.2). Violet- and red-shaded areas indicate the time windows used for *P* and *S* wave trains, respectively. Middle and right panels: Displacement spectra of the seismograms shown (*P* waves, middle panel; *S* waves, right panel). Gray lines are fitted spectra. Red crosses represent low-frequency plateaus Ω_0 with corner frequencies f_c and with f_{max}

were corrected for attenuation and smoothed by applying a Konno–Omachi log scale window and finally fitted by theoretical spectra. It is important to note that some components show a poor fit between theoretical and experimental spectra (for example subplot down on the right in Fig. 4); for this reason, these components were excluded.

The low-frequency displacement spectral level of the total spectrum is equal to the square root of the sum of the squared values of each component at flat levels. The value of the corner frequency was averaged over the three components of each station. Calculations of source parameters were made using *P* and *S* wave data from 774 spectra for the 18 events, separately as well as combined. The average values of each parameter *x* (M_0 (*P*, *S*) and f_c (*P*, *S*)) are estimated using the following formulae (Archuleta et al. 1982):

$$\langle x\rangle = \text{antilog}\left\{\frac{1}{\text{NS}}\sum_{i=1}^{\text{NS}}\log x_i\right\} \tag{9}$$

$$\text{s.d.}(\log\langle x\rangle) = \left\{\frac{1}{\text{NS}-1}\sum_{i=1}^{\text{NS}}[\log x_i - \log\langle x\rangle]^2\right\}^{1/2} \tag{10}$$

$$\text{E}\langle x\rangle = \text{antilog}\{\text{s.d.}(\log\langle x\rangle)\} \tag{11}$$

where x denotes the average value of 聂, NS is the number of the stations used, *s.d.* is the standard deviation, and E⟨x⟩ is the multiplicative error factor for 聂.

The source radius at each station using Brune's model was given by the Eq. (5), and the average source radius r was computed:

Author's personal copy

Table 2 Average values (from *P* and *S* waves) of f_c, M_0, r, and $\Delta\sigma$ with multiplicative error factors EM_0 and Ef_c, and the mean values of M_w and U. f_c is the corner frequency in Hertz; M_0 is the average seismic moment in Newton meter; r is the average source radius in meters; $\Delta\sigma$ is the average stress drop in megapascals; U is the average displacement in meters. Events with bold values belong to the first cluster; events with italicized values belong to the second cluster

Number	$<f_c>$	Ef_c	$<M_0>$	EM_0	$<M_w>$	$<r>$	$<\Delta\sigma>$	$<U>$
1	**0.8**	**1.18**	**1.6e+17**	**1.25**	**5.4**	**2266**	**5.8**	**0.32**
2	**1.5**	**1.23**	**4.6e+16**	**3.65**	**5.0**	**1220**	**11.0**	**0.33**
3	**1.4**	**1.14**	**7.0e+15**	**2.31**	**4.5**	**1207**	**1.7**	**0.05**
4	*2.2*	*1.22*	*1.2e+15*	*1.87*	*4.0*	*735*	*1.3*	*0.02*
5	*1.3*	*1.16*	*1.0e+16*	*1.72*	*4.6*	*1380*	*1.7*	*0.06*
6	*0.9*	*1.21*	*1.1e+17*	*1.69*	*5.3*	*1879*	*7.0*	*0.32*
7	*1.8*	*1.25*	*1.5e+15*	*1.86*	*4.1*	*1070*	*0.5*	*0.01*
8	*1.7*	*1.25*	*5.5e+14*	*1.93*	*3.8*	*980*	*0.2*	*0.01*
9	*2.4*	*1.36*	*9.5e+14*	*1.78*	*3.9*	*797*	*0.8*	*0.02*
10	**1.0**	**1.17**	**7.1e+16**	**1.42**	**5.2**	**1737**	**5.9**	**0.25**
11	**1.6**	**1.25**	**4.4e+15**	**3.09**	**4.4**	**1129**	**1.3**	**0.04**
12	**1.3**	**1.20**	**9.1e+15**	**1.51**	**4.6**	**1517**	**1.1**	**0.04**
13	**2.2**	**1.36**	**9.8e+14**	**1.40**	**3.9**	**1068**	**0.3**	**0.01**
14	**1.5**	**1.22**	**1.0e+16**	**1.97**	**4.6**	**1258**	**2.2**	**0.07**
15	**1.5**	**1.23**	**1.5e+16**	**2.03**	**4.7**	**1230**	**3.5**	**0.10**
16	**1.5**	**1.22**	**6.4e+15**	**2.05**	**4.5**	**1272**	**1.4**	**0.04**
17	**1.8**	**1.44**	**2.8e+15**	**2.07**	**4.2**	**1200**	**0.7**	**0.02**
18	**1.6**	**1.24**	**5.6e+15**	**1.49**	**4.4**	**1202**	**1.4**	**0.04**

$$r = \frac{1}{NS}\sum_{i=1}^{NS} r_i \tag{12}$$

where r_i is the radius determined from the corner frequency at the *i*th station. The mean stress drop $\Delta\sigma$was calculated using the mean moment and mean radius in equation 6.

Table 2 presents the average values (obtained from *P* and *S* data) of f_c, M_0, r, and $\Delta\sigma$ and with multiplicative error factors EM_0 and Ef_c, in addition to calculated mean values of M_w and U. Given the linear relation linked f_c to r the estimated error factor will be the same. Seismic moment values M_0 range from 5.5×10^{14} to 1.6×10^{17} N m, source radii range from 735 to 2266 m, stress drops range from 0.2 to 11 MPa, corner frequencies (f_c) from 0.8 to 2.4 Hz, and moment magnitudes (M_w) from 3.6 to 5.4. The seismic moments and moment magnitudes of the three largest shocks are comparable to the results of Beldjoudi et al. (2016) and the estimates produced by various seismological centers: ETHZ (Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland), GCMT (Global Centroid Moment Tensor, USA), INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy), and IGN (Instituto Geográfico Nacional, Spain).

In Fig. 5a, we show the values of corner frequencies obtained from *S* wave windows vs. the values obtained from *P* wave windows. *P* wave corner frequencies higher than the *S* wave corner frequencies are frequently observed (e.g., Molnar et al. 1973; Fletcher 1980; Tusa and Gresta 2008; Ataeva et al. 2014); therefore, circular source models such as that proposed by Brune (1970) are more suitable for this study than rectangular models such as those of Haskell (1964) and Savage (1972), which expect approximately equal corner frequencies for *P* and *S* waves, making them ill-suited to descriptions of moderate and small earthquakes (Modiano 1980). Consistent with the claim of Hanks and Wyss (1972) that $f_c(P)$ should be shifted relative to $f_c(S)$ by a factor of V_P/V_S, our results yield an average ratio of $f_c(P)/f_c(S) = 1.70$.

To check our evaluation of the low-frequency level Ω_0 and the corner frequency f_c, we show $M_0(S)$ vs. $M_0(P)$, $r(S)$ vs. $r(P)$, and $\Delta\sigma(S)$ vs. $\Delta\sigma(P)$ in Fig. 5b–d. The low-frequency asymptote is directly related to seismic moment by Eq. (4), and the corner frequency is

Author's personal copy

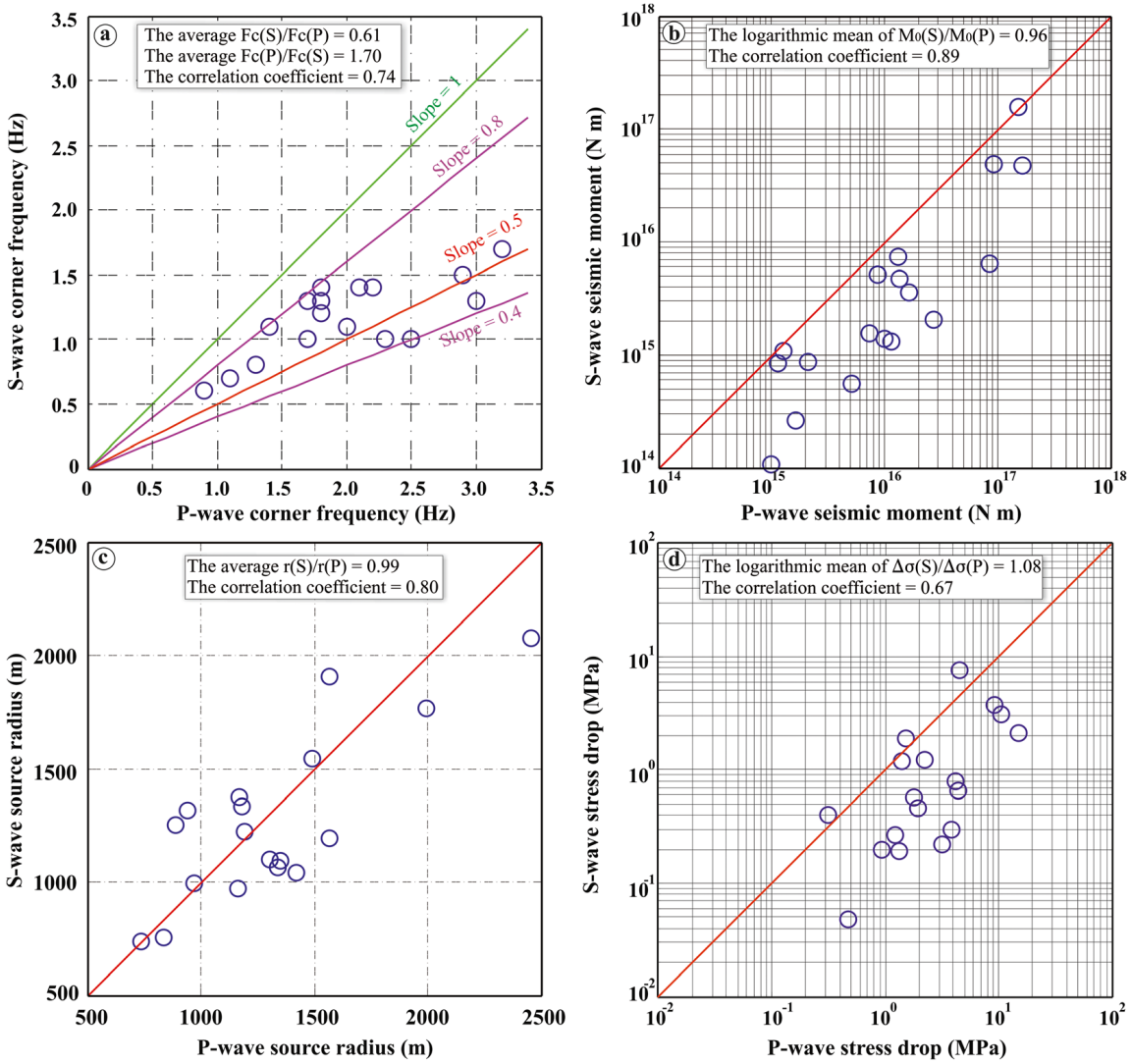


Fig. 5 Comparisons between source parameters f_c, M_0, r, and $\Delta\sigma$ obtained from P and S waves. **a** S wave corner frequencies $f_c(S)$ vs. P wave corner frequencies $f_c(P)$ with constant slopes indicated by straight lines. **b** Correlation between S wave and P wave seismic moments. The red straight line represents $M_0(P) = M_0(S)$. **c** Correlation between S and P wave source radii, r. The straight line represents $r(P) = r(S)$. **d** S wave stress drop vs. P wave stress drop. The straight line represents $\Delta\sigma(P) = \Delta\sigma(S)$

inversely related to the source radius by Eq. (5). The logarithmic mean of $M_0(S)/M_0(P)$ is 0.96, and the correlation coefficient between the two is 0.89, which suggests that the radiation pattern correction was adequate and the technique for evaluating the low-frequency level on the seismic spectrum was correctly applied. The average source radius ratio $r(S)/r(P) = 0.99$ and the two variables yield a correlation coefficient of 0.80, indicating consistent evaluation of the corner frequency and empirical validation of the relation indicated by Hanks and Wyss (1972). The results of this checkup have also allowed us to merge the estimations from P and S waves. Indeed, the logarithmic mean ratio between stress drops computed from S and P waves is 1.08 and the two quantities yield a correlation coefficient of 0.67, showing acceptable agreement between the $\Delta\sigma(P)$ and $\Delta\sigma(S)$ estimates.

5 Scaling laws

Scaling laws define the relationships between different pairs of earthquake source parameters. Empirical formulae are typically used to relate seismic moments to duration magnitudes, source radii, and stress drops. The relation between average log M_0 from P and S waves and M_D is plotted in Fig. 6a. The best-fit line to the data in a least-squares sense is

Author's personal copy

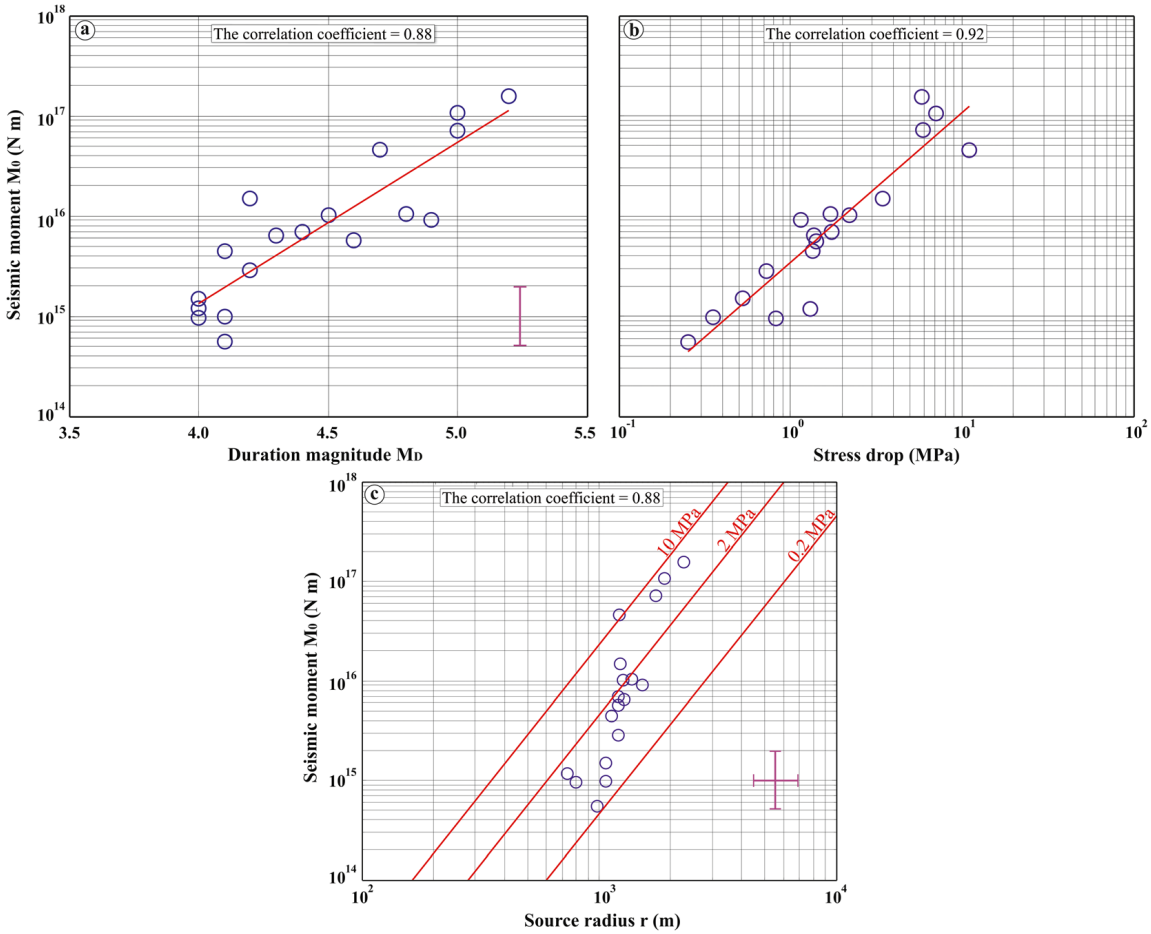


Fig. 6 Relationships between seismic moment M_0 and **a** duration magnitude M_D, **b** stress drop $\Delta\sigma$, and **c** source radius r, calculated from P and S waves. The straight lines in **a** and **b** are the least-squares best-fit lines to the data with average error bar for M_0. Lines of constant stress drop are shown as straight red lines and the averaged error bars are represented in **c**

$\log M_0(P, S) = (1.60 \pm 0.11)M_D + (8.71 \pm 0.04)$with a correlation coefficient of 0.88 between M_0 and M_D. The relation between log M_0 and stress drop $\Delta\sigma$ is shown in Fig. 6b. Applying a linear least-square fit to the data gives the relationship

$\log M_0(P, S) = (1.50 \pm 0.12)\log\Delta\sigma + (15.53 \pm 0.05)$while the correlation coefficient of 0.92 between M_0 and $\Delta\sigma$ indicates that the data points show a high degree of linear correlation. However, a trend of decreasing stress drop with decreasing seismic moment is clearly observed; the three main shocks ($M_w > 5$) are exceptions, with roughly constant stress drop values of ~ 6 MPa.

In Fig. 6c, log M_0 is plotted as a function of log r, the source radius, and lines of constant stress drop are shown. These lines, each of which has a slope of 3.0, are determined from Eq. (6); hence, it follows that $M_0 \propto r^3$. The observed trend is an increase in fault radius with increasing seismic moment. The relation obtained for M_0 as a function of r is

$\log M_0(P, S) = (5.35 \pm 0.35)\log r - (0.69 \pm 0.04)$

The correlation coefficient of 0.88 indicates a good correlation between these events. The average value of EM_0 was 1.95; the average value of Ef_c was 1.24. These average values are shown as error bars. The average error associated to stress drop should be within our measurements which does not go beyond 1.95.

The general slope of the regression line in Fig. 6c is $m = 5.3$, i.e., greater than the expected value of 3.0. Detailed examination suggests $m \cong 3$ for events with seismic moments greater than $\sim 2 \times 10^{16}$ N m ($M_w > 5$), with much greater slope for earthquakes with seismic moment less than $\sim 2 \times 10^{16}$ N m. Many previous authors have found similar results (e.g., Archuleta et al. 1982; Centamore et al. 1997). Thus, events with seismic moments greater than $\sim 2 \times 10^{16}$ N m have stress drops that are generally constant, around 6 MPa, while earthquakes with $M_0 < \sim 2 \times 10^{16}$ N m have stress drops that decrease with decreasing moment.

Author's personal copy

In the context of Aki (1967), a breakdown in self-similarity is seen in events with $M_0 > 2 \times 10^{16}$ N m; at lower seismic moments, the stress drop increases with increasing seismic moment. This breakdown could be explained at low magnitudes by a number of factors, including site effects (e.g., Hanks 1982), attenuation (e.g., Fletcher et al. 1986), or source effects (e.g., Aki 1984).

We applied these scaling laws to determine the source parameters of the 21 February 1960 Melouza (now Beni-Ilmane) earthquake (Benouar 1994). This event is of particular interest because its epicenter was close to the 2010 Beni-Ilmane event, and its macroseismic epicenter is close to Beni-Ilmane. The 1960 event had a CRAAG catalog magnitude of M_D 5.6 and an estimated M_s 5.0 (Benouar 1994). The maximum intensity was VIII (MSK); the earthquake resulted in 47 deaths, 129 injuries, and about 600 destroyed houses, which left 4900 homeless. Benouar (1994) did not attempt to determine the causative fault. Given $M_D = 5.6$, we obtained a seismic moment $M_0 = 5 \times 10^{17}$ N m, a moment magnitude $M_w = 5.8$, a source radius $r = 2.7$ km, and a stress drop $\Delta\sigma = 10.5$ MPa. The value seems too high given the resulted intensity VIII; we suspect an overestimate of the magnitude M_D. To verify this hypothesis, using the magnitude $M_s = 5$ (Benouar 1994), we applied a relationship for the conversion of M_s to log (M_0) which is suitable for the European area provided by (Ambraseys and Free 1997); we got a value of the moment $M_0 = 1.25 \times 10^{17}$ N m which gives by applying our law of scale a values of $M_D = 5.2$ and $\Delta\sigma = 5.8$ MPa.

From the results and scaling relations obtained by this study, we can check whether stress transfer occurred between the 1960 and 2010 events. The use of source parameters and scaling laws to calculate empirical GMPEs is of foremost importance because the assessment of earthquake hazard to engineered structures requires ground motion relations that accurately characterize peak ground motions and response spectra as functions of earthquake magnitude and distance. These topics will be the subject of future work.

6 Conclusions

We examined 774 spectra from both *P* and *S* waves of the 18 largest events ($M_D \geq 4$) of the 2010 Beni-Ilmane seismic sequence, recorded by 11 three-component broadband seismic stations. Estimated average corner frequencies range from 0.8 to 2.5 Hz with $f_c(P) > f_c(S)$, similar to the results reported by many other authors. Seismic moments M_0 range from 5.5×10^{14} to 1.6×10^{17} N m, source radii r from 735 to 2266 m, and stress drops $\Delta\sigma$ from 0.2 to 11 MPa. The average value of log $M_0(S)$/log $M_0(P) = 0.96$, the average $r(S)/r(P) = 0.99$, and the average log $\Delta\sigma(S)$/log $\Delta\sigma(P) = 1.08$. These results suggest that the technique for evaluating the low-frequency levels and corner frequencies of seismic spectra was correctly applied, and they empirically validate the relationships presented by Hanks and Wyss (1972).

Our empirical scaling relations show strong linear correlations and indicate that events with moments $M_0 > 2 \times 10^{16}$ N m have stress drops that are generally constant, while smaller earthquakes have stress drops that decrease with decreasing M_0. The source parameters of the 1960 Melouza (now Beni-Ilmane) earthquake, deduced from these scaling relationships, suggest a seismic moment $M_0 = 5 \times 10^{17}$ N m (M_w 5.8), a source radius $r = 2.7$ km, and a stress drop $\Delta\sigma = 10.5$ MPa. From these results, we can check whether stress transfer occurred between the 1960 and 2010 events. These results could also be used for estimates of strong ground motion.

Finally, the Gutenberg–Richter relationship showed a low b value ($b \leq 1$) and the gamma function also showed a low γ value ($\gamma \leq 0.5$). From these two statistical laws, we conclude that these earthquakes are from a typical tectonic sequence triggered by the interactions between several seismic events. Also, these results suggest that the region is relatively homogeneous, with high values of effective normal stress, suitable for triggering moderate to strong earthquakes.

This study is of importance because the empirical relationships between seismic moment and other earthquake source parameters could improve our understanding of other seismic sequences in northeastern Algeria. For example, the 2012–2013 Bejaia seismic sequence and the 2017 seismic sequence along the North Constantine Fault remain to be studied using these techniques.

Acknowledgments The authors thank Professor Hamdache Mohamed (CRAAG) for his help with statistical analysis. We thank anonymous reviewers for their constructive comments and suggestions. Finally, the authors wish to thank the Editor of Journal of Seismology and Associate Editor Angela Saraò for their help in improving the content of the manuscript.

Annexe B



Article

https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y
pISSN 1226-4806 eISSN 1598-7477

Geosciences Journal GJ

The March 2017 earthquake sequence along the E-W-trending Mcid Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria

Hichem Bendjama*, Abelkarim Yelles-Chaouche, Oualid Boulahia, Issam Abacha, Yahia Mohammedi, Hamoud Beldjoudi, Sofiane Taki-Eddine Rahmani, and Othmane Belheouane

Center of Research in Astronomy, Astrophysics, and Geophysics, Algiers 16340, Algeria

ABSTRACT: In Northeast Algeria, a sequence of 143 small earthquakes ($M_d \leq 4.7$) occurred near the Mcid Aïcha-Debbagh (MAD) Fault between 4 and 16 March, 2017. During this sequence, 74% of the seismic activity occurred in the first two days. Although the earthquakes were not large, they yielded important new information and have improved our understanding of seismic activity in three distinct regions along the fault. In the Sidi Dris region (western MAD Fault), 106 events ($1 \leq M_d \leq 3.2$) were located in an aftershock cluster trending NNE-SSW, highlighting a transverse fault with ~6 km of strike-slip displacement that locally cuts the MAD Fault. In the El Kantour region (central MAD Fault), 31 events were recorded along a 3 km long fault segment, including the M_w 4.7 mainshock. The mainshock had a focal mechanism consistent with predominantly strike-slip motion on a N110°E-striking fault plane, in agreement with the WNW-ESE orientation of the central MAD Fault segment. Finally, six diffuse events occurred in the Hammam Debbagh region (eastern MAD Fault). A significant event (M_d 3.0) in this region had a focal mechanism consistent with strike-slip movement and a normal component trending NW-SE. This is consistent with the fault plane orientations of key events in the time period 2003–2014, likely related to the NW-SE-striking Hammam Debbagh Fault. The present-day stress tensor is characterized by a strike-slip tectonic regime and a σ_1 orientation (N342°E) that closely matches the maximum regional compressive stress orientation (NNW-SSE).

Key words: Mcid Aïcha-Debbagh Fault, strike-slip, focal mechanism, source parameter, waveform modeling

Manuscript received September 11, 2019; Manuscript accepted November 1, 2020

1. INTRODUCTION

Using earthquake data to delineate seismically active geologic structures is one of the primary goals of seismic monitoring. Although large earthquakes provide the most direct information regarding seismically active structures, they are relatively rare in areas with low to moderate strain rates. Fortunately, sequences of small to moderate earthquakes can sometimes be used to highlight active geologic structures that have the potential to generate larger events.

Small to moderate earthquakes have been used to identify and map many faults in the Tellian Atlas, Northeast Algeria. Examples include the 2000 M_d 5.3 Beni-Ouartilane Earthquake (Bouhadad et al., 2003); the 2006 M_d 5.2 Lalam Earthquake (Beldjoudi et al., 2009); the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence that contained three M_d ~5 mainshocks (Yelles-Chaouche et al., 2014); the 2012–2013 Bejaia earthquake sequences, including an M_d 5.2 mainshock (Abacha and Yelles-Chaouche, 2019); and the 2015 M_d 4.8 Ain Azel Earthquake (Abacha and Yelles-Chaouche, 2019). Some of the seismic activity in the Eastern Tellian Atlas occurs along the E-W-trending Mcid Aïcha-Debbagh (MAD) Fault, also referred to as the North Constantine Fault (Raoult, 1974), an > 80 km long strike-slip fault that has been described previously as a late Quaternary active transpressive structure (Meghraoui, 1988; Meghraoui et al., 1996). The MAD Fault has received little attention from the geophysical community despite kinematic models of the Tellian Atlas showing a significant present-day slip-rate deficit of ~2.4 mm yr^{-1} (Bougrine et al., 2019). The relationship between minor seismic events and local geologic structures along the MAD Fault is unclear, mainly because of the paucity of seismic records and a lack of detailed geological investigations.

At 01:46 UTC on 5 March, 2017, the small village of Ain

***Corresponding author:**
Hichem Bendjama
Center of Research in Astronomy, Astrophysics, and Geophysics, Route de l'Observatoire B.P. 63 Bouzaréah 16340, Algiers, Algeria
Tel: +213-6-98-15-18-70, Fax: +213-31-97-32-25,
E-mail: bendjama_2006@yahoo.fr

©The Association of Korean Geoscience Societies and Springer 2021

Bouziane (40 km north of Constantine, 400 km east of Algiers) was struck by a moderate (M_w 4.7) earthquake that occurred along the middle section of the MAD Fault in the El Kantour region (hereafter called the El Kantour earthquake). There were no significant injuries or damage. The seismic moment release, M_0, was between 1.4×10^{16} N m (INGV earthquake catalogue in Table 1) and 1.28×10^{16} N m (this study in Table 2), and the initial estimated focal depth was 6 km according to the Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique (CRAAG) in Bouzaréah, Algeria (Table 1). This moderate event was preceded by an M_d 3.0 earthquake at 07:37 UTC on 4 March, 2017 that occurred along the eastern segment of the MAD Fault (hereafter, EMAD) 40 km east of El Kantour (Fig. 1), and two events with magnitudes ~3.0 at 13:00 and 13:04 UTC in the Sidi Dris region along the western part of the MAD Fault (hereafter, WMAD) 20 km west of El Kantour. Dozens of small earthquakes ($M_d \leq 3.0$) occurred along the MAD Fault during this seismic sequence, mainly during the two first days.

This earthquake sequence presents an important opportunity to examine an understudied fault system in Northeast Algeria. In this paper, we analyze the absolute and relative locations of events in the sequence and compute the focal mechanism solutions. Our overall aims are to identify the fault structures that might have been responsible for the earthquake sequence, and to establish the relationships between these events and local faults by integrating the available geological and seismotectonic studies.

2. SEISMOTECTONIC SETTING

Recent tectonic activity in northern Algeria is related to NNW-SSE convergence between the Nubian and Eurasian plates, which initiated in the Late Cretaceous (McKenzie, 1972). The Maghrebides Belt in the Western and Central Mediterranean accommodates 3–6 mm yr^{-1} of crustal shortening and dextral shearing (DeMets et al., 1990; Nocquet, 2012). The tectonic regime in this part of the Alpine Chain has been dominated by compression since the early Cenozoic, which includes late Quaternary N-S to NW-SE convergence (Aoudia et al., 2000). Neogene and Quaternary post-nappe basins contain a series of E-W- to NE-SW-trending folds associated with active faults (Meghraoui and Pondrelli, 2012). Earthquake focal mechanisms (Meghraoui, 1988; Buforn et al., 2004; Bezzeghoud et al., 2014), neotectonic studies (Meghraoui, 1988; Maouche, 2010), and geodetic data (Serpelloni et al., 2007; Bougrine et al., 2019) all indicate that the western and central parts of the Tellian Atlas are dominated by reverse faulting, whereas eastern parts are dominated by strike-slip faults. Active deformation in Northeast Algeria is concentrated primarily along the edges of the Neogene Constantine and Guelma basins (Fig. 1), both of which are bordered by E-W-striking right-lateral strike-slip faults (e.g., MAD Fault, Sigus Fault) and NE-SW-striking left-lateral faults (e.g., Ain Smara Fault, Bouchegouf Fault).

The MAD Fault is one of the most prominent E-W-oriented faults in Northern Algeria, extending > 80 km from the Mcid Aïcha Massif north of Mila to the Debbagh Massif north of Guelma. Mapping of the MAD Fault by several authors (Raoult, 1974; Meghraoui and Pondrelli, 2012; Soumaya et al., 2018; Bougrine et al., 2019) shows that it is divided into several fault segments and is cut by NE-SW-trending transverse faults (Fig. 1). The tectonics of the MAD Fault is closely linked to the evolution of the Miocene Constantine Basin. The fault initially developed as a major normal fault during the middle to late Miocene, and controlled the development of the Constantine and Guelma depressions. It was subsequently reactivated in a transpressive regime during the late Miocene and Plio-Quaternary, which lead to closure of the basins (Guiraud, 1977; Coiffait, 1992; Aris et al., 1998). Evidence of present-day activity along the MAD Fault includes neotectonic fault scarps in Plio-Quaternary deposits (Vila, 1980; Meghraoui, 1988; Mohammedi, 2015), clustering of significant instrumental seismicity (Fig. 1c), hydrothermal springs (Maouche et al., 2013), and data from continuous GPS measurements

Table 1. Focal mechanism solutions of the El Kantour earthquake determined by different seismological agencies

Organization		Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Depth (km)	M_w	M_0 (Nm) × 10^{16}	Focal solution
Present study P first motion	Plane 1	94	90	0	6.00			
	Plane 2	4	90	180				
Present study Waveform modeling	Plane 1	272	74	−172	6.13	4.70	1.59	
	Plane 2	180	83	−15				
INGV[(a)]	Plane 1	11	71	3	10.00	4.69	1.40	
	Plane 2	280	87	161				
GFZ[(b)]	Plane 1	117	72	164	25.00	4.70	1.20	
	Plane 2	22	76	18				

[(a)]INGV: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; [(b)]GFZ: GFZ German Research Centre for Geosciences.

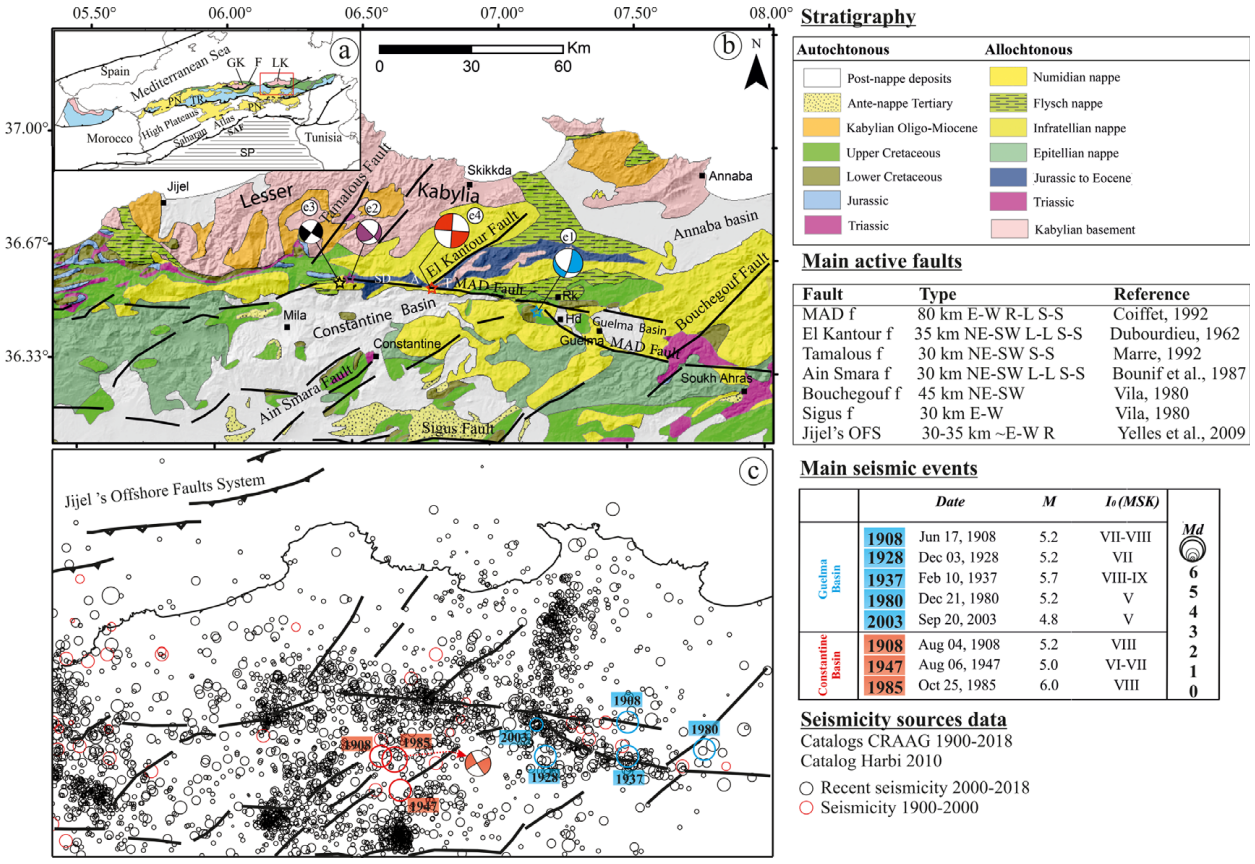


Fig. 1. (a) Geologic setting of the Algerian Tellian belt, showing the main tectonic domains. Thick black lines correspond to the main Alpine thrusts. LK and GK are the Lesser and Greater Kabylia, respectively; F indicates Flysch units; TR indicates the Tellian–Riff domain; PN indicates post-thrust sheet deposits; SP indicates the Saharan Platform. (b) Geologic map of Northeast Algeria. Main active faults (thick black lines) and geologic units are from Kieken (1983). Abbreviations in the table of main active faults: S-S = Strike-Slip, L-L = Left-Lateral, R-L = Right-Lateral, and R = Reverse. Stars and focal mechanisms correspond to the principal events of the March 2017 earthquake sequence, numbered in sequential order and which are e1 = 01, e2 = 03, e3 = 04, and e4 = 13 in Table 3. (c) Seismic events detected in the region from 1900 to 2018, and the largest historical earthquakes.

(Bougrine et al., 2019). Although low magnitude seismicity along the MAD Fault is widespread (Fig. 1b), no large earthquakes have been reported on the western or central parts of the fault. In the Guelma region at the eastern end of the MAD Fault, however, five earthquakes have resulted in significant damage (Harbi et al., 2009): the 17 December, 1850, Heliopolis Earthquake in Hammam Debbagh (I0 = VI European Macroseismic Scale, 1998); the 10 February, 1937, Guelma Earthquake (I0 = VIII EMS, mb 5.4); the 16 March, 1978, Ain Hassania Earthquake (I0 = VI EMS, mb = 4.6); the 21 December, 1980, Oued Cheham Earthquake (I0 = VI–VII EMS); and the 26 September, 2003, Hammam Debbagh Earthquake (mb 5.2). In the southern part of the MAD Fault in the Constantine Basin, three earthquakes with maximum EMS intensities of VIII have been reported: an M_s 5.2 event on 4 August, 1908, an M_s 5.0 event on 6 August, 1947, and an M_s 5.7 event on the 27 October, 1985 (Bounif et al., 1987; Harbi et al., 2009). In contrast, seismicity is notably absent in the northern parts of the MAD Fault near the center of Lesser Kabylia. This suggests that the Lesser Kabylia block behaves as a rigid body. Deformation is concentrated along the southern margin of the MAD Fault, where the moderate (M_w 4.7) El Kantour earthquake of 5 March, 2017, occurred.

3. MACROSEISMIC EFFECTS

A few hours after the 2017 El Kantour event, a macroseismic campaign was launched by CRAAG to map the distribution of earthquake-related damage. Ground shaking associated with the earthquake caused panic among the residents of Ain Bouziane, many of whom spent the rest of the night outside their homes. Residents reported very strong vibration of windows, dishes, furniture, and suspended objects, and the earthquake was felt up to 50 km from the epicenter. We observed cracks in the walls of traditional houses constructed from local materials such as

https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y

stone and mudbrick. These houses are typically quite weak and vulnerable to shaking. However, despite the occurrence of rockfalls in the Toumiette Mountains 2 km northeast of the epicenter, no significant damage was recorded. Macroseismic investigations suggested a maximum intensity of I0 = V EMS for the El Kantour Earthquake in the towns of Ain Bouziane, El Harrouch, and Zigoud Youcef. The general trend of isoseismal curves appears elongate in an E-W direction (Fig. 2a), consistent with the strike of the right-lateral MAD Fault.

4. ACQUISITION AND DATA PROCESSING METHODS

Eight temporary three-component digital stations were deployed in the region from April 2016 to February 2018 to analyze seismicity in the Guelma Basin (Fig. 2a). Five stations (SP03, SP05, SP06, SP07, and SP08) were installed in the basin with a mean spacing of ~25 km, two (SP01 and SP02) were deployed farther west along the MAD Fault, and one (SP04) was installed within the Annaba Basin (Fig. 2a). The nearest temporary station (SP02) was located ~3 km from the El Kantour mainshock. The eight stations were equipped with Omnirecs CUBE3 24-bit digitizers and Mark Products L22 sensors (f_c = 2.0 Hz), augmented with solar panels and operated in continuous acquisition mode at a sampling rate of 100 Hz. The permanent seismic stations used in this study included Geodevice BBVS-60 and Streckeisen STS-2 broadband sensors coupled to Geodevice EDAS-24IP and Quanterra (Kinemetrics) Q330 digitizers, respectively, as well as 1-Hz Kinemetrics SS-1 Ranger seismometers coupled to Quanterra Q330 digitizers. We analyzed 12 days of recordings from 4–16 March and noted that seismic activity was concentrated in the first two days, before it decreased rapidly (Fig. 2b). The histograms of event number (Figs. 2b and b') show events (red bars) detected by at least one station (SP02). However, at least 3 stations are required to accurately locate events (blue bars in Figs. 2b and b'). Small events attenuate rapidly before reaching the permanent stations, especially the aftershocks of the El Kantour earthquake (M_w 4.7) that were located in the central parts of the study area. Most events were too small to be recorded by more than two stations. However, the western parts of the study area are relatively close to three permanent stations (CBOS, CBHR, and CAEH). In this area, a relatively large number of small events could be located (Fig. 2b'), including two ~M_d 3.0 mainshocks.

We tested four one-dimensional (1D) velocity models, including two regional and two local models, to minimize uncertainties in the absolute event locations. The models tested were: a Mila Basin model proposed by Semmane et al. (2012); the Constantine Basin model of Bounif et al. (1987); a regional velocity model from Doser et al. (1996); and a regional model based on deep seismic sounding collected in Tunisia (Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia, 1992). All models were unsatisfactory in terms of residuals. Finally, we determined a minimum 1D velocity model for the Guelma–Constantine region of eastern Algeria using events from the ADSN database for the 2011–2015 period. We employed the VELEST inversion procedure using the highest-quality subset of available events (Kissling et al., 1994). We only used events with HYPOINVERSE-derived parameters that met the following three criteria: at least five *P*-arrival times, azimuthal gaps of < 200°, and maximum root-mean-square (RMS) values of 0.5 s. These criteria yielded a dataset of 227 well-located events. Since the most relevant approach to this problem required iteratively improving the existing velocity model, we used the SPIRAL project profile that passes through the study region as an a priori model (Bouyahiaoui, 2014). Following the procedures given in Kissling et al. (1994), we tested the robustness of the obtained model by introducing three trial starting velocity models (Fig. 2c) with low, intermediate, and high crustal *P*-wave velocities. Following this, we determined the final 1-D *P*-wave velocity model as the one which gave the smallest location errors used to locate events by SEISAN and HypoDD.

The arrival times of the *P* and *S* phases were determined manually using SEISAN GUI interface (Haskov and Ottemoller, 1999). The hypocentral parameters (origin time, latitude, longitude, and focal depth) were estimated for each event using the HYPOINVERSE2000 program included in SEISAN.

We performed a double-difference relative relocation analysis. This method assumes that earthquakes are located sufficiently close together for the seismic velocity structure in the hypocentral area to be approximately uniform, and for the seismic structure along propagation paths to have the same effect on the waveforms of all events recorded at a common seismic station. The method also assumes that all of the events have comparable focal mechanisms. The relocation procedure was applied independently to the western and central parts of the MAD fault system, whereas the eastern part had an insufficient number of events for such a procedure. We first computed time delays for all possible pairs of earthquakes. This was achieved by computing the time correlation function of 256 long signals from two earthquakes recorded at a common station on the vertical component. All sampling windows start 100 samples before the *P*-wave pick and all signals were first filtered in the 3–20 Hz frequency band. We retained all estimated delays when the maximum of the correlation coefficient reached a value of 0.7 or higher. Cross-correlation *P*-wave travel time delays were associated with *P*- and *S*-wave delays computed from the picked arrival times. These data were then input into the double-difference location program HYPODD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) to determine the relative

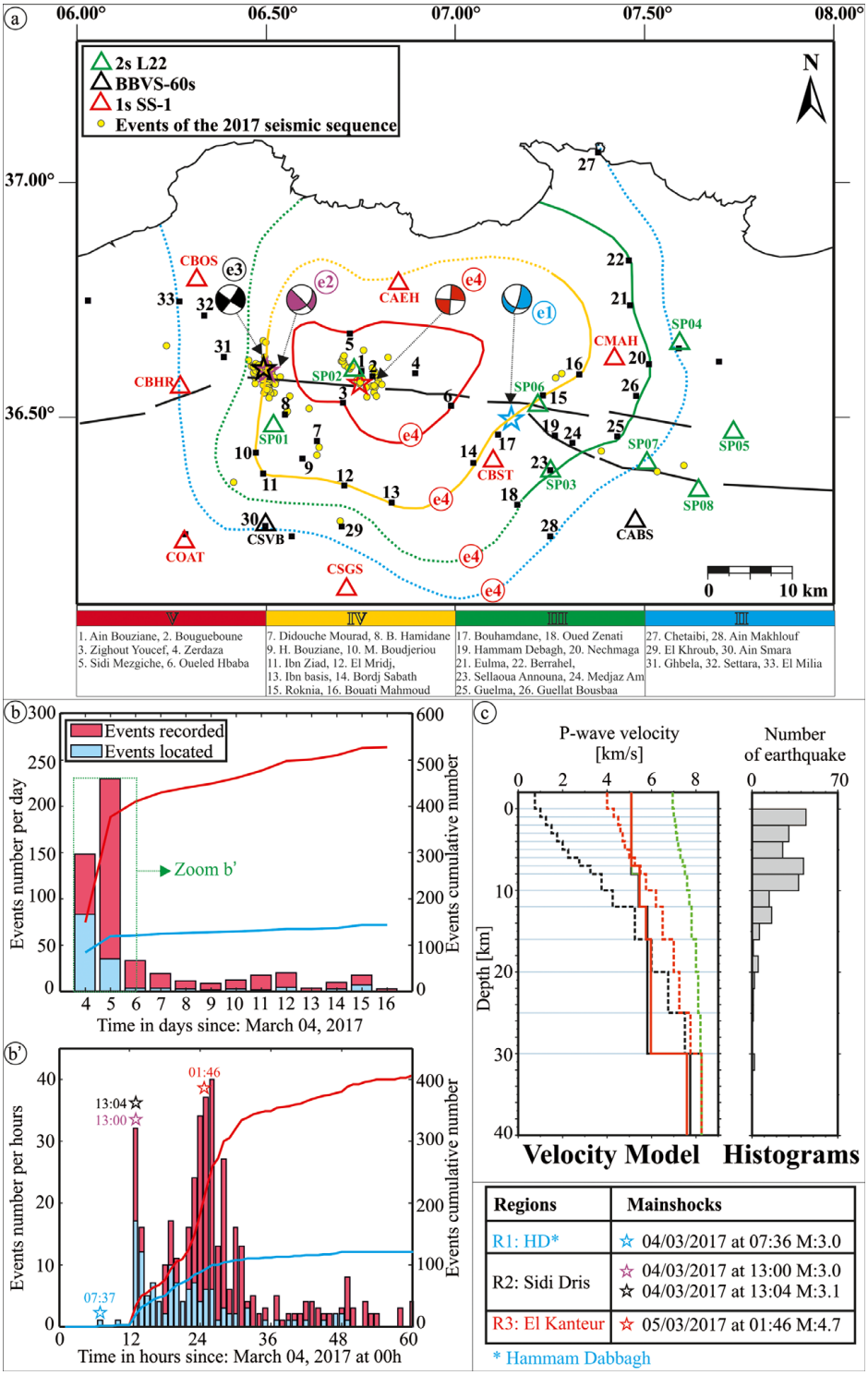


Fig. 2. (a) Mainshocks, event distributions, and focal mechanism solutions for the 2017 seismic sequence. Colored triangles show different types of seismological stations. The main faults are taken from Meghraoui (1988) and Vila (1980). Focal mechanisms correspond to the principal events of the March 2017 sequence, numbered in sequential order. Colored lines represent an EMS-98 isoseismal map of the El Kantour Earthquake e4. Black squares indicate localities where EMS-98 questionnaires were distributed, and numbers correspond to the name of cities shown below the map. (b) Number of events and the cumulative number of events per hour. (b') Detail of the first 60 hours of seismic activity. (c) Velocity model calculated by VELEST using 227 events recorded between 2011 and 2015. Three trial velocity models (green, red, and black dashed lines) with low, intermediate, and high crustal *P*-wave velocities are shown. The final 1-D *P*-wave velocity model after the inversion process is shown as a bold line, and histograms give the number of events used by VELEST in each depth range.

https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y

locations of hypocenters. The focal mechanisms were calculated using the *P*-wave first-motion polarities from the vertical-component data at each station using the SPHERA code (Rivera, 1991).

We performed a spectral analysis of the El Kantour earthquake to extract physical parameters of the fault segment that ruptured in the M_w 4.7 mainshock. This was achieved using a frequency-domain spectral analysis code in MATLAB (Abacha et al., 2018) to estimate source parameters. The three-component records of each station were corrected to a zero baseline and common instrument response, which yielded 48 spectra (from 16 broadband stations). A time window was then selected for the desired phase (*P* or *S*) that started 5 s before the arrival time (Appendix Fig. A1). Signal windows of varying lengths [2–8 s] were tested to determine a length that avoided contamination from other phases and maintained the resolution and stability of the spectra. We used a frequency range with signal-to-noise spectral ratios of > 5 for the source parameter estimation. After correcting for geometrical spreading and anelastic attenuation (Singh et al., 1982), the displacement amplitude spectrum $U_c(f)$ can be written as:

$$U_c(f) = \frac{\Omega_0}{1+\left(\frac{f}{f_c}\right)^2}, \quad (1)$$

where Ω_0 is the low-frequency spectral level and f_c is the corner frequency (Hanks and Wyss, 1972). We assumed a Brune model with a circular dislocation (Brune, 1970) and adjusted the observed spectra based on theoretical curves by fitting the displacement spectrum model given by Equation (1) to the observed spectrum. The two unknown parameters to be determined in this method are Ω_0 and f_c. The MATLAB code picks these values automatically to minimize the difference between theoretical and observed displacement spectra, and to avoid problems related to the visual determination of these parameters. Average values for the seismic moment, source radius, and stress drop were then computed. These source parameters were calculated using both the individual and combined *P*- and *S*-wave data. The average values of each parameter x (e.g., M_0 (*P, S*), f_c (*P, S*)) were estimated as follows:

$$\bar{x} = antilog\left(\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\log x_i\right), \quad (2)$$

$$stdev\,[\log\bar{x}] = \left(\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(\log x_i - \log\bar{x})^2\right)^{1/2}, \quad (3)$$

$$E\bar{x} = antilog(stdev[\log\bar{x}]), \quad (4)$$

where $\bar{x}$ denotes the average value of x, N is the number of stations used, *stdev* is the standard deviation, and $E\bar{x}$ is the multiplicative error factor for $\bar{x}$ (Archuleta et al., 1982). The average seismic moment $\overline{M_0}$, source radius r, and stress drop $\overline{\Delta\sigma}$ were calculated using the formulae of (Brune, 1970; Trifunac, 1972). We also computed the moment magnitude M_w from $\overline{M_0}$ using the definition of Hanks and Kanamori (1979). The average displacement $\overline{U}$ was calculated from $\overline{M_0}$ by adopting an assumed rigidity μ of 3×10^{10} N/m^2 (Table 2).

We employed the waveform modeling technique developed by Yagi and Nichimura (2011) to independently estimate the focal mechanism, seismic moment, and source depth of the El Kantour earthquake (Appendix Fig. A2). This method provides a reliable way to estimate the moment tensor solutions for small and moderate earthquakes by eliminating the effects of site amplification and isolating the propagation term (Yagi and Fukahata, 2011; Yagi and Nishimura, 2011). Four broadband stations (12 total components) and seven short-period stations (7 vertical components) were used in the inversion procedure. Waveform processing included removing the linear trend from the data and applying a cosine taper. We removed the instrument response by deconvolution of the response file for each seismometer. A band-pass filter was applied from 0.01 to 0.10 Hz to reduce the effects of low- and high-frequency noise. Green's functions were calculated using the discrete wavenumber method (Kohketsu, 1985).

5. SPATIAL DISTRIBUTION OF THE EARTHQUAKE SEQUENCE, FOCAL MECHANISMS, AND RELATIONSHIP TO LOCAL-SCALE FAULTS

The seismic sequence along the MAD Fault began at 07:37 (GMT) on 4 March, 2017, with an M_d 3.0 event located ~5 km northwest of Hammam Debbagh village (e1 on Fig. 2a). The

Table 2. El Kantour earthquake source parameters from spectral analysis

	F_c (Hz)	EF_c	M_0 (N m)	EM_0	R (m)	ER	Δσ (bar)	$\overline{U}$ (cm)	M_w
<P>	1.11	1.23	1.41×10^{16}	1.91	1468	1.23	19.56	6.96	4.74
<S>	0.71	1.12	1.15×10^{16}	1.41	1573	1.12	13.16	4.93	4.68
<P, S>	0.91	1.18	1.28×10^{16}	1.66	1516	1.18	16.36	5.92	4.71

Ex = multiplicative error factor, F_c = corner frequency, M_0 = seismic moment, R = source radius, Δσ = stress drop, $\overline{U}$ = average displacement, M_w = moment magnitude.

estimated focal depth of ~8 km is characteristic of crustal seismicity in northern Algeria. The largest earthquake (e4 on Fig. 2a) in the sequence (M_w 4.7) nucleated in the El Kantour area at 01:46 (UTC) on 5 March; however, several smaller earthquakes were detected ~20 km to the west of the El Kantour earthquake in the 13 hours prior to this event (Fig. 2a). Seismic activity in the western region began at 13:00 (UTC) on 4 March with an M_d 3.0 event (e2 on Fig. 2a) located 9 km west of Sidi Dris (WMAD). Four minutes later, at 13:04 (UTC), an M_d 3.1 event (e3 on Fig. 2a) occurred in approximately the same location, immediately followed by several smaller events that continued until 01:37 UTC. The M_w 4.7 mainshock struck at 01:46 UTC on the central segment of the MAD Fault, ~2.5 km south of Ain Bouziane and at a depth of ~6 km. Nearly 100 aftershocks were detected by portable station SP02 during the following three hours. We retained a subset of 143 reliable events from hundreds of detected aftershocks during the twelve days (Fig. 2b). Aftershocks were retained if their parameters determined by HYPOINVERSE met the following criteria: recorded by at least four stations; travel time RMS values ≤ 0.20 s; horizontal (ERH) and vertical (ERZ) uncertainties ≤ 2 km; and azimuthal gaps ≤ 180°. After applying HypoDD, we relocated 83 events out of the initial 106 locations in the western MAD Fault and 25 events out of the initial 31 locations in the central MAD Fault, 6 events are an insufficient number to apply HypoDD in the eastern MAD Fault. Relocated earthquake events are concentrated in three distinct regions along the MAD fault system. In the following subsections, we present data from each of these regions from east to west (Fig. 2a): the Hammam Debbagh region in the east (EMAD Fault; section 5.1); the El Kantour region in the center (section 5.2); and the Sidi Dris region in the west (WMAD Fault; section 5.3).

5.1. Hammam Debbagh Region (EMAD Fault)

The 2017 seismic sequence was initiated by an M_d 3.0 event on 4 March, 2017 (Fig. 3). Because only six diffuse events occurred during the 2017 sequence, we examined earlier earthquake sequences to help describe the kinematics of the host fault system. We considered the locations and focal mechanism solutions of events that occurred between 2003 and 2014 (focal mechanism numbers 20 to 27 in Fig. 3). This includes an M_d 4.8 event

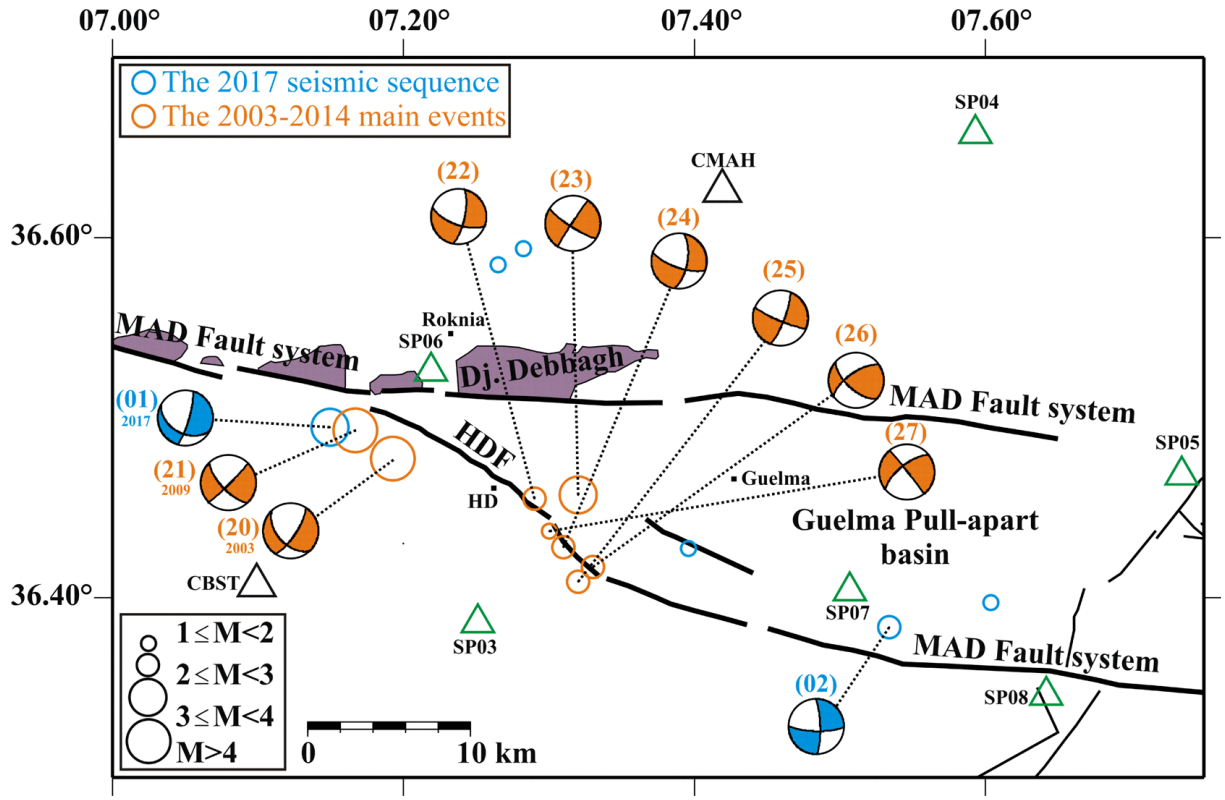


Fig. 3. Map of the Hammam Debbagh region. Blue empty circles represent the six events in the sequence with two main focal mechanism solutions. Orange empty circles represent epicenters and related focal mechanism solutions of events between 2003 and 2014. The number adjacent to each focal mechanism corresponds to the solution number in Table 3. Schematic geologic features and main faults are modified from Vila (1980) and Meghraoui (1988). HDF = Hammam Debbagh Fault.

https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y

reported by Maouche et al. (2013; Focal solution number 20), which suggested movement along the NW-SE-trending Hammam Debagh Fault (HDF; Fig. 3). The 4 March, 2017, event occurred in a very similar location to the 2003 and 2009 earthquakes (Fig. 3). The focal mechanism solution for the 2017 event indicates right-lateral movement with a significant normal component. One nodal plane is approximately parallel to the NW-SE-striking Hammam Debbagh Fault (HDF), whereas the other nodal plane strikes NNE-SSW in an orientation that does not match any known active faults in the area. The focal mechanism solution of event number 2 indicates strike-slip movement along an E-W striking fault in the southern part of the MAD fault system (Fig. 3).

The M_d 3.0 event occurred in the western part of the Miocene Guelma Basin, which is forming in a stepover zone between two linked *en echelon* MAD fault strands striking N110°E and deforming predominantly by right-lateral movements (Meghraoui, 1988; Fig. 3). The Guelma strike-slip pull-apart basin is bordered on its western margin by an oblique-extensional fault named the

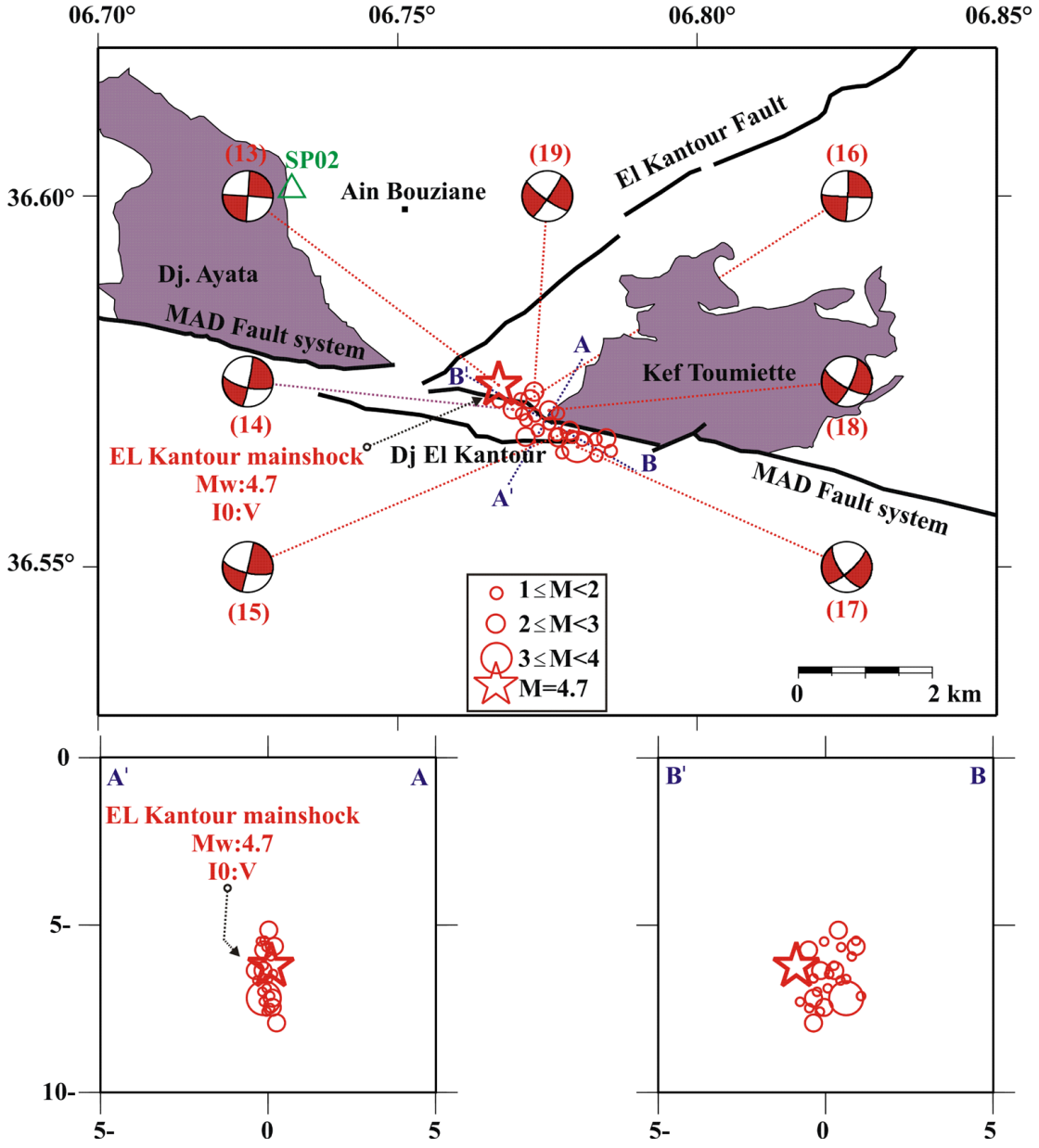


Fig. 4. Map and cross sections of the El Kantour region highlighting the distribution of 25 well-located events. Focal mechanism solutions of the M_w = 4.7 mainshock and important aftershocks are shown. The number adjacent to each focal mechanism corresponds to the solution number in Table 3. Schematic geologic features and main faults are modified from Raoult (1974).

Hammam Debbagh Fault. It is more likely that this fault hosted the 4 March, 2017, earthquake because the MAD fault system is characterized by a present-day transpressional regime (Meghraoui, 1988; Meghraoui et al., 1996). Several thermal springs aligned along a NW-SE axis are found in the Debbagh area, supporting the notion that the Hammam Debbagh Fault is active (Vila, 1980; Maouche et al., 2013). Maouche et al. (2013) suggested that the M_d 4.8 earthquake on 20 September 2003, which occurred near Hammam Debbagh, was related to the NW-SE-striking Roknia-Hammam Debbagh Fault. Aoudia et al. (2000) suggested that regional-scale NW-SE compression is causing oblique reactivation of NNW-SSE basin-bounding normal faults. These faults form part of an extensional pull-apart duplex, and intersect the main sub-parallel MAD faults (Soumaya et al., 2018).

5.2. El Kantour Region

Twenty-five well-located events occurred in the El Kantour region along a fault system aligned approximately N110°E (Fig. 4). The focal mechanism solution of the M_w 4.7 mainshock (Fig. 4) shows one sub-vertical, E-W-striking nodal plane (strike N094°E, dip 90°, rake 0°), consistent with motion on a right-lateral strike-slip fault. The other nodal plane is sub-vertical and oriented N-S (strike N004°E, dip 90°, rake 180°), consistent with left-lateral strike-slip fault motion. The double-couple portion of the moment tensor (Appendix Fig. A2) corresponds to strike-slip faulting: the first plane describes E-W right-lateral movement (strike N272°E, dip 74°, rake −172°), and the second N-S left-lateral movement (strike N180°E, dip 82°, rake −15°) (Table 1).

The distribution of epicenters highlights a ruptured fault segment about 2 km long and 1 km wide. Cross-sections (AA'–BB', Fig. 4) through the relocated events indicate that the hypocenters are distributed on a near-vertical plane at depths of 5–8 km. The focal mechanisms mainly indicate strike-slip on WNW-ESE-striking faults. The mainshock on 5 March, 2017 (M_w 4.7), and the larger aftershocks are located along the MAD fault system. The main tectonic features in the region are taken from Raoult (1974). The MAD Fault (Fig. 4) crosses through the epicentral region of the earthquake sequence, and is the most likely source of the main earthquake in the sequence. The orientation of the MAD Fault (N110°E) is similar to the focal mechanism solutions for events in the earthquake sequence. We conclude that the MAD Fault along the southern edge of the Toumiette massif is the host fault for the earthquake sequence.

5.3. Sidi Dris Region (WMAD Fault)

Eighty-three well-located events highlight an elongate cluster oriented NNE-SSW (Fig. 5). Two cross-sections (NNE-SSW and WNW-SSE) through the cluster reveal that event epicenters occurred in a relatively narrow, NNE-SSW-striking zone that is dominated by left-lateral strike-slip motion (Fig. 5). All located events occurred between 5 and 20 km depth. Cross-section WNW-SES (Fig. 5) shows that the swarm events are distributed across a sub-vertical fault plane with an approximate dip of 90°. Close examination of the distribution of relocated events reveals two distinct clusters striking approximately N20°E (areas enclosed by red and blue rectangles in Fig. 5). The first cluster (red rectangle) occurs to the west along a ruptured fault segment c. 4 km long and 1 km wide. Cross-sections (A–A' and B–B', Fig. 5) through this cluster indicate that hypocenters are distributed on a sub-vertical plane at depths of 5–15 km. Focal mechanisms of key events in the first cluster reveal a strike-slip fault oriented ~N37°E with a sub-vertical dip of ~75°. Cross-sections (C–C' and D–D', Fig. 5) through the second cluster that occurs to the east (blue rectangle) show that the fault segment in this area is sub-vertical, ~3 km long and 2 km wide, and that hypocenters occur mainly at depths of 10–20 km. The geometry of the two clusters suggests that they occurred along en echelon fault segments that may link at depth (3D view in Fig. 5).

This earthquake sequence contains 72% of the total number of well-located events. The sequence occurred immediately west of the Sidi Dris Mountains, which represents part of the Kabylian Ridge in eastern Algeria. Previous geological studies have identified a NNE-SSW-oriented, ~13 km long sub-vertical fault, named the Sidi Dris Fault (Fig. 5), which separates Jurassic deposits of the Kabylian Ridge from its Oligo-Miocene cover (Raoult, 1974). The geometry and location of the Sidi Dris Fault are consistent with the spatial alignment of the earthquake clusters and the focal mechanism solutions of aftershocks (Fig. 5).

6. CURRENT STRESS FIELD

Fault plane solutions of earthquakes occurring in the brittle crust can be used to analyze the present-day regional stress field and determine how these stresses act on pre-existing structures. To investigate the relationship between the contemporary stress field and the MAD fault system, we used the Win-Tensor program to analyze stress orientations and magnitudes (Delvaux, 2012). This program assumes that the stress field is invariant and homogeneous in space and time in the study area (Bott, 1959), and that slip on a fault plane occurs in the direction of maximum resolved shear stress. Further details on focal mechanism inversion using this program can be found in Delvaux and Barth (2010). Input data are preprocessed using the improved "Right Dihedron method" initially developed by Angelier and Mechler (1977), which provides the initial and approximate stress tensors that are used as a starting point in the rotational optimization method.

https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y

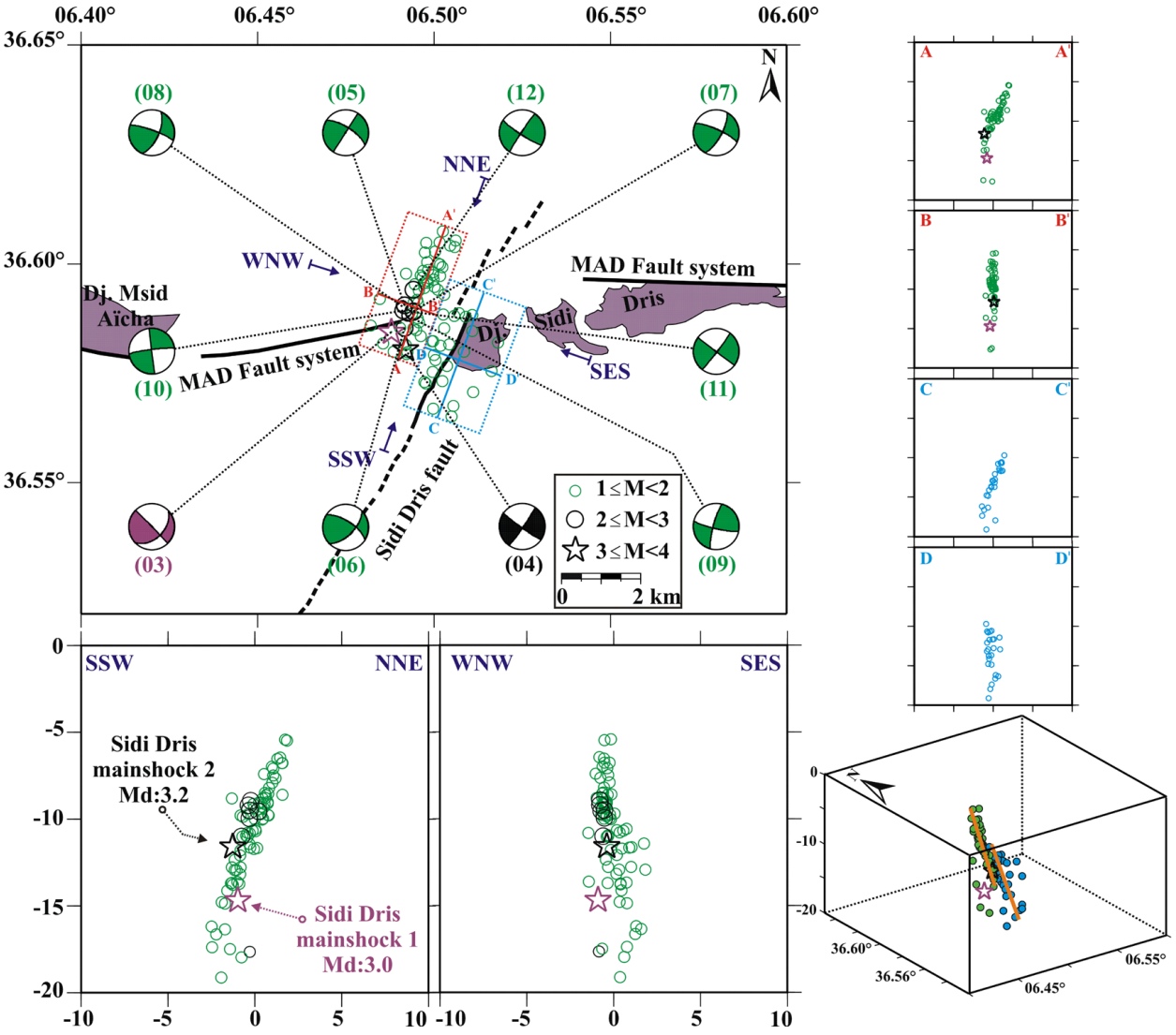


Fig. 5. Map and cross sections of the Sidi Dris region highlighting the distribution of 83 well-located events and the focal mechanism solutions of several key events. The red rectangle (~4 km long ~1.5 km wide) surrounds the western seismicity cluster oriented N20°E, and the blue rectangle (~3 km long and ~4 km wide) surrounds the eastern cluster. The number adjacent to each focal mechanism corresponds to the solution number in Table 3. Schematic geologic features and main faults are modified from Meghraoui (1988). The Sidi Dris Fault reported in Raoult (1974) is shown as a solid line, or as a dashed line where it is inferred from remote sensing data.

The final stress tensor characterizes the tectonic stress regime in terms of the index R' (Delvaux et al., 1997): $R' = 0–1$ for extensional stress, 1–2 for a strike-slip regime, and 2–3 for a compression regime.

Figure 6 shows the focal mechanism inversions of earthquakes along the MAD Fault. We first inverted the focal mechanisms for the complete dataset (Table 3, Fig. 6a), and then for three separate subsets representing the studied regions (Figs. 6b–d). From this, we infer the orientations of the principal stress axes σ_1, σ_2, and σ_3. The majority of focal mechanisms have NW-SE and NE-SW trending focal planes that are consistent with NNW-SSE compression. For the complete dataset (Fig. 6a), stress inversion indicates a sub-vertical σ_2 orientation (78°/N160°E) and sub-horizontal σ_1 (12°/N342°E) and σ_3 (00°/N252°E). This analysis indicates that the present-day stress field is characterized by a strike-slip tectonic regime ($R' = 1.59 \pm 0.65$; Fig. 6a). Additionally, the study area is characterized by a relatively homogenous regional stress field, because the σ_1, σ_2, and σ_3 orientations are comparable in all three subsets representing the Hammam Debbagh, El Kantour, and Sidi Dris regions (Figs. 6b–d). All three subsets show maximum horizontal compression in a NNW-SSE orientation with a mean S_{Hmax} value of N161°E ± 11°. Faults that are most likely to form

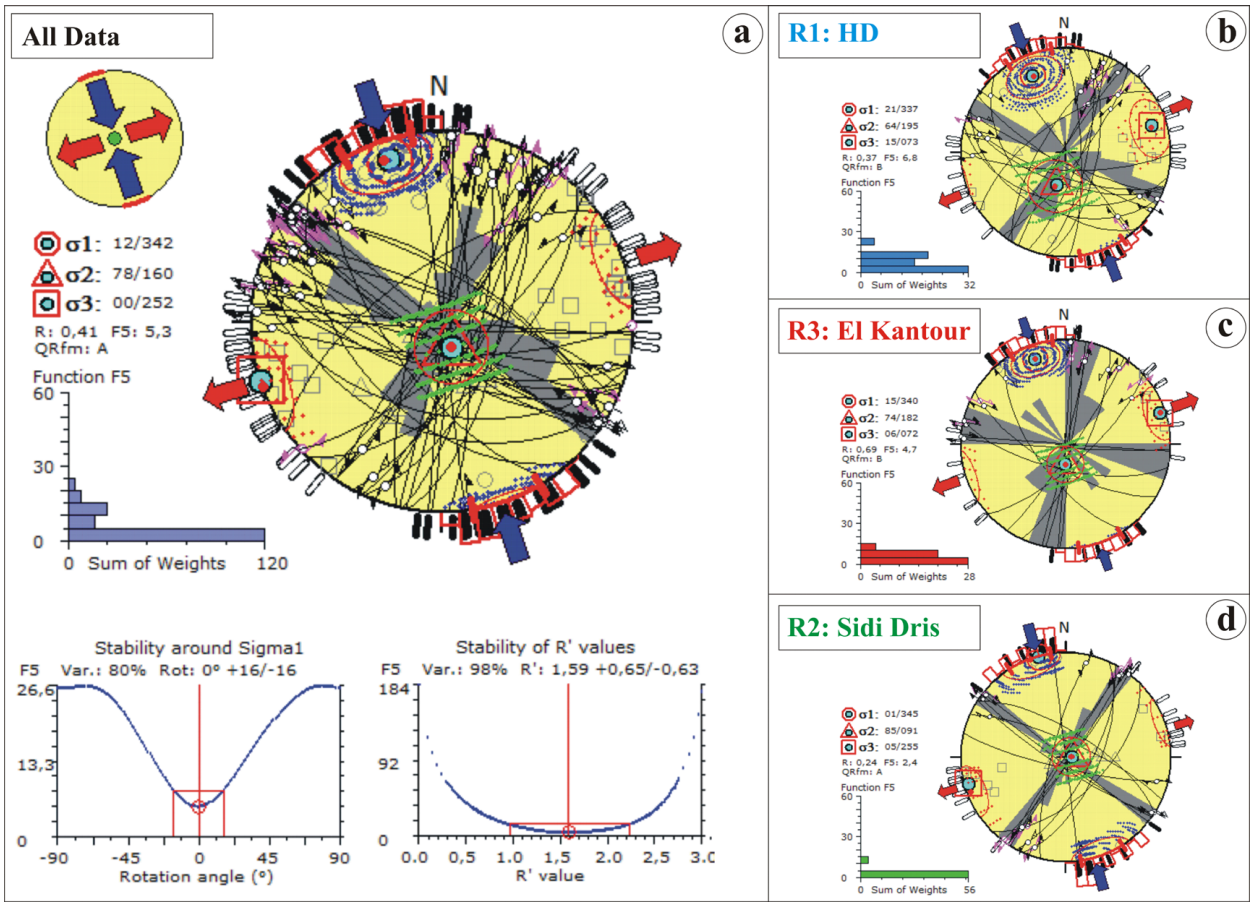


Fig. 6. Results of stress inversion from focal plane solutions plotted on lower hemisphere equal-area stereographic projections. Results are shown for (a) the entire dataset, (b) the Hammam Debbagh (HD) region, (c) the El Kantour region and, (d) the Sidi Dris region. The inversions show the three principal stress axes, including the horizontal stresses S_{Hmax} and S_{Hmin}. The histograms in the lower-left corner of the stereographic projections represent the distribution of the misfit function F5. QRfm: Quality of the inferred S_{Hmax} result based on the World Stress Map ranking criteria.

under sub-horizontal NNW-SSE maximum compressive stress are NE-striking, left-lateral strike-slip faults, and WNW-ESE- or NW-SE-striking right-lateral strike-slip faults. These orientations are consistent with the general characteristics of the MAD fault system and nearby faults.

7. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Within 40 hours of the initiation of the March 2017 earthquake sequence along the MAD fault system, seismic activity had occurred in three distinct areas each separated by 20–40 km. To the best of our knowledge, neither historic earthquake records nor modern seismic catalogs have documented a similar phenomenon on this poorly-known fault system, although this could be due to the relatively sparse distribution of permanent seismic stations along the fault.

The earthquake sequence reflects typical seismic activity in eastern Algeria, with many small events and high *b* values (Abacha, 2015). The most common explanation for high *b* values is a weak crust that is unable to sustain significant amounts of strain, and a heterogeneous stress system (Lay and Wallace, 1995). Field studies have demonstrated that faults formed in weak crust are discontinuous and comprise numerous discrete segments (Brown, 1970; Clark, 1973). Discontinuities are characteristic of both dip-slip and strike-slip faults and are independent of fault length, rock properties, total fault slip, and tectonic setting, indicating that they are a fundamental feature of faults (Segall and Polard, 1980). Therefore, it appears that the MAD Fault comprises small segments that reduce the effective normal stress and yield high *b* values, which provide favorable conditions for triggering small to moderate earthquakes.

This study combined seismological analysis with available neotectonic and seismotectonic data to investigate active deformation along the MAD Fault. The key points concerning the three

https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y

Table 3. Computed fault plane solutions

No	Date	Time	M_d	Location		Nodal Plane 1			Nodal Plane 2		
				Lon (°)	Lat (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
01	**04/03/17**	**07:37**	**3.0**	**7.1493**	**36.4946**	**118**	**42**	**−163**	**16**	**78**	**−48**
02	14/03/17	00:51	2.8	7.5338	36.3837	91	76	−168	178	78	−166
03	**04/03/17**	**13:00**	**3.0**	**6.4878**	**36.5803**	**46**	**46**	**1**	**135**	**89**	**136**
04	**04/03/17**	**13:04**	**3.2**	**6.4919**	**36.5803**	**125**	**85**	**−176**	**34**	**86**	**−5**
05	04/03/17	13:45	2.3	6.4917	36.5905	302	70	−179	212	89	−20
06	04/03/17	13:55	2.4	6.4917	36.5853	45	60	25	122	68	148
07	04/03/17	13:57	2.2	6.4942	36.5891	28	71	13	114	78	161
08	04/03/17	14:36	1.8	6.4910	36.5902	24	64	11	110	80	154
09	04/03/17	16:41	1.7	6.4924	36.5882	103	81	169	194	79	9
10	04/03/17	18:47	2.3	6.4913	36.5893	353	90	0	263	84	180
11	04/03/17	23:53	2.3	6.4941	36.5890	37	86	−1	128	89	−176
12	05/03/17	01:37	2.0	6.4942	36.5940	123	82	177	213	87	8
13	**05/03/17**	**01:46**	**4.7**	**6.7669**	**36.5745**	**94**	**90**	**0**	**4**	**90**	**180**
14	05/03/17	04:40	2.9	6.7692	36.5712	11	86	−20	103	70	−176
15	10/03/17	01:05	2.7	6.7787	36.5683	13	89	−20	103	70	−179
16	12/03/17	04:53	2.5	6.7721	36.5726	93	87	−177	3	87	−3
17	15/03/17	11:42	3.5	6.7800	36.5662	145	66	−163	48	74	−25
18	15/03/17	23:01	2.4	6.7752	36.5711	120	71	−164	25	75	−20
19	15/03/17	23:13	2.2	6.7728	36.5736	34	84	−12	125	78	−174
20[(a)]	20/09/03	11:50	4.8	7.2000	36.4300	137	50	−165	37	79	−41
21	18/04/09	23:51	4.8	7.1670	36.4930	104	50	155	211	71	43
22	28/06/12	03:39	3.1	7.2900	36.4550	110	66	−161	12	73	−25
23	25/07/13	16:08	4.0	7.3200	36.4570	123	80	177	214	87	10
24	27/07/13	12:55	3.2	7.3100	36.4280	10	65	−21	109	71	−154
25	28/07/13	07:41	3.2	7.3200	36.4090	21	78	−8	113	82	−168
26	23/10/13	05:37	3.0	7.3300	36.4170	132	63	153	235	66	30
27	17/06/14	03:55	2.7	7.3000	36.4370	322	88	−158	231	68	−2

Bold lines represent events 01 = e1, 03 = e2, 04 = e3, and 13 = e4 in Figures 1 and 2.
[(a)]Event number 20 from Maouche et al. (2013).

regions of elevated seismicity can be summarized as follows:

(1) The swarm of minor earthquakes in the Sidi Dris region occurred along a fault oriented NNE-SSW. This is likely to be a ~6 km long transverse fault segment with left-lateral strike-slip motion that cuts the MAD Fault. The source of this earthquake swarm may be related to the fault scarp that defines the western side of the Sidi Dris Mountains.

(2) The El Kantour region was struck by the largest event in this sequence (M_w 4.7 on 5 March 2017). Based on the observed damage, an intensity of V (EMS) was recorded in the epicentral area. Aftershocks occurred on a ~3 km long, WNW-ESE striking fault with right-lateral strike-slip kinematics. The earthquake was likely hosted by a segment of the MAD Fault that defines the southern edge of the Toumiette massif.

(3) In the Hammam Debbagh region, seismic activity was distributed along the western margin of the Guelma pull-apart basin and was likely related to oblique-extensional movement along the Hammam Debbagh Fault.

The 2017 seismic sequence provides important information regarding possible future seismic activity along the MAD Fault, which may be distributed across separate fault segments. Gaining additional insights in to the possibility of simultaneous rupture of several fault segments relies on the acquisition of high-resolution geophysical datasets, dense seismological surveys, and detailed geological investigations along the MAD Fault. The orientation of the maximum horizontal compressive stress is approximately N-S, which favors slip on: (1) left-lateral and NNE-SSW striking faults (such as the Sidi Dris, Ain Smara, and El Kantour faults); (2) right-lateral and NNW-SSE striking faults (such as the Hammam Debbagh and Babors transverse faults; Boulahia et al., unpublished manuscript); and, (3) smaller scale faults oriented WNW-ESE (such as the MAD fault segment in El Kantour). Our analysis raises the question of whether the maximum horizontal compressive stress on MAD fault segments exceeds the threshold required

for simultaneous failure along several fault segments.

The results of this study confirm the regional strike-slip tectonic regime along the MAD fault system. The stress field calculated in this study indicates N342°E-oriented maximum horizontal compression, consistent with the regional stress field oriented NW-SE (Bougrine et al., 2019). This suggests that the stress tensor calculated for earthquakes along the MAD fault system is controlled by the overall regional stress field. Clockwise rotation of the maximum compressive stress is observed in the sub-regions of Hammam Debbagh (N337°E), El Kantour (N340°E), and Sidi Dris (N345°E). West of Sidi Dris, a recent study in the Lesser Kabylia-Babors block documented a N359°E maximum compressive stress orientation (Boulahia et al., unpublished manuscript). Clockwise rotations were also registered for the velocity field (Bougrine et al., 2019). In our opinion, this highlights the influence of the right-stepping MAD fault system on the stress regime in the coastal block between the MAD fault system and offshore faults.

Several important implications for seismic hazard in the study area arise from analysis of this earthquake sequence. In the Sidi Dris region, the apparent expansion of the rupture zone over a period of 13 hours seems to indicate that the total subsurface rupture length is ~6 km, although geological observations suggest a length of 13 km (worst case scenario). The scaling relations of Wells and Coppersmith (1994) predict that a strike-slip earthquake along a ~13 km long rupture should have a magnitude of about M_w 6. Therefore, a larger earthquake might be possible in this region if simultaneous rupture occurs along several fault segments. Consequently, seismic hazard in the region should be re-evaluated using geological and seismotectonic studies, given that the fault is only 20 km from a 1 billion m^3 water reservoir formed by the Beni Haroun Dam complex. Of particular concern in the El Kantour region is the observation that the E-W nodal plane of the mainshock transects the main highway under the El Kantour Tunnel, one of the largest construction projects undertaken by Algeria in the 21st Century. Quantitative information on the source properties of these earthquakes can be provided by assuming a Brune model: the mainshock seismic moment is expected to be 1.28×10^{16} N m, the stress drop is 16 bars, the fault segment length is ~3 km, and the average displacement is ~6 cm. However, seismic hazard should be re-evaluated by considering a scenario in which multiple segment ruptures occur during a single complex event.

This study highlights the many benefits of analyzing small to moderate earthquakes. The deployment of temporary seismic stations yielded 143 well located events, which enabled us to compute numerous fault-plane solutions and relate these to local faults. Further investigation is required to understand the mechanisms of stress transfer between the seismogenic zones in Sidi Dris and El Kantour in the context of spatiotemporal earthquake distributions. Our new datasets improve our understanding of seismic activity on the MAD fault system.

ACKNOWLEDGMENTS

Special thanks to Prof. Michel Granet for useful comments. Thanks are extended to Mrs. Salim Guettouche and Kamel Khalef for technical and logistical assistance provided at the CRAAG regional station in Constantine. We also address our gratitude to two anonymous reviewers whose comments have substantially improved the original version of the paper.

REFERENCES

Abacha, I., 2015, Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie. Ph.D. Thesis, Université Ferhat Abbas Sétif 1, Sétif, 235 p. http://dspace.univ-setif.dz:8888/jspui/handle/123456789/1802

Abacha, I., Boulahia, O., Yelles-Chaouche, A., Semmane, F., Beldjoudi, H., and Bendjama, H., 2018, The 2010 Beni-Ilmane, Algeria, earthquake sequence: statistical analysis, source parameters, and scaling relationships. Journal of Seismology, 23, 181–193.

Abacha, I. and Yelles-Chaouche, A., 2019, Overview of recent seismic activity in northeastern Algeria. Proceedings of the 1st Springer Conference of the Arabian Journal of Geosciences (CAJG-1), On Significant Applications of Geophysical Methods. Sousse, Nov. 12–15, p. 203–206. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01656-2_46

Angelier, J. and Mechler, P., 1977, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bulletin de la Société Géologique de France, S7-XIX, 1309–1318. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309

Aoudia, A., Vaccari, F., Suhadolc, P., and Meghraoui, M., 2000, Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. Journal of Seismology, 4, 79–98.

Archuleta, R.J., Cranswick, E., Mueller, C., and Spudich, P., 1982, Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence. Journal of Geophysical Research, 87, 4595–4607.

Aris, Y., Coiffait, P.E., and Guiraud, M., 1998, Characterisation of Mesozoic–Cenozoic deformations and palaeostress fields in the Central Constantinois, northeast Algeria. Tectonophysics, 290, 59–85.

Beldjoudi, H., Guemache, M., Kherroubi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A., Djellit, H., Amrani, A., and Haned, A., 2009, The Laalam (Béjaïa, north-east Algeria) moderate earthquake (M_W = 5.2) on March 20, 2006. Pure and Applied Geophysics, 166, 623–640.

Bezzeghoud, M., Adam, C., Buforn, E., Borges, J.F., and Caldeira, B., 2014, Seismicity along the Azores-Gibraltar region and global plate kinematics. Journal of Seismology, 18, 205–220.

Bott, M.H.P., 1959, The mechanics of oblique-slip faulting. Geological Magazine, 96, 109–117.

Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A., and Calais, E., 2019, Active defor-

mation in Algeria from continuous GPS measurement. Geophysical Journal International, 217, 572–588.

Bouhadad, Y., Nour, A., Laouami, N., and Belhai, D., 2003, The Beni Ourtilane-Tachouaft fault and seismotectonic aspects of the Babors region (NE of Algeria). Journal of Seismology, 7, 79–88.

Bounif, A., Haessler, H., and Meghraoui, M., 1987, The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study. Earth and Planetary Science Letters, 85, 451–460.

Bouyahiaoui, B., 2014, Structure profonde et réactivation de la marge est-algérienne et du bassin adjacent (secteur d'Annaba), contraintes par sismique réflexion multitrace et grand-angle terre-mer. Ph.D. Thesis, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, 256 p.

Brown, R.D., 1970, Map showing recently active breaks along the San Andreas fault between the northern Gabilan Range and Cholame Valley, California. Open-File Report 68-28, U.S. Geological Survey. https://doi.org/10.3133/ofr6828

Brune, J.N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. Journal of Geophysical Research, 75, 4997–5009.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., and Pro, C., 2004, Seismic sources on the Iberia-African Plate boundary and their tectonic implications. Pure and Applied Geophysics, 161, 623–646.

Clark, M.M., 1973, Map showing recently active breaks along the Garlock and associated faults, California. IMAP 741, U.S. Geological Survey. https://doi.org/10.3133/i741

Coiffait, P.E., 1992, Un Bassin post-nappes dans son cadre structural: l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale). Ph.D. Thesis, Université Henri Poincaré, Nancy, 502 p.

Delvaux, D., 2012, Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. EGU General Assembly, Vienna, Apr. 22–27, EGU2012-5899.

Delvaux, D. and Barth, A., 2010, African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data: implications for rifting dynamics. Tectonophysics, 482, 105–128.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., and San'Kov, V., 1997, Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2, Cenozoic rifting. Tectonophysics, 282, 1–38.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., 1990, Current plate motions. Geophysical Journal International, 101, 425–478.

Doser, D.I., Keller, G.R., Miller, K.C., and Harder, S., 1996, Development of a lithospheric model and geophysical database for North Africa. Report PL-TR-97-2136, University of Texas at El Paso, Department of Geological Sciences, El Paso, 84 p.

Guiraud, R., 1977, Sur la néotectonique des régions oust-constantinoise. Bulletin de la Société Géologique de France, 3, 645–650.

Hanks, T.C. and Kanamori, H., 1979, A moment-magnitude scale. Journal of Geophysical Research, 84, 2348–2350.

Hanks, T.C. and Wyss, M., 1972, The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. Bulletin of the Seismological Society of America, 62, 561–589.

Harbi, A. and Maouche, S., 2009, Les principaux séismes du Nord-Est de L'Algérie. Mémoires du Service Géologique National, 16, 106 p.

Haskov, J. and Ottemöller, L., 1999, SEISAN earthquake analysis software. Seismological Research Letters, 70, 532–534.

Kissling, E., 1994, Initial reference model in local earthquake tomography. Journal of Geophysical Research, 99, 19635–19646.

Kohketsu, K., 1985, The extended reflectivity method for synthetic near field seismograms. Journal of Physics of the Earth, 33, 121–131.

Lay, T. and Wallace, T.C., 1995, Modern Global Seismology. Academic Press, San Diego, 521 p.

Maouche, S., 2010, Tectonique active et géodynamique le long de l'Atlas Tellien: etude des soulèvements côtiers. Ph.D. Thesis, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, 315 p.

Maouche, S., Abtout, A., Merabet, N., Aifa, T., Lamali, A., Bouyahiaoui, B., Bougchiche, S., and Ayache, M., 2013, Tectonic and hydrothermal activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). Journal of Geological Research, 2013. https://doi.org/10.1155/2013/409475

McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. Geophysical Journal International, 30, 109–185.

Meghraoui, M., 1988, Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie (Paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique). Ph.D. Thesis, Université de Paris-Sud Orsay, Paris, 356 p.

Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., and Dahmani, M., 1996, Neotectonique de la chaîne Tello-Rifaine et de la Mer d'Alboran: une zone complexe de convergence continent-continent. Bulletin de la Société Géologique de France, 167, 143–159.

Meghraoui, M. and Pondrelli, S., 2012, Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. Annals of Geophysics, 55. https://doi.org/10.4401/ag-4970

Mohammedi, Y., 2015, Etude Sismotectonique du Bassin Néogène Sismogène de Constantine/Grarem-Gouga. Magister Thesis, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, 160 p.

Nocquet, J., 2012, Present-day kinematics of the Mediterranean: a comprehensive overview of GPS results. Tectonophysics, 579, 220–242.

Raoult, J.F., 1974, Géologie Du Centre De La Chaîne Numidique: Nord Du Constantinois, Algérie. Mémoires de la Société Géologique de France, 53, 162 p.

Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia, 1992, The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. Tectonophysics, 207, 245–267. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90479-P

Rivera, L. and Cisternas, A., 1991, Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 80, 600–614.

Segall, P. and Pollard, D.D., 1980, Mechanics of discontinuous faults. Journal of Geophysical Research, 85, 4337–4350.

Semmane, F., Abacha, I., Yelles-Chaouche, A., Haned, A., Beldjoudi, H., and Amrani, A., 2012, The earthquake swarm of December 2007 in the Mila region of northeastern Algeria. Natural Hazards, 64, 1855–1871. https://doi.org/10.1007/s11069-012-0338-7

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., and Gasperini, P., 2007, Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanism and GPS data. Geophysical Journal International, 169, 1180–1200.

Singh, S., Apsel, K., Fried, R.J., and Brune, J.N., 1982, Spectral attenuation of SH waves along the imperial fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 2003–2016.

Soumaya, A., Ben-Ayed, N., Rajabi, M., Meghraoui, M., Delvaux, D., Kadri, A., Zeigler, M., Maouche, S., and Braham, A., 2018, Active

faulting geometry and stress pattern near complex strike-slip systems along the Maghreb region: constraints on active convergence in the western Mediterranean. Tectonics, 37, 3148–3173.

Trifunac, M.D., 1972, Stress estimates for the San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971: main event and thirteen aftershocks. Bulletin of the Seismological Society of America, 62, 721–750.

Vila, J.M., 1980, La chaine alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Ph.D. Thesis, Université de Pierre et Marie Curie, Paris, 665 p.

Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L., 2000, A double-difference earthquake algorithm: method and application to the northern Hayward fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 1353–1368.

Wells, D.L. and Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relations among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 974–1002.

Yagi, Y. and Fukahata, Y., 2011, Introduction of uncertainty of Green's function into waveform inversion for seismic source processes. Geophysical Journal International, 186, 711–720.

Yagi, Y. and Nishimura, N., 2011, Moment tensor inversion of near-source seismograms. Bulletin of International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, 45, 133–138.

Yelles-Chaouche, A., Abacha, I., Semmane, F., Beldjoudi, H., and Djellit, H., 2014, The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) earthquake sequence of May 2010. Pure and Applied Geophysics, 171, 1283–1298.

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y

APPENDIX

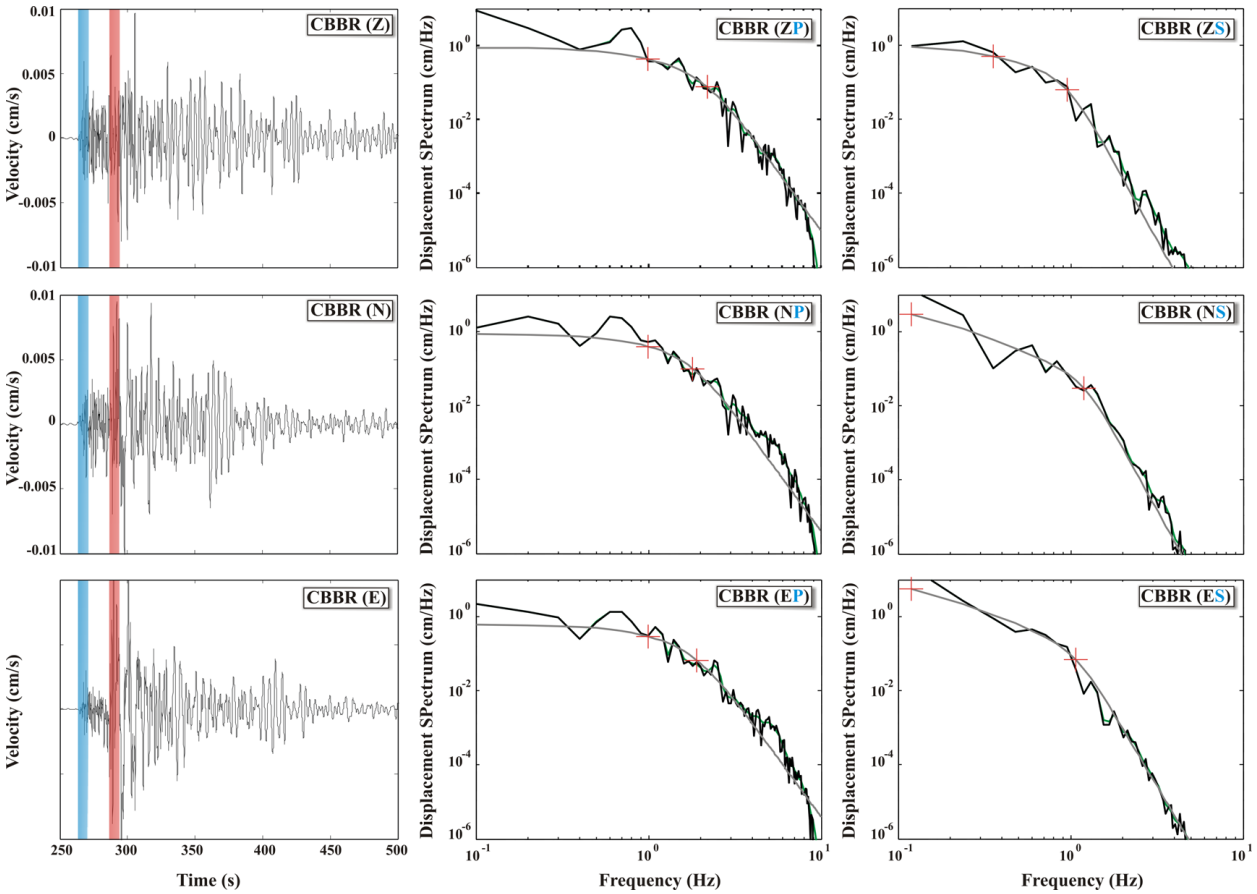


Fig. A1. Example of Ω_0 and f_c estimation. Left panel: three-component instrumentally corrected velocity seismograms of the M_w 4.7 mainshock on the 5 March, 2017, recorded at station CBBR. The blue- and red-shaded areas indicate the time windows used for the *P*- and *S*-wave trains, respectively. Middle and right panels: Displacement spectra of the seismograms (P waves, middle panel; S waves, right panel). Gray lines are the modeled spectra. Red crosses represent the Ω_0 and f_c values.

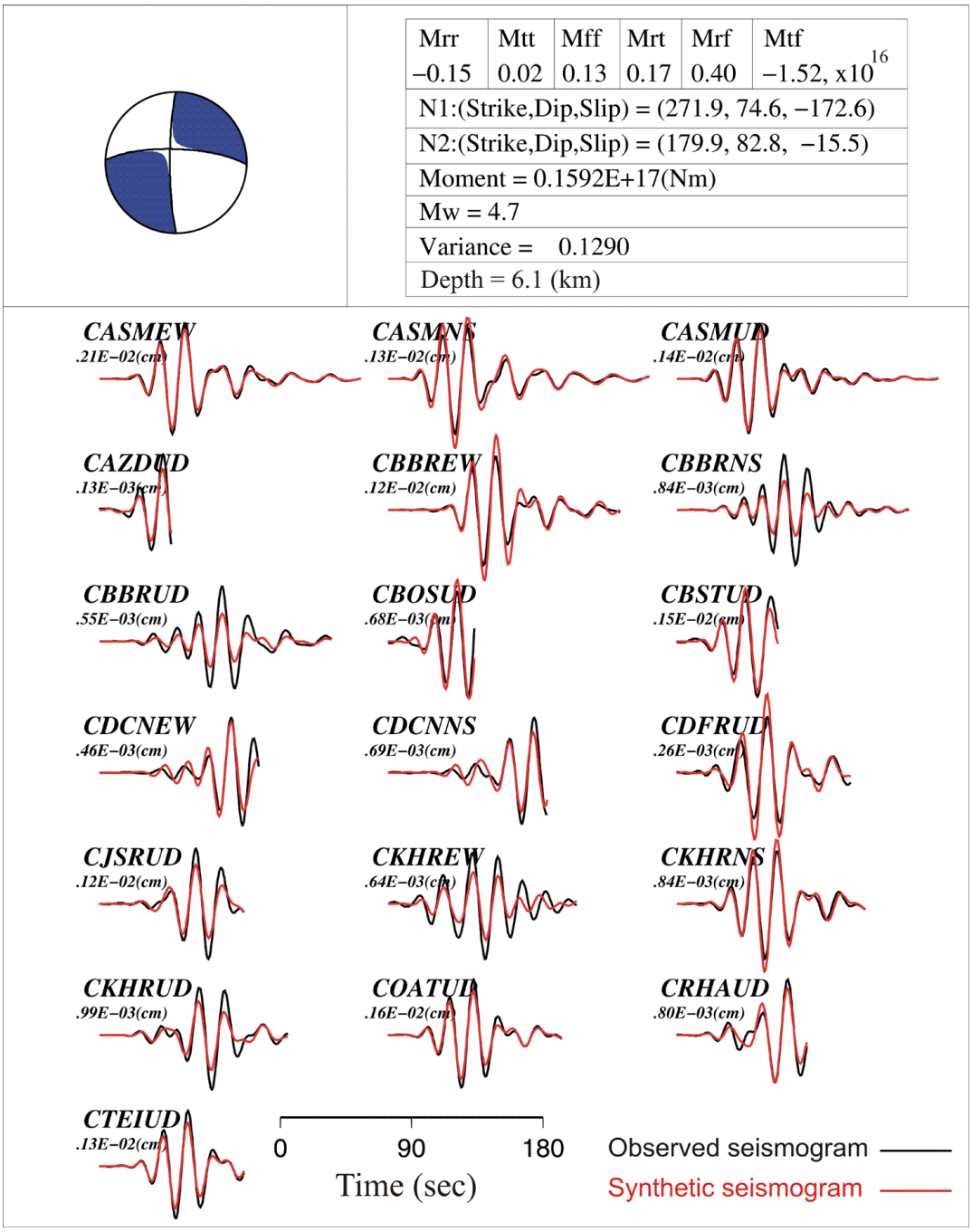


Fig. A2. Moment tensor solution (top left) and best-fit waveforms for the M_w 4.7 El Kantour Earthquake (5 March, 2017, at 01:46 UTC). Black lines are instrumentally corrected velocity waveform data, and red lines are the synthetic data. The values in the table represent the moment tensor parameters, best-fit fault-plane solutions, scalar moment, M_w, variance, and focal depth. The numbers below the station code indicate the maximum amplitude (in the unit of cm/sec).

https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y

Erratum

An error has "creep" into the article, the "rake" values of the focal solution that we had computed for the mainshock from *P-wave* first motion are wrong, and the minus sign is missing in front of the "rake" values calculated by GFZ. This produced a mirror effect to the focal solution plotted in Figure.1 and to GFZ solution in Table.1. The other figures plotted with the accurate values.

The correct values are:

P-wave first motion; plane 1: (94, 90, **-180**) instead of: (94,90,**0**)

Plane 2: (4, 90, **-0.1**) instead of: (4, 90, **180**)

GFZ solution; Plane 1: (117, 72, **-164**) instead of: (117, 72, **164**)

Plane 2: (22, 76, **-18**) instead of: (22, 76, **18**)

- The rake values of the present study P-wave solution must be exchanged in Table.1 & 3 event N°13, and text section 5.2.
- That of GFZ only in Table.1.

We apologize to our readers.

Annexe C


pure and
applied
geophysics
pageoph
Pure and Applied Geophysics
pageoph

Pure Appl. Geophys.
© 2021 The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Switzerland AG
https://doi.org/10.1007/s00024-021-02711-4

Pure and Applied Geophysics

Recent Seismic Activity in the Bejaia–Babors Region (Northeastern Algeria): The Case of the 2012–2013 Bejaia Earthquake Sequences

Oualid Boulahia,[1] Issam Abacha,[1] AbdelKarim Yelles-Chaouche,[1] Hichem Bendjama,[1] Abdelaziz Kherroubi,[1] Yahia Mohammedi,[1] Chafik Aidi,[1] and Adel Chami[1]

Abstract—From November 2012 to May 2013, the coastal region of Bejaia (northeastern Algeria), experienced three distinct seismic sequences in about 6 months. The first one was on 28 November 2012 started with a mainshock of magnitude $M_w = 5.1$, and the second one occurred on 22 February 2013, a few kilometers southeast from the first one and culminated with a magnitude $M_w = 4.3$ earthquake. The last sequence comprised two shocks of moderate magnitude: a M_w 5.2 event on 19 May 2013, followed by a M_w 5.0 event on 26 May. Earthquakes were relocated using the double-difference method with differential times derived from phase-picked data and waveform cross-correlation delays. We compiled a dataset of 252 accurately relocated events that are associated with focal mechanism solutions consistent with a near-vertical, right-lateral strike-slip fault striking NW–SE. The data analysis is coherent with a new fault extending over 35 km from the Gulf of Bejaia to the northeast of Kherrata. This newly discovered active fault, we name it the Babors Transverse Fault, appears to be segmented in four segments (S1–S4) evidenced by separate earthquake clusters. Static Coulomb stress changes and the spatiotemporal evolution of seismicity suggest static stress triggering, with the rupture first activated in the S1 segment in the northwest, migrating to S2, and terminating in S3 and S4 in the southeast. Stress tensor inversion from focal mechanisms implies that the dominant local stress field is a pure strike-slip regime, with N–S maximum horizontal compression in good agreement with the velocity field displaying reorientation compared to the oblique convergence of Africa–Eurasia. In this study, the newly identified Babors Transverse and Tizi N'Berber–Darguinah faults, in association with the NNW–SSE offshore active fault of the Greater Kabylian block (in the north) and the NNW–SSE right-lateral strike-slip Lâalam fault (in the south), form an en echelon fault system that acts as a transfer zone between offshore thrust faulting and the Ghardimaou–North Constantine strike-slip fault.

Keywords: Seismic sequences, Bejaia–Babors Fault, waveform inversion, spatiotemporal analysis, Coulomb stress changes, stress field.

1. Introduction

The Bejaia–Babors region is a coastal mountain region in northeastern Algeria, located 200 km east of Algiers. The mountains of the Babors belong to the external zones of the Tellian chain overhanging the bay of Bejaia. The Babors chain outlines the region between the two Paleozoic Kabylian blocks of the Internal Domain (Greater and Lesser Kabylian blocks) (Durand-Delga 1969) (Fig. 1a, b).

The convergence of the African and Eurasian plates in the Ibero-Maghrebian domain results in a continuous occurrence of earthquakes of low to moderate magnitude (Udias & Buforn 1994) with a few strong ($6 \leq M_w \leq 6.9$) to major earthquakes ($7 \leq M_w \leq 7.9$): e.g., in the Southern Alboran Sea in 2016 (M_w 6.4) (Buforn et al. 2017), Hoceima (Morocco) in 1994 (M_w 6.0) and 2004 (M_w 6.4) (Akoglu et al. 2006; Cakir et al. 2006; Kariche et al. 2017; Tahayt et al. 2009), Asnam (Algeria) in 1980 (M_w 7.3) and Boumerdes 2003 (M_w 6.8) (Ayadi et al. 2008; Meghraoui et al. 2004; Ouyed et al. 1981; Philip & Meghraoui 1983; Yelles-Chaouche et al. 2004), and in the eastern part of the Ibero-Morocco region in 1960 (M_b 6.1), 1964 (M_w 6.5), and 1969 (M_w 7.8) (Buforn et al. 2020).

In northeastern Algeria, many small to moderate earthquakes occurred in the last 10 years. We registered: the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence which ruptured two distinct and adjacent NNE–SSW

Supplementary Information The online version contains supplementary material available at https://doi.org/10.1007/s00024-021-02711-4.

[1] CRAAG, Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Route de L'Observatoire B.P. 63 Bouzaréah, 16340 Algiers, Algeria. E-mail: oualid.boulahia@craag.edu.dz; o.boulahia@craag.dz; i.abacha@craag.dz; a.yelles@craag.dz; h.bendjama@craag.dz; aziz.kherroubi@gmail.com; yahyouhe@yahoo.fr; c.aidi@craag.dz; a.chami@craag.dz

Published online: 06 April 2021

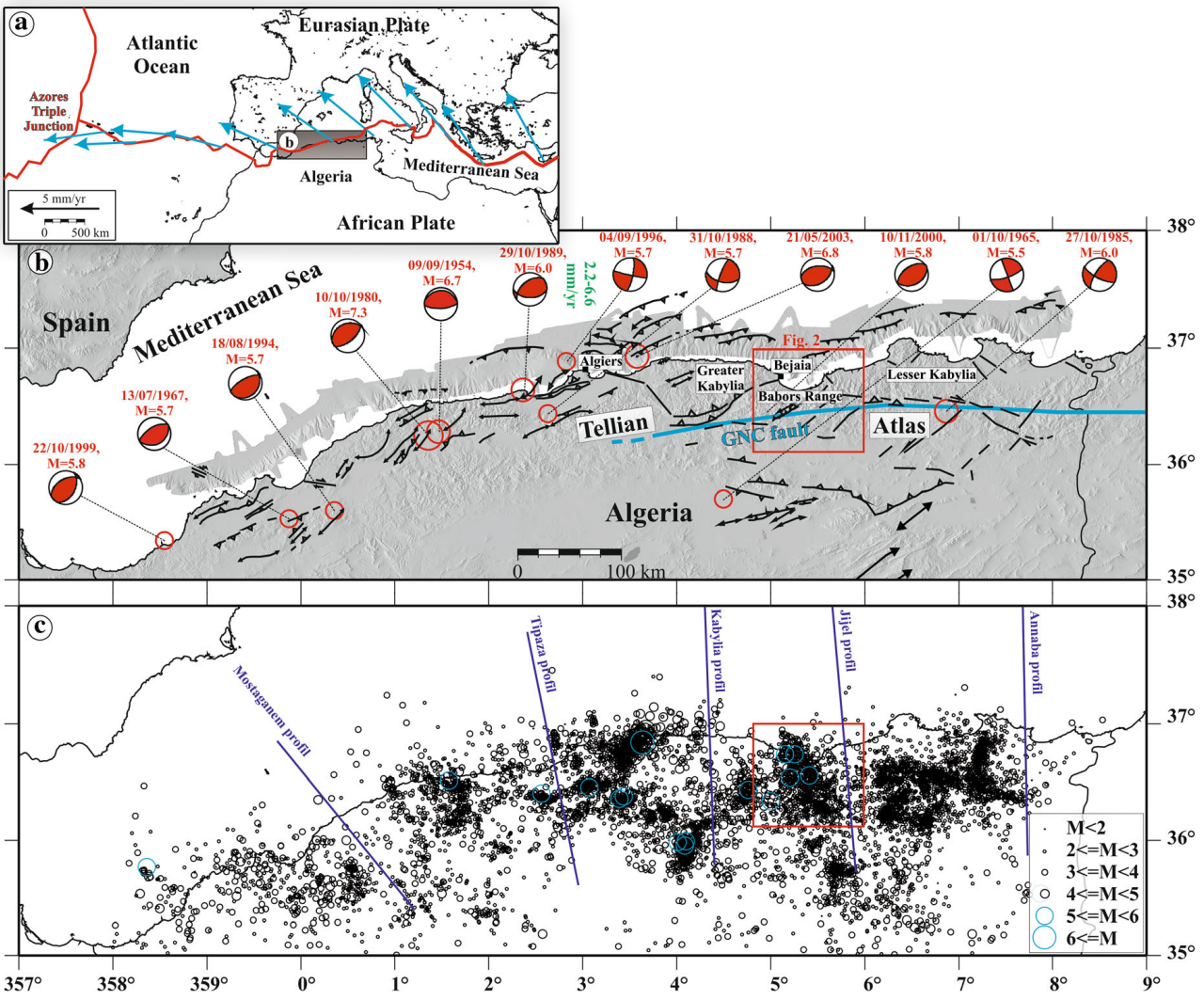
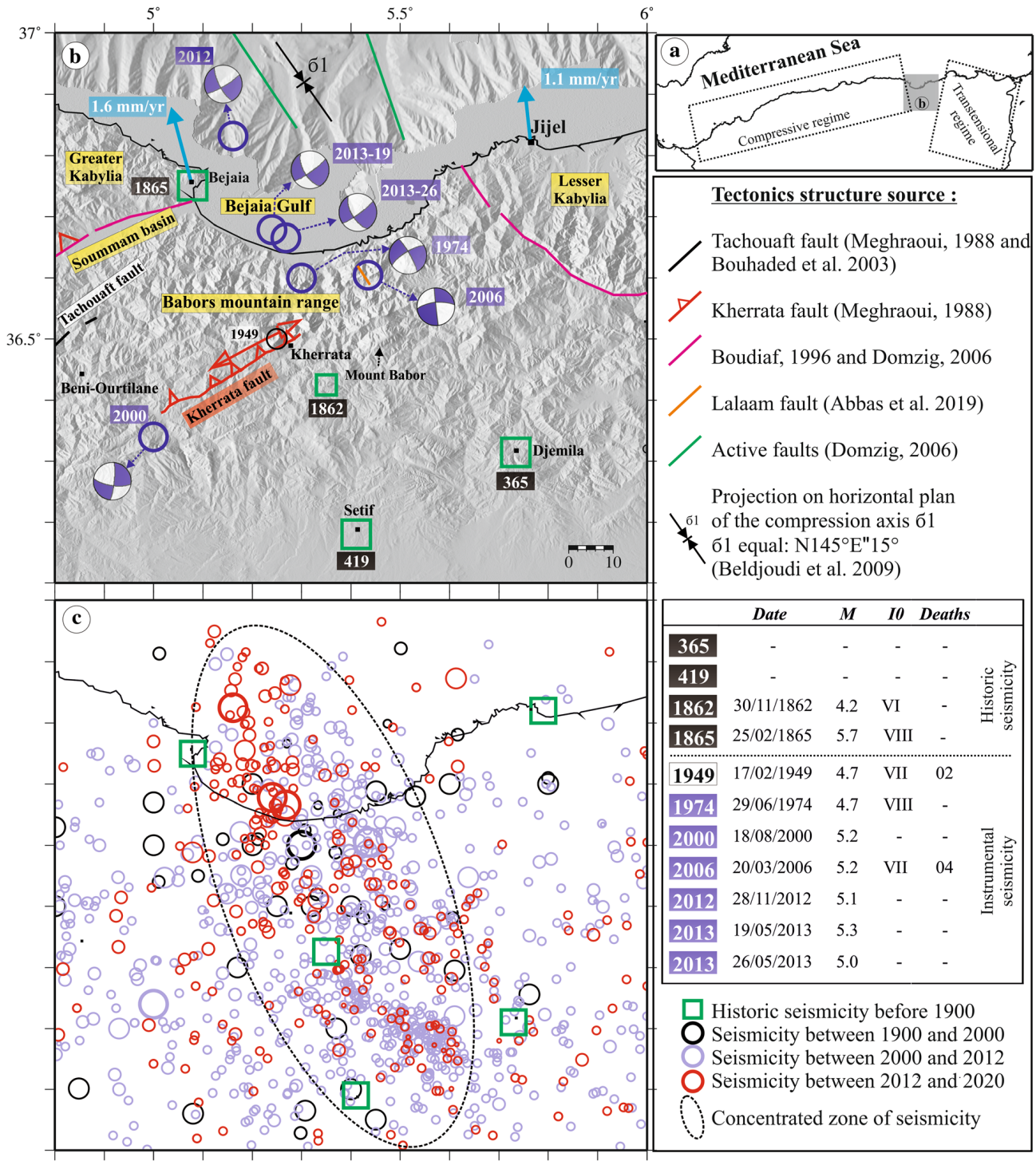


Figure 1

a Tectonic outline of the Mediterranean region. The grey surface frames the northern Algeria part. Predicted velocities along the Eurasia–Africa Plate boundary (blue arrows from Nocquet et al. 2006). **b** Seismotectonic map of northern Algeria, displaying the main active faults delineated in the Tellian Atlas (inspired by Domzig 2006; Kherroubi et al. 2009; Meghraoui 1988; Vila 1980; Yelles-Chaouche et al. 2009b) as well as the focal mechanisms of earthquakes of $M \geq 5.5$ (Harvard: https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html). The blue solid line shows the major active Ghardimaou–North Constantine (GNC) fault compelled by geodetic data (Bougrine et al. 2019). **c** Northern Algeria seismicity between 1900 and 2020 (CRAAG catalog). Five purple lines indicate the location of the SPIRAL wide-angle profiles

left-lateral strike-slip fault segments and an E–W reverse fault segment (Abacha et al. 2014; Yelles-Chaouche et al. 2013a); the 2015 Ain Azel earthquake which broke two E–W V-shaped right-lateral strike-slip fault segments (Abacha & Yelles-Chaouche 2019; Chami et al. 2019), the 2017 earthquake sequence along the main Mcid-Aïcha Debbagh Fault (Bendjama et al. 2021), and the 2019 Jijel earthquake which ruptured an ~ EW thrust fault segment offshore of the Jijel region (Yelles-Chaouche et al. 2021).

From regional seismicity analysis in northern Algeria (Fig. 1b, c), we notice that the Bejaia–Babors region belongs to a transition zone (gray square in Fig. 2a), between a wide fold-and-thrust belt (~ 100-km-wide region) in western and central parts of northern Algeria characterized by the highest-magnitude earthquakes, and a zone of relatively



	Date	M	I0	Deaths	
365	-	-	-	-	Historic seismicity
419	-	-	-	-	
1862	30/11/1862	4.2	VI	-	
1865	25/02/1865	5.7	VIII	-	
1949	17/02/1949	4.7	VII	02	Instrumental seismicity
1974	29/06/1974	4.7	VIII	-	
2000	18/08/2000	5.2	-	-	
2006	20/03/2006	5.2	VII	04	
2012	28/11/2012	5.1	-	-	
2013	19/05/2013	5.3	-	-	
2013	26/05/2013	5.0	-	-	

Figure 2

a The dashed rectangles delineate domains characterized by relatively uniform tectonic regimes (from Serpelloni et al. 2007). **b** Seismotectonic map of the Babors zone and Setif region. The focal solution of the 1974 earthquake is obtained from Hatzfeld (1978). **c** Seismic events were detected in the region from 1900 to 2020, and the largest historical earthquakes (CRAAG catalog)

distributed deformation in the eastern part marked by low to moderate magnitude mainly related to strike-slip faulting (Abacha 2015; Abacha & Yelles-Chaouche 2019; Bougrine et al. 2019; Buforn et al. 2004; Harbi et al. 2003; Meghraoui & Pondrelli 2012; Serpelloni et al. 2007; Soumaya et al. 2018).

The Bejaia–Babors region is delimited between two major structures: the offshore thrust fault system in the north marking the Europe–Africa plate boundary (Bird 2003) and the Ghardimaou–North Constantine Fault (GNC) in the south (Fig. 1b). In the context of convergent margins, accommodation of the oblique plate motion develops new strike-slip faults or activates inland crustal weakness (Cooke et al. 2020). Slip partitioning arising from oblique subduction is typically attributed to margin-parallel strike-slip crustal faults (Stanton-Yonge et al. 2016 and reference therein). However, the Algerian margin transverse faults referred to as faults striking 30° to 60° away from the trend of the margin (Stanton-Yonge et al. 2016) remain poorly known due to the lack of additional marine surveys to the previous MARADJA program (Yelles-Chaouche and Maradja Team 2006). Therefore, from a seismology point of view, the study of 2012–2013 sequences allowed us to investigate such structure striking $\sim$ 50° from the margin and to understand its kinematics.

The Bejaia–Babors region is a seismic zone where little information was known until recently due to insufficient coverage of seismic stations and because of a lack of seismic and geological investigations. The main information related to this area comes from historical catalogs. For a long time, several authors have suggested that the Kherrata reverse fault is primarily responsible for the seismic activity of the region (Beldjoudi et al. 2009; Bouhadad et al. 2003; Meghraoui 1988; Harbi et al. 1999; Rothé 1950; Yelles-Chaouche et al. 2006), while all recent focal mechanisms show strike-slip faulting.

The recent installation of the Algerian Digital Seismic Network (ADSN; Yelles-Chaouche et al. 2013b) makes it possible to progressively discover the focus of many epicentral areas, such as the bay of Bejaia and the Lâalam area in the Babors region where a moderate event occurred in 2006 (Abbes et al. 2019; Beldjoudi et al. 2009). This earthquake damage the center of Lâalam city with four deaths, 68 injured, and more than 40 housing units destroyed. Field investigations revealed that these casualties were caused by an earthquake-induced landslide (Guemache et al. 2010). The decade 2010–2020 had been a more fruitful period to investigate the seismic activity of the Bejaia–Babors region due to the occurrence of several moderate events (mainly the sequences of 2012–2013). Yet, valuable small events had given a coherent understanding of the complex seismotectonic zone.

The primary objective of this study, which focuses mainly on the seismic sequences of 2012–2013, is first to analyze the spatiotemporal distribution of hypocenters located with high precision, then to identify the connection between the fault system and its kinematics. The analysis provides insights into the rupture process along the newly identified major transverse fault (the Babors Transverse Fault) on a well-resolved scale for the first time through the conjugate action of static stress and fluid-driven process. The results are integrated into a new regional kinematical frame, taking into account the previous studies. The stress change and fault segment interactions are presented to be incorporated in realistic seismic hazard assessment and risk mitigation, near one of the major cities of Northern Algeria.

2. *Seismotectonic Setting*

The Bejaia–Babors region situated close to the African and Eurasian plate boundary is among the active seismic zones in the Western Mediterranean (Udias & Buforn 1994). Along this border, the deformation is attributed to the anticlockwise rotation of Africa–Eurasia (Serpelloni et al. 2007). The line from the Azores triple junction in the west (Atlantic Ocean) to the Maghrebides belt in the east (Fig. 1a) crosses different tectonic regimes: respectively extensive, strike-slip, and finally compressive tectonic regimes.

The Algerian margin formed through the back-arc opening of the Algerian Basin in the Mediterranean Sea results from the rollback of the Tethys slab (Spakman & Wortel 2004). Compressional seismic activity recorded both inland and at sea indicates that this margin might be transitioning from a passive to

an active stage through an inversion process (Domzig 2006; Yelles-Chaouche et al. 2009b; Hamai et al. 2015, 2018; Strzerzynski et al. 2010). Recently, Soumaya et al. (2018) showed that the present-day active contraction of the northern Algerian boundary is accommodated by E–W strike-slip faulting with a reverse component along the Eastern Tellian Atlas Mountains and by predominantly NE–SW-trending thrust faults with a strike-slip component in the Western Tellian Atlas.

In Algeria, the seismicity is concentrated in the Tellian region, a part of the Maghrebides belt (Fig. 1c). The zone is dominated by a transpressive regime (Meghraoui & Pondrelli 2012), with a compression direction oscillating between N–S and NW–SE (Soumaya et al. 2018). The structures accommodating this deformation are mainly oriented NE–SW (Fig. 1b) perpendicular to the direction of shortening (the El Asnam fault, Meghraoui 1988; the Boumerdes fault, Yelles-Chaouche et al. 2004). Serpelloni et al. (2007) showed that the Tellian Atlas accommodates 2.7 to 3.9 mm/year from the current Africa-Eurasia convergence. The hypothesis of a deformation band along the margin, which accommodates a substantial percentage of the Africa–Eurasia convergence [4.4 mm/year in western Algeria to 1.5 mm/year in eastern Algeria (Bougrine et al. 2019)], agrees with the seismicity distribution (Fig. 1c) and also with the marine geophysical surveys: MARADJA 1, MARADJA2/SAMRA (MARge Active "el DJAzaïr") (Yelles-Chaouche and Maradja Team 2006) launched in 2003 and SPIRAL (Sismique Profonde de la Region Algerienne) in 2009 (Yelles-Chaouche and the Spiral Team 2010, Fig. 1c).

In the study area, the 2012–2013 earthquakes occurred in the Gulf of Bejaia and the Babors mountain range, between the Greater Kabylia and Lesser Kabylia crustal blocks (Durand-Delga 1969). The former is part of the dislocated Alboran, Kabylia, Peloritan, and Calabria (AlKaPeCa) zones of the European margin (Bouillin 1986). The rate of local shortening is $\sim$ 1.6 mm/year, as measured in Bejaia city (Fig. 2b; Bougrine et al. 2019). The Babors mountain range trends generally E–W and extends for more than 100 km between Lesser Kabylia and the Soummam basin (Fig. 2b). It is characterized by folded Jurassic limestone belts that trend E–W to WNW–ESW and by high mountains with peaks up to 2004 m (at Mount Babor) (Fig. 2b). The depressions between the limestone massifs are filled by Lower Cretaceous marls. However, the present-day topography and dominant structures are the results of a late orogenic stage (Dalloni report in Rothé 1950). Among the structural sets inherited in these basement rocks is a NW–SE major orthogonal tectonic accident at K'Frida (Gabert 1984); according to Leikine (1971), the direction of the sliding movement of K'Frida is right lateral. Likewise, Guiraud (1977) made the same observations in the neighboring High Plains.

The Babors mountain range shows relatively high seismic activity in comparison to other parts of Algeria (Abacha 2015; Abacha & Yelles-Chaouche 2019). The seismicity of the region is characterized by events mostly of small magnitude and of moderate magnitude. (Fig. 2c). Several active faults have been recognized in the region (Bouhadad et al. 2003; Harbi et al. 1999; Meghraoui 1988; Vila 1980). In the central part of the Babors mountain range, the active Kherrata Fault was the source of the Ms 4.7 Kherrata earthquake on 17 February 1949 (Meghraoui 1988; Rothé 1950). The Kherrata fault-related fold trends 70°, plunges to the north, and is either $>$ 10 km long (Rothé 1950) or 40 km long (Meghraoui 1988). The 1949 earthquake produced a reverse movement that resulted in a 50-m-long surface rupture and a vertical displacement of 30 cm (Rothé 1950). Earthquakes in the Bejaia–Babors region are generally of moderate magnitude, although destructive events have occurred in the past. For example, a strong earthquake in AD 419 (Fig. 2b) is reported to have destroyed the Byzantine city of Sitifis (Guidoboni 1994; Harbi et al. 2003; Yelles-Chaouche et al. 2009a).

In the last decade, the Beni-Ourtilane earthquake of 10 November 2000 ($M_s = 5.7$) was the first well-studied event. It allowed identifying the NE–SW reverse Tachouaft fault located at the western end of the Babors mountain range (Abacha & Yelles-Chaouche 2019; Bouhadad et al. 2003; Meghraoui 1988). The second event studied in the Babors region was the Lâlaam earthquake on 20 March 2006 (M_w 5.2). It was firstly attributed to a N–S sinistral strike-slip segment (Beldjoudi et al. 2009). The recently revised study attributes this event to a NNW–SSE-

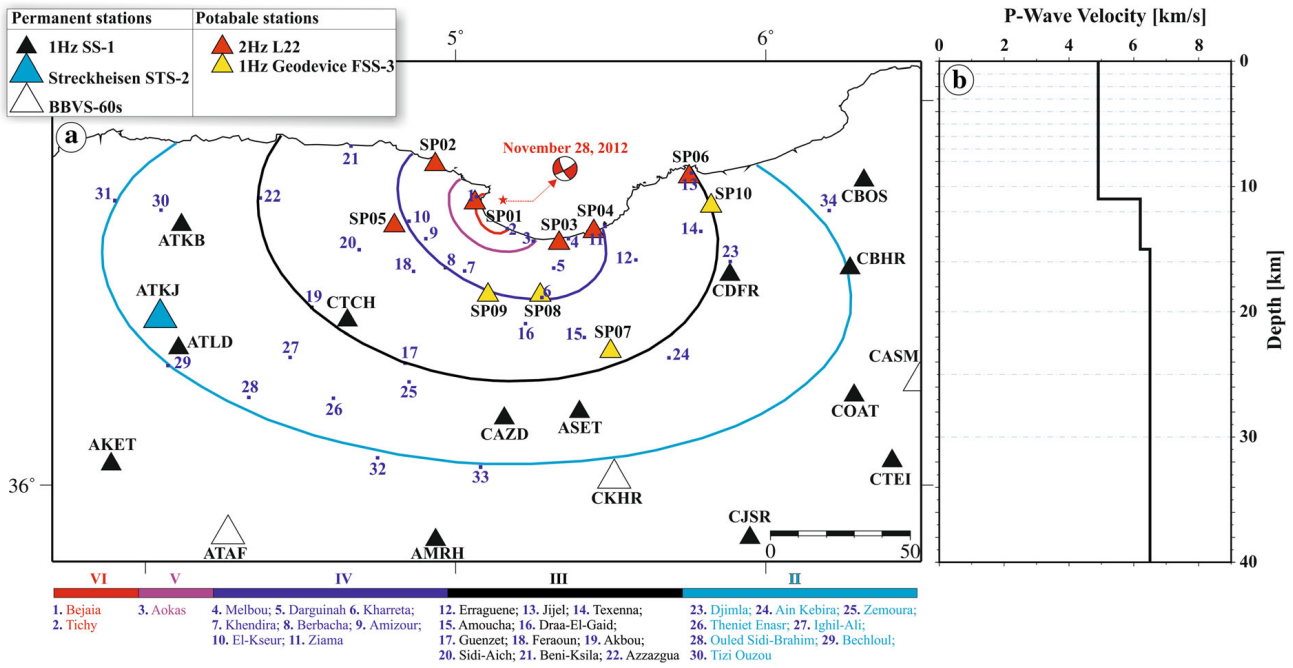


Figure 3
a Macro-seismic map of the 2012 first mainshock (modified from a CRAAG internal report) with the locations of stations in the seismic network and **b** the 1D velocity model (Beldjoudi et al. 2009) used in this study

striking fault (Lâlaam fault in Fig. 2b) (Abbes et al. 2019). Offshore investigations (e.g., Domzig 2006; Kherroubi et al. 2009; Yelles-Chaouche et al. 2009b) made during the Maradja 2 survey reveal offshore NW–SE to NNW–SSE-striking lineaments at the eastern side of the Greater Kabylian block that might correspond to active faults (Domzig 2006).

According to a survey of seismic activity in northern Algeria, the ADSN reveals a great number of small events in the Babors region. A quick look at the cloud of these events displays a major NW–SE trend (Fig. 2c) that cuts the Babors mountain range (Abacha 2015).

3. *Data Acquisition and Velocity Model*

The Bejaia earthquake sequences were recorded by permanent stations of the ADSN and a temporary (portable) network of 10 three-component seismic stations, deployed inland around the Gulf of Bejaia a few days after the first mainshock of 28 November 2012 (Fig. 3a). The temporary seismic network was designed with a spacing of 10 to 40 km between stations. It contains two station types: six GEOSTARS digitizers coupled to L22 ($f_0 = 2$ Hz) sensors and four GeoDevice EDAS-24IP digitizers coupled to GeoDevice FSS-3 ($f_0 = 1$ Hz) sensors. The permanent network consists of GeoDevice EDAS-24IP and Q330 digitizers coupled to GeoDevice BBVS-60s and Streckeisen STS-2 broadband sensors, as well as Q330 digitizers coupled to SS-1 ($f_0 = 1$ Hz) short-period sensors.

To minimize the uncertainties in event location, we tested four regional velocity models that have been used in previous studies of nearby earthquakes: the 2003 Boumerdes earthquake (Bounif et al. 2004), the 2006 Lâalam earthquake (Beldjoudi et al. 2009), the 2007 Mila earthquake (Semmane et al. 2012), and the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence (Yelles-Chaouche et al. 2013a). We also constructed a velocity model from two seismic profiles acquired during the SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionale du Nord de l'Algérie) project (Yelles-Chaouche 2010), namely the Kabylie profile (Aidi et al. 2018) located 100 km west of the Bejaia

epicentral area, and the Jijel profile (Mihoubi et al. 2014) located 50 km east of Bejaia (Fig. 1c). Both seismic profiles were used as a priori models for the 1D inversion algorithm VELEST (Kissling et al. 1994). The velocity model was built using the SPIRAL data, and it provided larger errors than the other models, probably due to the fact that the two transects were nonsuitable with the studied area. As regards the five models, the Lâalam model (Beldjoudi et al. 2009) provides the smallest residuals. This model consists of three layers, with P-wave velocities between 4.9–6.5 km/s and depths of 0–15 km (Fig. 3b) and a V_p/V_s ratio equal to 1.75.

Between 28 November 2012 and 31 May 2013, a total of 345 events were identified, which were recorded by a minimum of four seismic stations. These events were located using the HYPOINVERSE software (Klein, 2002).

Following this first step, events with a root mean square (RMS) travel time residual of less than 0.30 s, location uncertainties in the horizontal (ERH) and vertical (ERZ) directions less than 2 km, and an azimuthal gap less than 180° are considered best-located events and are included in the final dataset. Of the 345 preliminary events, 328 (95%) meet these criteria. Three events of M_d (duration magnitude) ≥ 3 do not meet these conditions but have an RMS ≤ 0.35 s. As these events were registered before the installation of the temporary network and are considered important, we retain them as the final dataset.

4. Methodology Analysis

This paper presents mainly the seismological study of the seismic sequences that took place in Bejaia–Babors (Northeastern Algeria). It focuses on the case of a series of four earthquakes and their aftershocks occurring between 2012 and 2013, supported by some small events occurring in the Babors region between 2014 and 2020. We applied a standard seismological procedure which includes hypocentral localization associated with a spatiotemporal evolution of seismicity; fault plane solution; stress field; changes in static Coulomb stress, etc. The different methodologies for data analysis are presented below.

4.1. Location, Relocation, and Focal Mechanism Techniques

Firstly, an absolute location of 345 events was performed using HYPOINVERSE software (Klein, 2002). Then, we perform a high-precision relocation of the seismic dataset by implementing a two-step process: (1) identification of multiplets using cross-correlation and (2) relocation of the identified families using the double-difference algorithm HypoDD (Waldhauser & Ellsworth 2000). These techniques have been widely employed to relocate earthquakes at local and regional scales (e.g., Hauksson & Shearer 2005; Waldhauser & Schaff 2008). In the first step, for all possible event pairs, we perform cross-correlations of the P-wave phase in the spectral domain from the vertical component of common seismological stations. The waveform windows are 256 samples long; they begin 100 samples before the P-wave pick, and are bandpass-filtered over 3–20 Hz. This procedure is used only for multiplet classification and not for the relocation process. Using relatively strict criteria, multiplet families are extracted by considering only the waveform pairs for which coherence is ≥ 0.7 for at least four stations (four P phases). In the second step, we relocate the dataset with higher accuracy; we computed time delays between all possible earthquake pairs in each event family. We retain all estimated delays for P-wave pairs if the maximum value of the correlation function is ≥ 0.7, then we exploit the ability of HypoDD to associate differential times derived from picked phases (P & S) and waveform cross-correlation delays.

Finally, focal mechanisms were calculated for events with at least 10 clear *P*-wave polarities using the SPHERA program (Rivera & Cisternas 1990). The code SPHERA provides two parameters, score and quality, which measure the misfit defined as the difference between polarities observed and predicted by the model. We employed as well the waveform modeling technique developed by Yagi and Nichimura (2011) to independently estimate the focal mechanism and other source parameters for the four

mainshocks. Nine broadband stations (27 components) were used to estimate the moment tensor solution. The observed raw data were corrected for seismometer responses and converted to ground velocity motion. We used 100–180 s of waveform data for each studied mainshock. The data were filtered in the relatively low frequencies (0.02–0.07 Hz) to mitigate the effect of the heterogeneity of the local velocity structure and to produce the best fit between observed and synthetic waveforms. Then, data were down-sampled with a 1-Hz rate. The Green's functions have been calculated using the discrete wavenumber method developed by Kohketsu (1985) for the velocity model based on the Lalaâm model (Beldjoudi et al. 2009) and used in the inversion of the observed three-component broadband waveforms (100–180 s). The moment tensor solutions have a quality factor assigned by the number of stations used during the inversion, and the goodness of fit between synthetic and observed data.

4.2. *Spatiotemporal Evolution, Stress Tensor, and Coulomb Stress Change Triggering*

To assess the behavior of the seismicity, we analyze the number of events as a function of time and the properties of earthquake clusters (Scholz 2002; Utsu 2002), such as foreshock–mainshock–aftershock sequences and earthquake swarm type. Aftershock activity decays with time according to a power law, empirically described by the modified Omori formula (Eq. 1):

$$N(t) = K/(t+c)^{p}, \tag{1}$$

where $N(t)$ is the number of aftershocks per unit time, t is the time since the mainshock, and k, c, and p are constants (e.g., Utsu et al. 1995).

The estimated p and c values are considered to be the most important parameters in characterizing a mainshock–aftershock sequence (Utsu 1961, 1969). The value of p is thought to be related to regional geology and tectonics (e.g., Kisslinger & Jones 1991; Utsu and Ogata 1995; Wiemer & Katsumata 1999).

To evaluate the consistency of the stress tensor with the kinematics of the seismogenic source and use the parameters of the stress tensor to estimate Coulomb stress changes, we perform formal stress inversions for focal mechanisms of the 2012–2013 Bejaia sequence key events ($M_d \geq 3.0$) and a cluster of 11 events ($M_d \geq 3.0$) recorded between 2017 and 2020 (80 fault planes), following the technique of the TENSOR program (Delvaux & Sperner 2003) and using the Win-Tensor program (Delvaux 2012). The final stress tensor characterizes the tectonic stress regime in terms of the index R': $R' = 0$–1 for extensional stress, 1–2 for strike-slip, and 2–3 for compression (Delvaux et al. 1997).

An important feature of seismogenesis is that earthquakes do not occur independently but interact with each other through their stress field (Scholz 2002). In cases of earthquake sequence, where several segments are involved in the rupture process, the spatial migration of seismicity is most probably enhanced by stress transfer. To identify this pattern, we explore the interaction between the activated segments. We assess the static stress changes caused by the 2012–2013 Bejaia earthquake sequences using the program Coulomb 3.4 (Stein et al. 1992; Toda et al. 1998). Using this method, we compute the stress change on a specified strike-slip fault, caused by a slip on a nearby source fault, within a homogenous elastic half-space. We assume a shear modulus of 32 GPa, Young's modulus of 80 GPa, and a Poisson's ratio of 0.25 which are typical values in the studied seismogenic layer (4–12 km) (Kariche et al. 2017; Khelif et al. 2018; Lin et al. 2011).

5. *Results*

5.1. *Mainshock and Waveform Modeling*

On 28 November 2012 at 23:15 (UTC), the first sequence among the four was started by an M_d 5.1 offshore earthquake located 7 km NE of Bejaia city. This event was felt in the city and caused minor damage, mainly superficial cracks in old buildings. The isoseismal map (Fig. 3a) shows a general NW–SE trend, with a maximum intensity of VI (European Macroseismic Scale 1998) at the epicenter (CRAAG internal report). Waveform inversion resolves a seismic moment $M_0 = 5.3 \times 10^{16}$ Nm and a moment magnitude $M_w = 5.1$ (Table 1).

Table 1

Computed locations, released moments, magnitudes, and focal mechanism solutions for the four mainshocks and those provided by different seismological observatories

Date	Oragnization	Origin Time	Magnitude	Localization		Depth	Nodal plan A			Nodal plan B			M_0	Solution
				Lat (°)N	lon (°)E	(Km)	strike (°)	dip (°)	rake (°)	strike (°)	dip (°)	rake (°)	(N.m)	
28/11/2012	CRAAG (this study) p-waves polarities	23 : 15 : 26.21	$M_d = 5.1$	36.82	5.16	11.37	152.0	73.0	-170.0	60.0	81.0	-18.0	-	
	CRAAG (this study) MT inversion	23 : 15 : 26.21	$M_w = 5.1$	36.82	5.16	11.37	134.8	62.5	164.3	232.5	75.6	-151.5	$5.30 * 10^{16}$	
	GFZ	23 : 15 : 30.59	$M_w = 5.0$	36.70	5.07	10.0	157.0	37.0	170.0	255.0	84.0	53.0	$3.60 * 10^{16}$	
	Harvard CMT	23 : 15 : 29.30	$M_w = 5.0$	36.71	5.10	12.0	152.0	73.0	-170.0	60.0	81.0	-18.0	$3.49 * 10^{16}$	
	CSEM	23 : 15 : 29.00	$M_b = 4.9$	36.84	5.19	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	IGN	23 : 15 : 28.00	$M_b = 5.2$	36.80	5.24	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
22/02/2013	CRAAG (this study) p-waves polarities	12 : 30 : 47.44	$M_d = 4.3$	36.72	5.21	9.82	143.7	83.2	177.7	234.0	87.7	06.8	-	
	CRAAG (this study) MT inversion	12 : 30 : 47.44	$M_w = 4.3$	36.72	5.21	9.82	125.3	73.3	-163.1	30.3	73.8	-17.4	$0.32 * 10^{16}$	
	GFZ	12 : 30 : 48.20	$m_b = 4.3$	36.77	5.32	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	Harvard CMT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CSEM	12 : 30 : 48.00	$M_b = 4.5$	36.79	5.36	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	IGN	12 : 30 : 49.00	$M_b = 4.8$	36.75	5.30	14.0	-	-	-	-	-	-	-	-
19/05/2013	CRAAG (this study) p-waves polarities	09 : 07 : 26.31	$M_d = 5.3$	36.69	5.26	10.20	149.0	63.0	-170.0	54.0	82.0	-27.0	-	
	CRAAG (this study) MT inversion	09 : 07 : 26.31	$M_w = 5.2$	36.69	5.26	10.20	135.5	67.6	-176.7	44.3	87.0	-22.4	$7.50 * 10^{16}$	
	GFZ	09 : 07 : 29.80	$M_w = 5.1$	36.80	5.23	12.0	146.0	89.0	178.0	236.0	88.0	1.0	$4.70 * 10^{16}$	
	Harvard CMT	09 : 07 : 29.20	$M_w = 5.2$	36.59	5.19	15.1	149.0	63.0	-170.0	54.0	82.0	-27.0	$7.42 * 10^{16}$	
	CSEM	09 : 07 : 27.00	$M_b = 5.1$	36.76	5.18	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	IGN	09 : 07 : 26.00	$M = 5.5$	36.67	5.31	12.0	-	-	-	-	-	-	-	-
26/05/2013	CRAAG (this study) p-waves polarities	16 : 00 : 55.12	$M_d = 5.0$	36.68	5.25	9.51	137.2	73.4	-168.3	43.8	78.8	-16.9	-	
	CRAAG (this study) MT inversion	16 : 00 : 55.12	$M_w = 5.0$	36.68	5.25	9.51	95.2	64.9	140.7	204.4	55	31.2	$3.80 * 10^{16}$	
	GFZ	16 : 00 : 55.40	$m_b = 5.0$	36.73	5.28	8.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	Harvard CMT	16 : 00 : 56.80	$M_w = 4.9$	36.66	5.17	20.1	101.0	38.0	144.0	221.0	69.0	58.0	$3.03 * 10^{16}$	
	CSEM	16 : 00 : 56.00	$M_b = 5.0$	36.71	5.19	12.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	IGN	16 : 00 : 55.00	$M = 5.0$	36.73	5.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-

The second earthquake ($M_d = 4.3$) occurred on 22 February 2013 at 12:30 (UTC) in Bejaia Bay, 10 km SE of the first mainshock. Waveform modeling gives a seismic moment $M_0 = 0.32 \times 10^{16}$ Nm and a moment magnitude $M_w = 4.3$.

Three months later, in May 2013, two earthquake sequences with mainshocks of duration magnitude $M_d = 5.3$ and $M_d = 5.0$ occurred near the village of Aokas (Bejaia coastline). These earthquakes were located to the southeast of the initial two events, along the same trend. The first was recorded on 19 May at 09:07 (UTC) and the second on 26 May at 16:00. Waveform modeling indicates the first event had a seismic moment $M_0 = 7.50 \times 10^{16}$ Nm and moment magnitude $M_w = 5.2$, and the second had $M_0 = 3.80 \times 10^{16}$ Nm and $M_w = 5.0$ (Table 1).

All solutions correspond to strike-slip motion, in agreement with that determined by international seismological agencies (Table 1).

5.2. *Aftershock Distribution and Spatiotemporal Evolution*

In total, seismic activity associated with the 2012–2013 Bejaia sequences lasted for 184 days. Over this time, 328 events previously filtered (several with magnitude $M_d \geq 3$) map onto a 35-km-long elongated cluster, trending NW–SE (Fig. 4a), all concentrated at depths of 4–12 km (Fig. 4b).

Seismicity over this period can be separated into four clusters, which are distinct in time and space. The earliest cluster (C1) occurred from 23:15 (UTC) on 28 November 2012 to 19:17 on 01 February 2013. The second cluster (C2) began at 03:15 on 12 February and ended at 06:16 on 08 May. Clusters C3 and C4 span from 09:07 on 19 May to 21:16 on 21 May, and from 16:00 on 26 May to 17:40 on 31 May, respectively.

Cluster C1 includes 46 events (colored green in Fig. 4a). This cluster can be considered as an ordinary mainshock–aftershock sequence, which began with the M_w 5.1 event of 28 November 2012 and lasted 60 days. Following the mainshock, the cumulative number of events increased slightly and then stabilized (Fig. 4c), while event magnitudes decreased with time as expected (Scholz 2002) (Fig. 4d). Any rapid increase in the number of events is unlikely to have been recorded, given the absence of nearby stations (the closest stations were two permanent stations, CTCH and CBOS, located 75 km from the mainshock 1).

Cluster C2 comprises 51 events (colored yellow in Fig. 4a) that define a foreshock–mainshock–aftershock sequence. The M_w 4.3 mainshock occurred on 22 February 2013 and was preceded by three foreshocks on 12, 16, and 20 February 2013, of magnitudes $M_d = 2.1$, 3.3, and 3.5, respectively. The aftershocks occur in a small area (~ 2 km^2) and show no clear geographical trend. During this crisis, the cumulative number of events increased rapidly even though the magnitudes are smaller than the first cluster, reflecting the improved coverage of the deployed mobile stations (Fig. 4c). The event magnitudes generally decreased in the days following the mainshock (Scholz 2002) (Fig. 4d).

Clusters C3 and C4 represent two successive mainshock–aftershock sequences and between them account for 70% of the event dataset. Cluster C3 (colored red in Fig. 4a) includes 58 events, while cluster C4 (colored blue in Fig. 4a) comprises 173 events. The two sequences have mainshocks of magnitudes $M_w = 5.2$ and $M_w = 5.0$, respectively. Although clusters C3 and C4 are distinct in time, they have similar spatial distributions (Fig. 4a, b). However, the relatively short time between mainshocks means that some aftershocks of C3 are likely to have occurred during the time of the C4 cluster. In Fig. 4b, events in each cluster show a V-shaped configuration. The left sub-cluster is more concentrated and contains the two mainshocks, whereas the right sub-cluster is more sparse and consists mainly of events belonging to cluster C4. Sharp increases in the cumulative number of events are seen following the mainshocks associated with each of these clusters (Fig. 4c), particularly for C4. However, C3 and C4 show a barely discernable decrease in event magnitude over time compared with clusters C1 and C2, but a zoom on the last two peaks' activity identifies the supposed decline in the kind of aftershock–mainshock sequences (Scholz 2002).

Next, in our temporal analysis, the maximum likelihood method was applied to estimate the value of p of the modified Omori law in Eq. (1). To fit the decay of seismic activity after the first peak (C1), an exponent $p = 0.85$ is necessary (Fig. 5a), for the second peak (C2), an exponent $p = 1.11$ is required

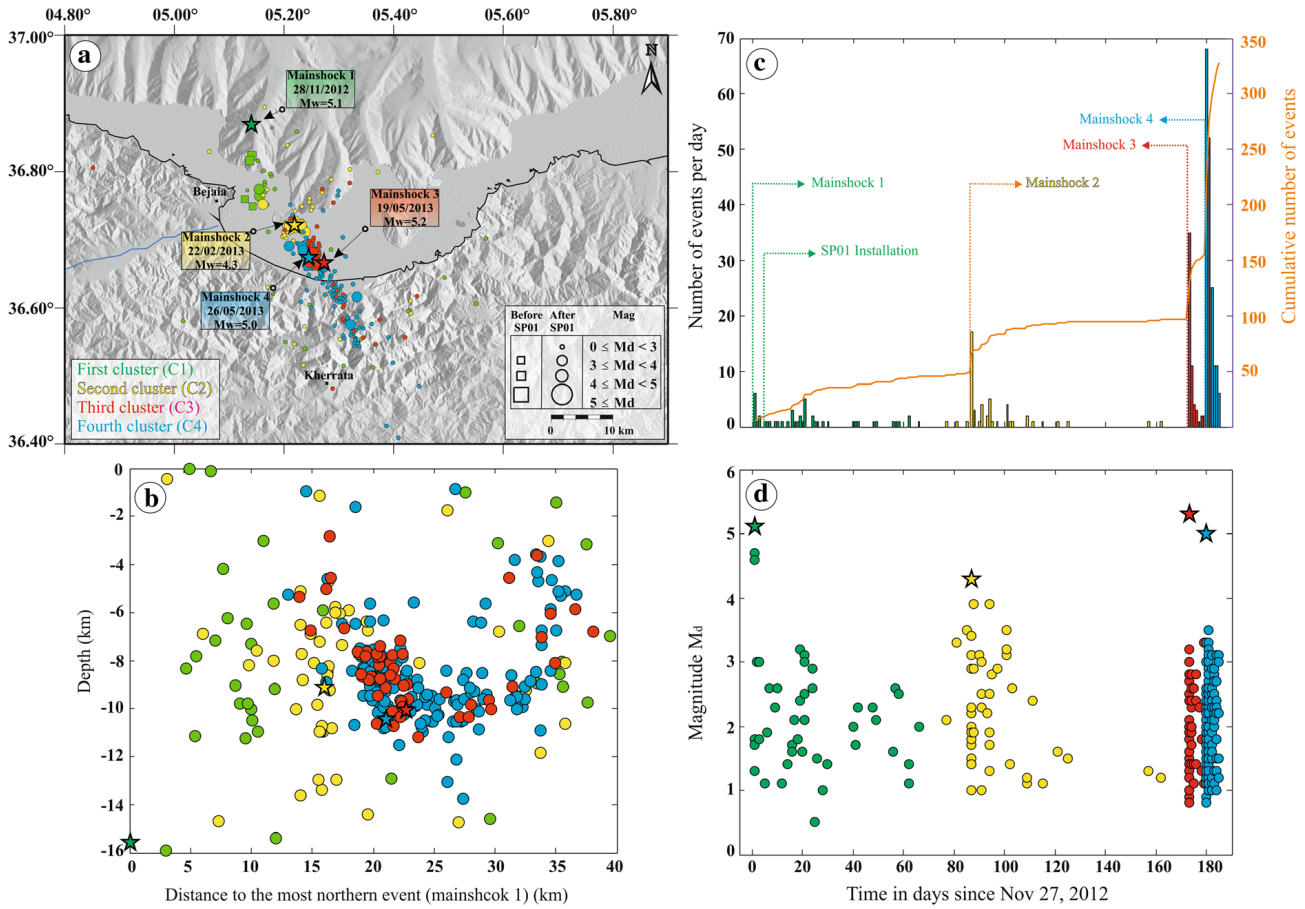


Figure 4

a Lateral distribution of the 328 best-located events. Green, yellow, red, and blue correspond to the first, second, third, and fourth seismic sequences, respectively. Squares represent epicenters located using data from the permanent network only (i.e., before installation of the temporary network). **b** Distance from the first mainshock (horizontal axis) vs. hypocenter depth (vertical axis) for our located data. The colors represent the sequence (time) in which the event occurred, consistent with **a**. **c** The cumulative number of events and number of events per day are associated with clusters C1–C4. **d** Temporal evolution of the event magnitudes

(Fig. 5b), and after the last two peaks of activity (C3 and C4), an exponent $p = 0.85$ is needed to describe the data (Fig. 5c). The exponents are within the normal range of different previous studies. Papazachos (1975) examined the temporal distribution of six aftershock sequences in Greece using the cumulative number method, revealing that the p values are independent of the magnitude range and vary between 0.7 and 1.9. A median p value of $\sim$ 1.1 has been reported for the aftershock sequences in various regions worldwide, with a range of 0.6–2.5 (Utsu and Ogata, 1995), whereas Kisslinger and Jones (1991) reported p values of 0.7–1.8 with a mean of 1.11 for shallow aftershock sequences in California. This parameter differs from sequence to sequence based on the tectonic situation in the considered area, the higher p value infers faster decay of aftershock activity. However, the p value approaching a value of 1.0 indicates that the earthquake happened in a tectonically active region with an amount of stress dissipation. The value of the parameter c can range from 0.01 days to over 1 day, and it is a dubious parameter (Utsu and Ogata, 1995) dependent on the rate of activity in the beginning part of the sequence. For the first peak (C1), it is difficult to estimate c properly for the first mainshock–aftershock sequence, probably because of missing data shortly after the first mainshock when considerably small aftershocks are not seen on reported records. Given that 5 days of aftershock activity

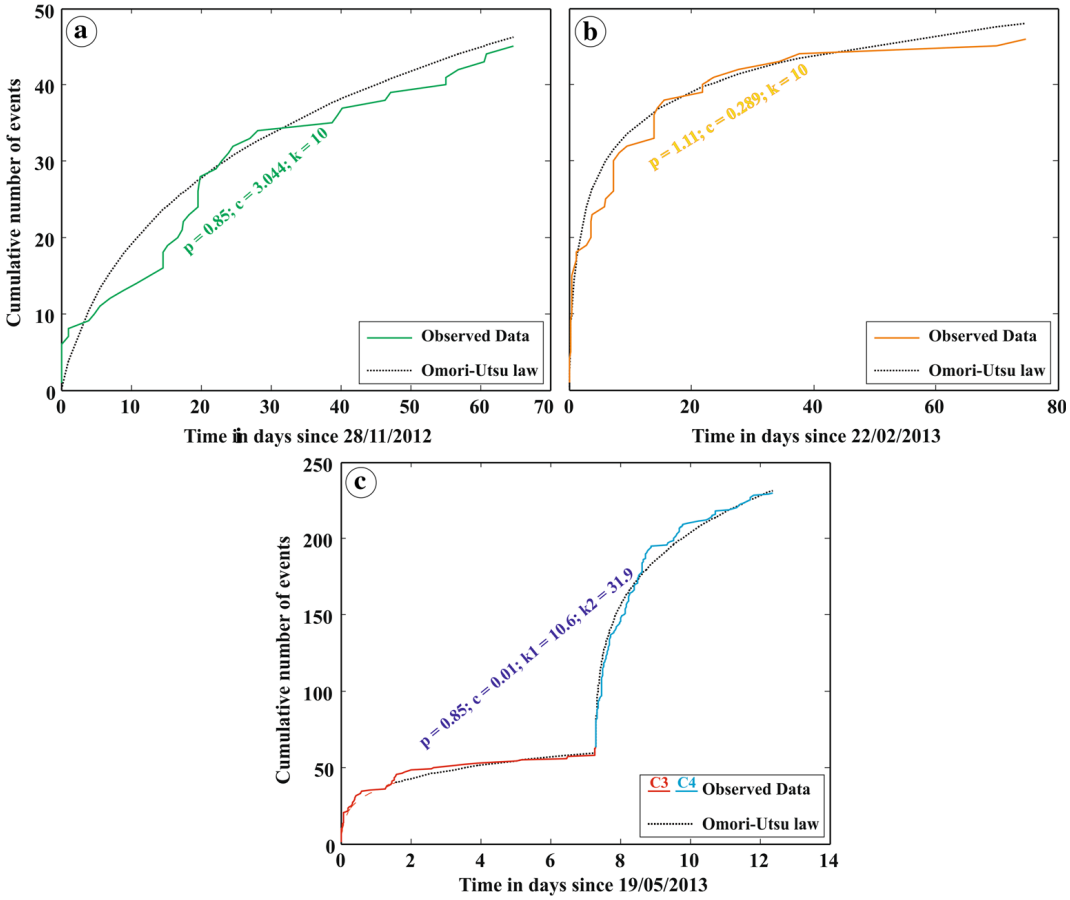


Figure 5
The Omori–Utsu law decay curve for the four seismic sequences and the cumulative number of events recorded with time during each sequence. **a** The first cluster (C1) of 70 days from the occurrence of the 28 November 2012 mainshock. **b** The second cluster (C2) of 80 days from the occurrence of the 22 February 2013 mainshock. **c** The third and fourth clusters (C3 and C4) of 14 days from the occurrence of the 19 May 2013 mainshock

lacked over this time, the calculated value of $c = 3.04$ (Fig. 5a) may be an overestimate.

The statistical analysis of the 2012–2013 sequences using 328 events ($0.5 \leq M_d \leq 5.3$) has provided interesting results concerning the spatial and temporal patterns that have emerged with the use of different methods. The presence of four separate seismicity phases in time and also in space have been analyzed along the NW–SE-striking fault with south-eastward migration of the seismicity cluster.

5.3. *Cluster Relocation and Focal Mechanisms*

The HypoDD results demonstrate significant clustering of seismic events compared to those obtained by the HYPOINVERSE process. Out of the initial 328 events, 252 are successfully relocated into five distinct clusters, with a spatial uncertainty in relative locations of less than 200 m for more than 82% of events (Fig. 6a). This spatial clustering of the relocated events (Fig. 6a) shows a linear feature that trends NW–SE and represents a rupture on five segments a total of $\sim$ 35 km long, 3 km wide, and at a depth range between 6 and 12 km.

The green, yellow, and red clusters in Fig. 6a correspond to clusters C1, C2, and C3 (Fig. 4a), respectively, which are now more well-defined in space. The event relocations have also enabled us to better resolve cluster C4 as a V-shaped feature (cross-sectional view in Fig. 6a). The left side of the feature (colored blue in Fig. 6a) is a new family from the C3 cluster, and the right side is a new cluster shown in

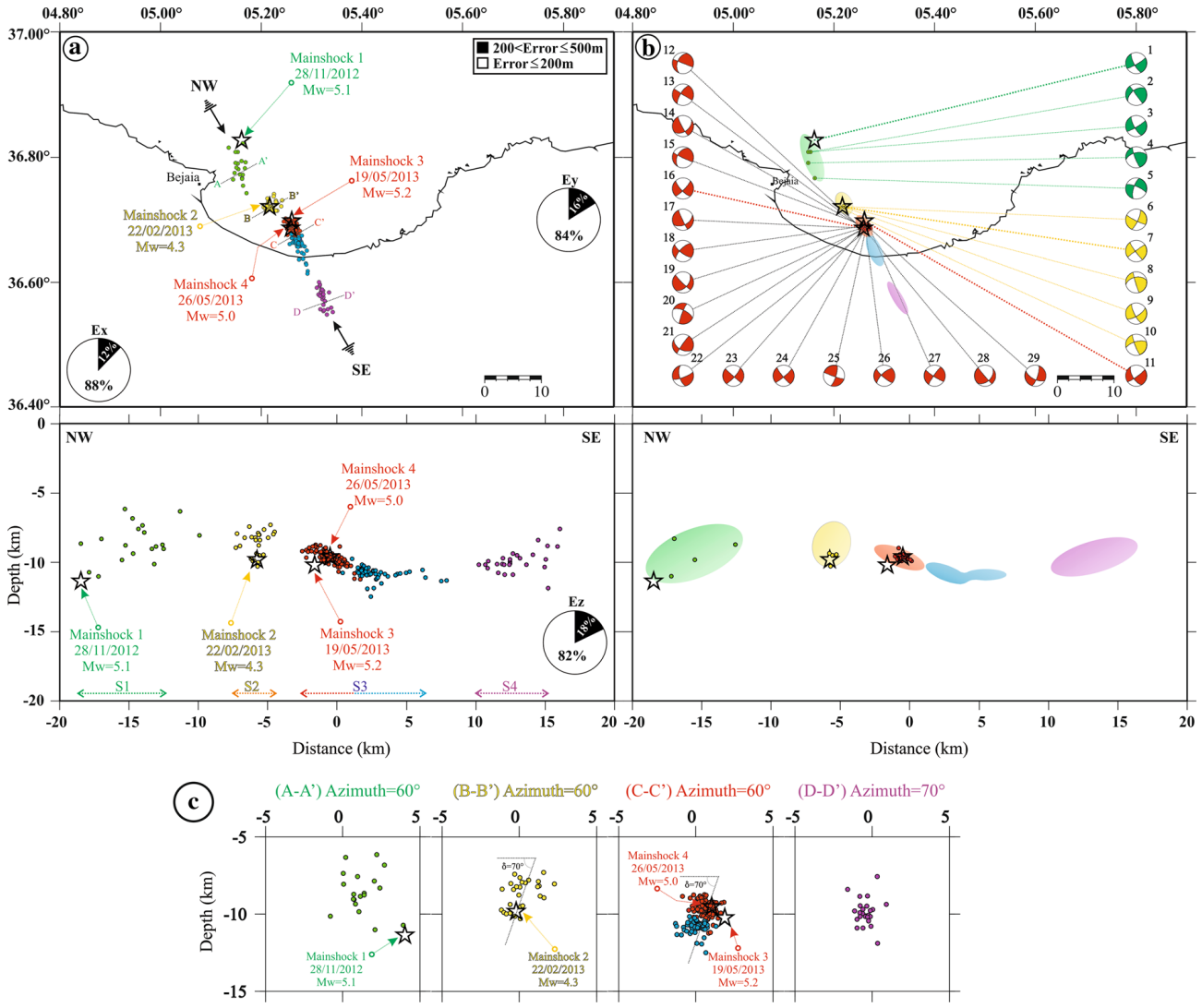


Figure 6

a Lateral and vertical distributions of the 252 relocated events. Colors relate to the multiplet clusters (families) as discussed in the text (Sect. 5.3). Green, yellow, red, blue, and purple relate to events of the first, second, third, fourth, and fifth multiplet clusters, respectively. Pie chart of relative relocating errors. **b** The lateral and vertical extent of the five multiplet clusters with locations and focal mechanisms for events with $M \geq 3$. Focal mechanisms are colored consistent with the multiplet cluster they represent (see **a**). The focal mechanisms are numbered as in Table 2. **c** Cross-sections perpendicular to each multiplet cluster

purple. In Fig. 6b, we depict the five multiplet clusters by ellipses that encompass most of the events in a given group. Each cluster was likely generated by activation of a separate fault segment (denoted S1–S4 in Fig. 6a) of the NW–SE-trending Babors Transverse Fault (BTF). The red and blue multiplet clusters (Fig. 6a, b) are an exception to this and are both associated with segment S3. The rupture was initiated in the shallow part of this segment (red cluster) and migrated deeper (blue cluster).

The results of focal mechanism solutions for events of magnitude $M_d \geq 3$ and having at least 10 P-wave polarities are displayed in Table 2 organized according to each cluster, and their polarities are shown in the Online Appendix. The focal mechanism solutions (Fig. 6b, Table 2, and Online Appendix) indicate strike-slip faulting, consistent with right-lateral slip on NW–SE-trending planes. The mean fault strike is $\sim$ 140°, in agreement with the trend in

Table 2 Fault plane solutions for the four mainshocks and 25 largest aftershocks ($M_d \geq 3$) of the 2012–2013 Bejaia seismic sequences and 2006–2020 ($M_d \geq 3$) earthquakes in the Babors region

Table 2

Fault plane solutions for the four mainshocks and 25 largest aftershocks ($M_d \geq 3$) of the 2012–2013 Bejaia seismic sequences and 2006–2020 ($M_d \geq 3$) earthquakes in the Babors region

	ID	No	Date	Origin time	Md	Localization		Depth	Nodal plan A			Nodal plan B			Score	Quality
						Lat	lon		strike	dip	rake	strike	dip	rake		
			(Ye/Mo/Dy)	(Hr :Mn :Se)		(°)N	(°)E	(Km)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(%)	(%)
The 2012-2013 Bejaia sequence main events		01	12/11/28	23 : 15 : 26	5.1	36.82	5.16	11.37	152	73	-170	60	81	-18	100	69
		02	12/11/28	23 : 20 : 17	4.7	36.80	5.15	8.30	143	90	143	233	53	0	100	76
	C1	03	12/11/28	23 : 50 : 46	4.6	36.80	5.14	11.01	151	75	-172	59	82	-15	98	65
		04	12/12/18	15 : 28 : 31	3.0	36.79	5.14	9.85	159	81	144	256	54	11	84	66
		05	13/02/16	10 : 47 : 59	3.3	36.76	5.16	8.72	292	73	-159	196	70	-18	100	66
		06	13/02/20	03 : 31 : 53	3.5	36.72	5.22	9.50	117	83	-165	25	76	68	100	65
	C2	07	13/02/22	12 : 30 : 47	4.3	36.72	5.21	9.82	144	83	178	234	88	7	96	71
		08	13/02/22	18 : 36 : 05	3.4	36.72	5.21	10.31	163	85	138	258	48	7	100	86
		09	13/02/23	15 : 30 : 53	3.9	36.71	5.22	9.45	153	77	-160	58	70	-14	89	61
		10	13/03/01	18 : 43 : 17	3.9	36.71	5.21	9.37	160	81	156	254	66	10	87	67
		11	13/05/19	09 : 07 : 26	5.3	36.69	5.26	10.20	149	63	-170	54	82	-27	90	72
		12	13/05/19	09 : 15 : 44	3.0	36.68	5.25	9.63	11	89	136	202	46	1	100	66
		13	13/05/19	16 : 33 : 54	3.2	36.68	5.25	9.01	122	90	161	212	71	0	93	70
		14	13/05/19	17 : 21 : 10	3.0	36.68	5.26	9.60	152	82	-135	54	45	-11	87	68
		15	13/05/25	21 : 16 : 11	3.3	36.69	5.25	9.81	116	86	145	209	45	3	100	71
		16	13/05/26	16 : 00 : 55	5.0	36.68	5.25	9.51	137	73	-168	44	79	-17	100	73
		17	13/05/26	16 : 51 : 59	3.0	36.68	5.27	9.93	155	87	-138	62	48	-4	100	79
		18	13/05/26	16 : 53 : 06	3.0	36.69	5.26	9.93	127	72	157	224	70	19	100	71
		19	13/05/26	17 : 16 : 25	3.0	36.68	5.26	9.65	135	85	-138	40	49	-7	90	72
	C3-C4	20	13/05/26	17 : 37 : 07	3.0	36.68	5.26	9.73	201	83	154	295	65	-8	100	68
		21	13/05/26	20 : 08 : 19	3.0	36.69	5.26	9.77	120	48	173	214	85	42	88	61
		22	13/05/26	20 : 14 : 56	3.3	36.68	5.26	9.83	166	62	-166	69	78	-28	100	65
		23	13/05/26	20 : 39 : 51	3.0	36.68	5.26	9.64	131	88	-169	41	79	-2	95	67
		24	13/05/27	12 : 33 : 29	3.3	36.69	5.26	9.61	141	82	-173	50	83	8	100	73
		25	13/05/27	12 : 45 : 32	3.2	36.68	5.26	9.42	109	86	15	17	75	175	100	67
		26	13/05/27	17 : 04 : 19	3.5	36.69	5.26	9.59	131	78	158	226	69	13	95	70
		27	13/05/27	21 : 07 : 26	3.0	36.69	5.26	9.70	123	82	173	214	83	8	100	69
		28	13/05/28	00 : 14 : 03	3.1	36.68	5.26	9.78	140	86	-133	46	43	-5	93	71
		29	13/05/30	02 : 34 : 01	3.1	36.69	5.26	9.47	117	62	-161	18	74	-29	100	66
The 2006-2020 Babors main events	L	30	06/03/20	19 : 44 : 23	5.6	36.56	5.41	7.70	92	64	-174	360	84	-26	-	-
		31	17/03/30	01 : 41 : 07	3.3	36.58	5.21	10.53	35	83	10	303	80	172	87	70
		32	17/07/27	07 : 04 : 03	3.5	36.58	5.21	7.19	321	74	171	54	81	15	88	67
	TZNB	33	18/02/06	14 : 27 : 23	4.1	36.60	5.21	10.80	32	66	12	297	78	155	86	71
		34	18/02/09	15 : 34 : 49	3.7	36.59	5.21	10.09	38	83	8	307	81	173	86	77
		35	19/07/14	12 : 55 : 39	3.1	36.56	5.22	6.89	296	78	176	26	86	11	84	67
	D1	36	18/07/20	09 : 32 : 58	3.8	36.53	5.26	6.19	302	81	-167	210	77	-8.6	84	70
	D2	37	20/01/17	17 : 53 : 18	3.0	36.54	5.24	9.30	57	75	6	325	84	165	100	70
	A1	38	18/08/19	12 : 20 : 03	4.2	36.63	5.28	9.90	171	87	11	80	78	177	100	67
	A2	39	20/01/15	17 : 57 : 25	3.0	36.60	5.29	8.90	36	72	-12	130	77	-162	100	74
	B	40	20/01/07	08 : 31 : 51	3.0	36.78	5.24	4.20	131	75	-174	40	84	-14	100	72

'Score' and 'quality' are two parameters that measure the similarity between polarities observed and predicted by the model. C1: Cluster 1; C2: Cluster 2; C3–C4: Clusters 3 and 4; L: Lâalam earthquake; TZNB: 2017–2020 Tizi N'Berber events; D1: Darguinah event 1; D2: Darguinah event 2; A1: Aokas event 1; A2: Aokas event 2; B: 2020 Bejaia event

the lateral distribution of seismic events. The mean fault dip is $\sim 78°$.

Cross-sections A–A', B–B', C–C', and D–D' (Fig. 6c) indicate that the event foci are generally distributed on a high-angle dip fault plane, at depths of 6–12 km. Cross-section A–A' shows that the aftershock locations associated with cluster C1 are relatively diffuse and show no clear dip orientation.

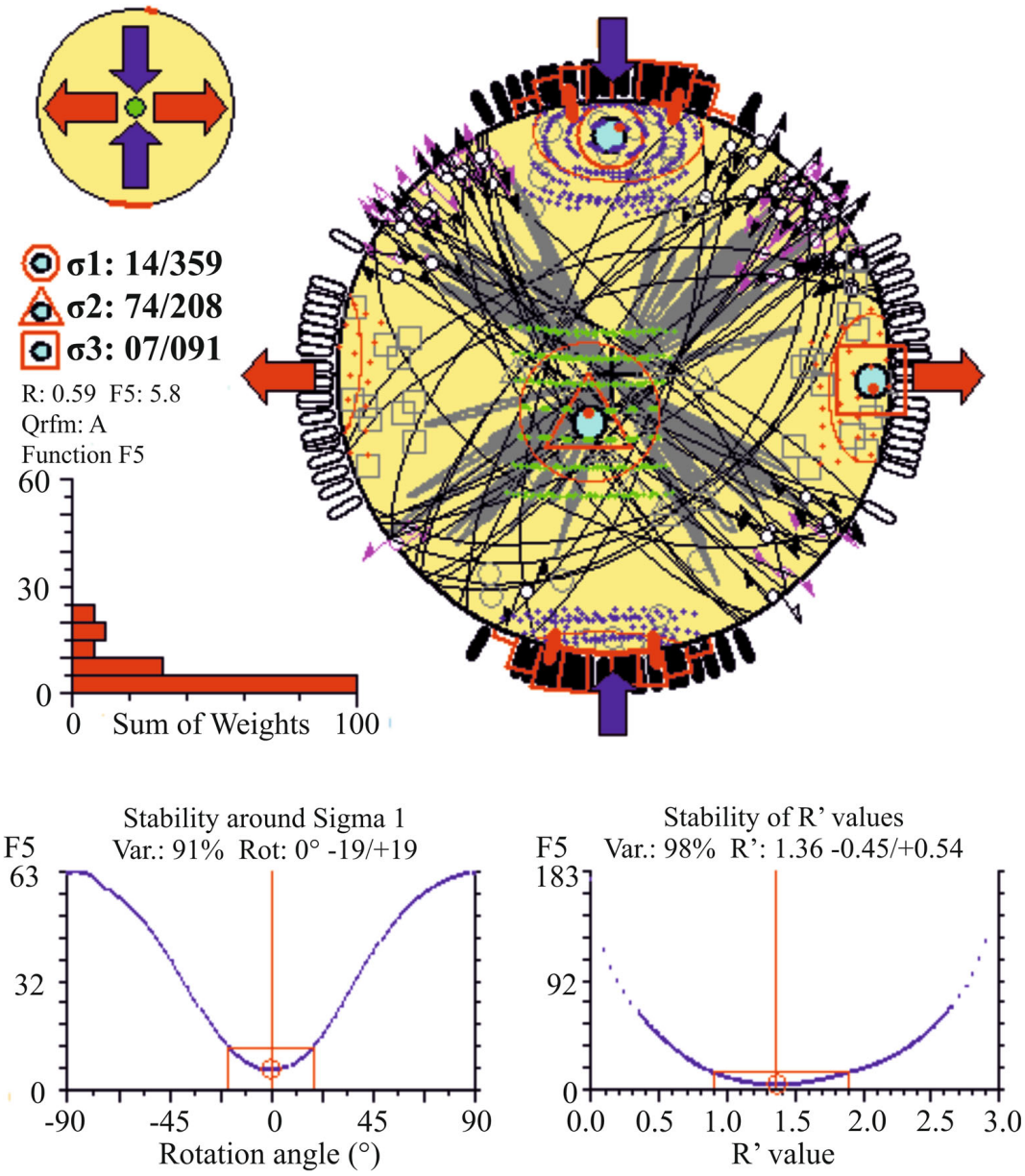


Figure 7
Stress tensor inversion result showing selected focal planes projected onto the lower hemisphere (Schmidt stereographic projections). The histogram represents the distribution of the misfit function F5, linearly weighted by event magnitudes. σ_1, σ_2, and σ_3 are the maximum, intermediate, and minimum principal stress axes, respectively. Stress symbols on the upper left corner show the horizontal stress axes (S_{Hmax} and S_{Hmin})

This is because this cluster is located far from any permanent station. Cross-sections *B*–B′ (related to C2) and *C*–*C*′ (related to C3 and C4) show a dip of $\sim$ 70°, are consistent with the average dip across the fault, and calculated by focal mechanism solutions (Fig. 6b and Table 2). Finally, cross-section *D*–D′, which displays the most southeasterly events of cluster C4, shows no clear dip angle but a weak trend towards the NE.

5.4. *Stress Tensor Inversion and Coulomb Stress Changes*

The results of stress tensor inversion are shown in Fig. 7. The selected nodal planes are moderate to

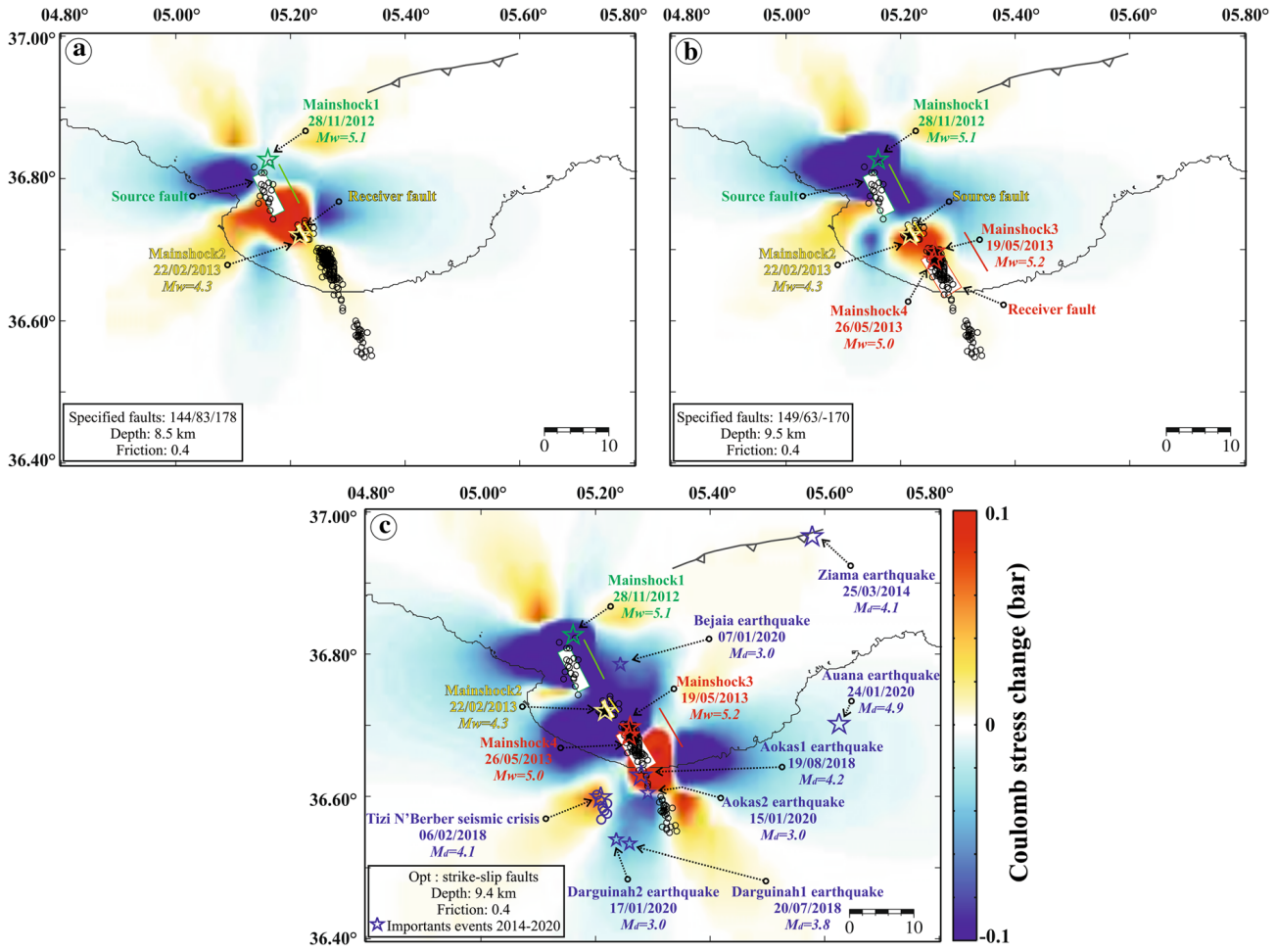


Figure 8
Coulomb stress change caused by **a** the 2012 Bejaia earthquake (Event 1) in terms of triggering the February 2013 event (Event 2), **b** Events 1 and 2 in terms of triggering the 19 May 2013 sequence (Events 3 and 4), and **c** the cumulative effect of Events 1–4 on optimally oriented fault planes. The white rectangles represent the surface faults

steeply inclined (60°–90°) and strike NW–SE and NE–SW. The steeply and shallowly dipping focal planes indicate that the maximum horizontal principal stress is oriented near N–S ($S_{\mathrm{Hmax}} \sim \sigma_1$ = N000° ± 10.8°). The average slip deviation is 9.9, and the quality rank "*A*" indicates reliable results. The computed orientations (dip/azimuth) are sub-horizontal $\sigma 1$ (14°/N359° E), near-vertical σ_2 (74°/N208° E), and sub-horizontal σ_3 (07°/N091° E) (Fig. 7). The stress regime index ($R' = 1.41 \pm 0.25$) indicates a pure strike-slip regime.

As for static stress changes, during parameterization, we tested different values of the effective friction coefficient μ', ranging from 0.2 to 0.8. Our results show that static stress changes are not strongly dependent on μ'. As μ' is unknown, we set $\mu' = 0.4$, consistent with recent work on Algerian faults (Kariche et al. 2017; Khelif et al. 2018; Yelles-Chaouche et al. 2018). For each mainshock of the four sequences, we calculate the stress change on the subsequent fault segments associated with later events to better understand the link between the seismic sequences. Hereafter, we refer to the mainshocks as Events 1, 2, 3, and 4, consistent with the order in which they occurred. Fault plane geometries are obtained from the focal mechanism solutions of the specified (both source and receiver) events and the spatial distribution of aftershocks for each cluster.

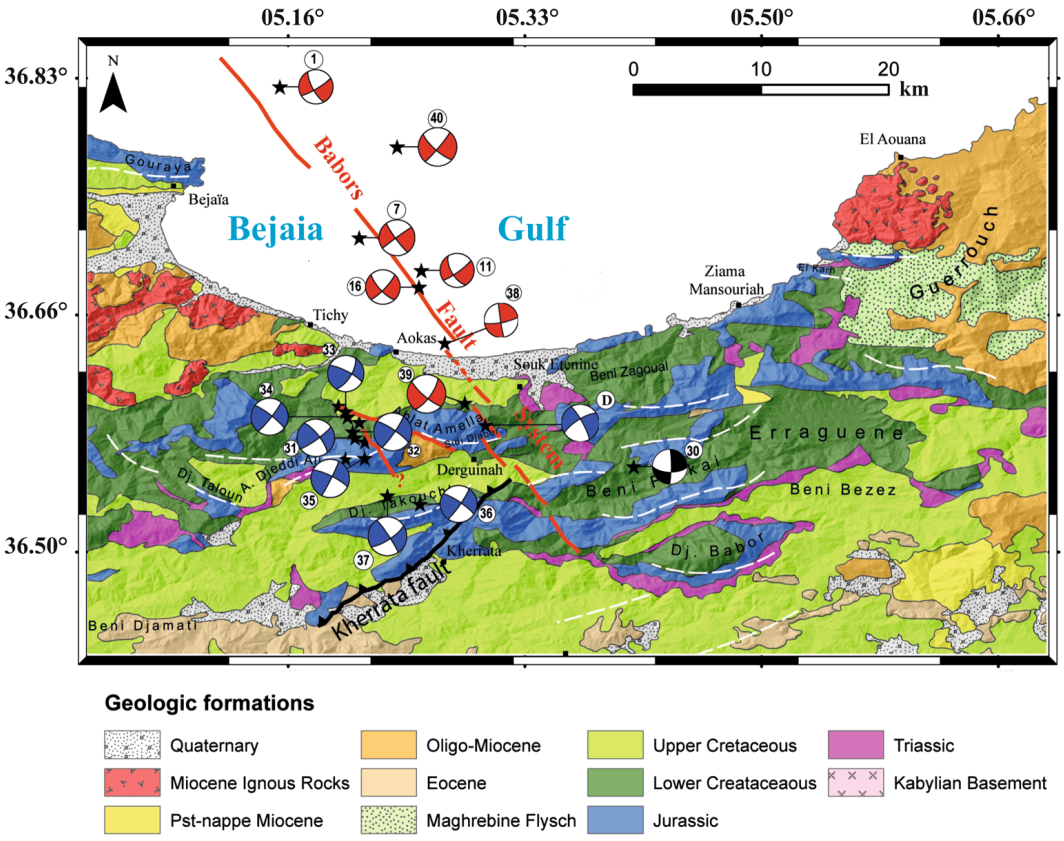


Figure 9
Geological map showing the main stratigraphic units in the Babors chain (modified and simplified from the 1:50,000 geologic map of Ziama-Mansouriah, Kireche 1993; Vila 1980). Fold axes are shown as white dashed lines (Kireche, 1993). The numbers relate to the main events that have occurred in the area since 2006, as listed in Table 2. The red lines map the lineaments associated with the BTF and TZNB-DF faults, as interpreted in this study, and the black line indicates the Kherrata Fault as mapped by Rothé (1950). Focal mechanism (*D*) represents that of the 1974 Darghuinah earthquake

Figure 8a shows Coulomb stress changes produced by slip associated with Event 1, at 8.5 km depth, on planes with the same orientation as the Event 2 fault plane. In the figure, the extent of the fault surface associated with Event 2 is superimposed on the stress field. We observe that Event 2 occurred in the SE of the increased Coulomb stress zone and that most of the aftershocks are associated with positive Coulomb stress changes that act to trigger failure.

Figure 8b shows the Coulomb stress change caused by slips associated with both Event 1 and Event 2, at 9.5 km depth, on planes with the same orientation as Event 3 and Event 4 (which are interpreted to have occurred on the same fault segment) fault plane. This figure shows that the previous slips of Event 1 and 2 increased the Coulomb stress further in the SE, where Events 3 and 4 were located. This explains the SE migration of seismicity and suggests that Events 3 and 4 were triggered by slip on previously activated fault segments.

Finally, we compute the static stress change on optimally oriented fault planes that results from the slip associated with the mainshocks of all four sequences. This approach does not require consideration of the orientation of receiver faults. To compute the optimal plane, we use the three principal stress axes calculated above. As focal mechanisms of both mainshocks and aftershocks indicate strike-slip motion, the static stress change is computed on optimally oriented strike-slip planes. Figure 8c shows the cumulative static Coulomb stress change due to events 1–4 on optimally oriented fault planes at 9.4-

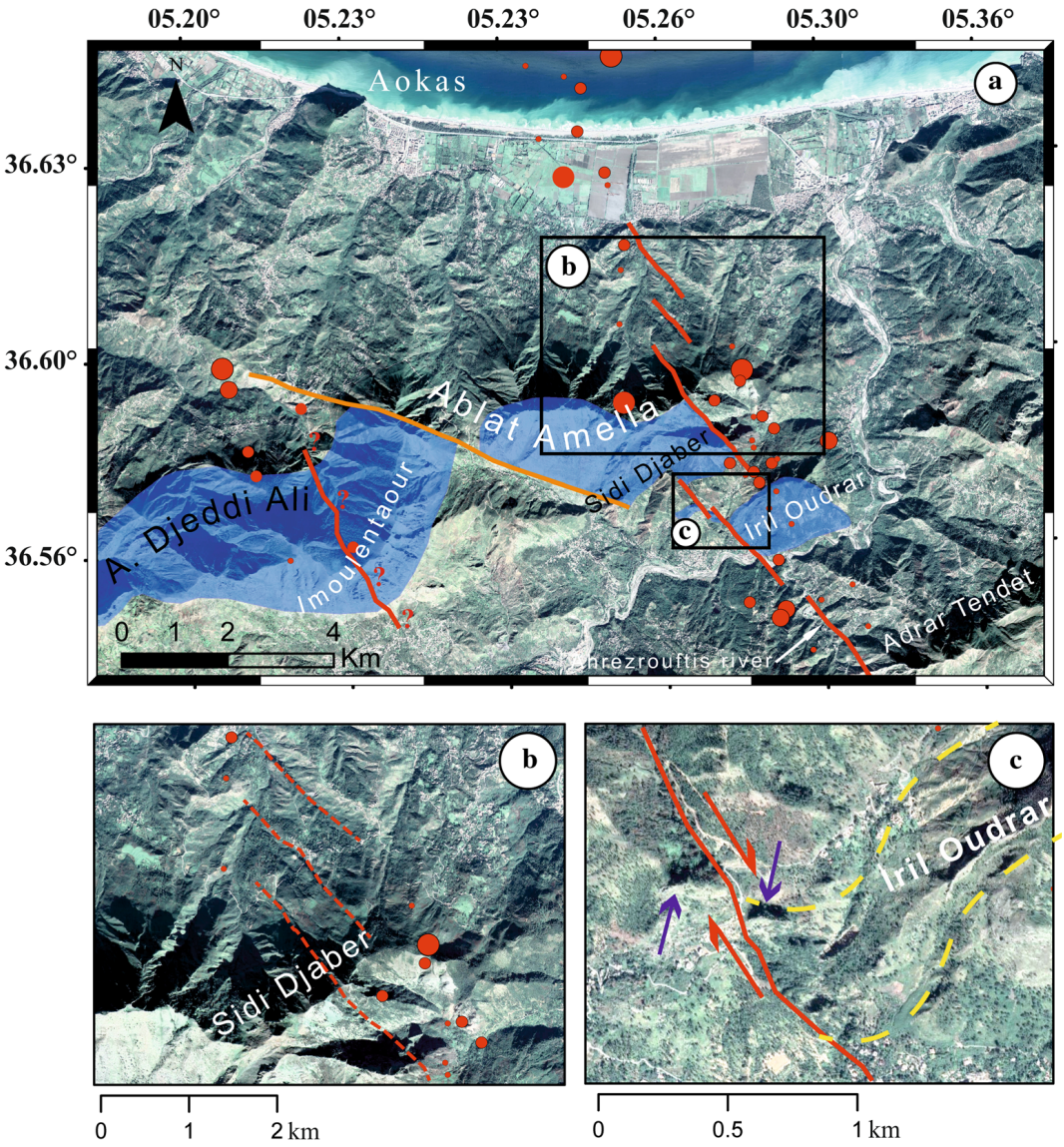


Figure 10

High-resolution Google Earth photographs showing the epicentral area of the Bejaia 2012–2013 fourth seismic sequence and the 2017–2020 Tizi N'Berber–Darguinah seismic events. Red dots indicate onshore seismic events. **a** A regional view that shows the main faults in this area. Red lines are the potentially active fault segments deduced from this study. The orange line indicates a fault that trends WNW–ESE and cuts the Jurassic massifs. **b** Enlargement showing the eastern margin of the Sidi Djeber massif, as delimited by NNW–SSE lineaments. **c** Enlargement showing the western margin of the Iril Oudrar massif and the suspected lineament of a section of the BTF in this area. Drag folding (yellow dashed lines) and clear offsets are observed associated with dextral fault movement (blue arrows)

km depth. A zone of positive Coulomb stress change occurs as a lobe-like feature that extends from the lateral location of Event 4 towards the SE corner of the seismogenic volume. The late aftershock activity associated with cluster C4 is located on the lobes of this structure. Figure 8c also shows that the epicenters of the recent M_d 4.2 Aokas 1 (19 August 2018) and M_d 3.0 Aokas 2 (15 January 2020) earthquakes are located over this structure. Positive Coulomb stress changes also occur on a parallel (NW–SE-trending) structure where several recent earthquakes, such as where the Tizi N'Berber earthquake (6 February 2018) was located.

Spatiotemporal distribution of earthquakes revealed NW–SE hypocentral migration from the starting point, suggesting the division of the seismic

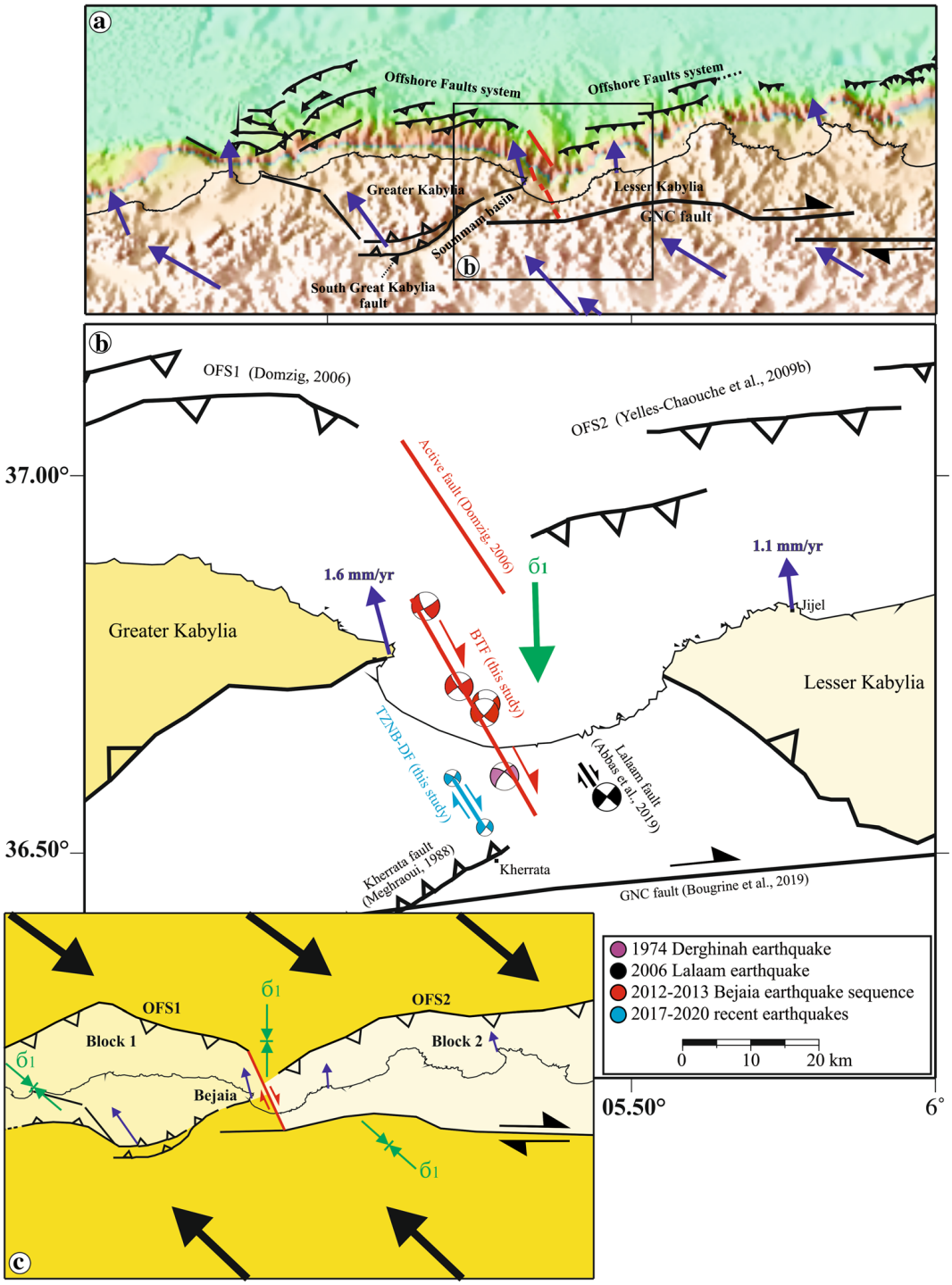


Figure 11

a Map showing the various fault systems located in the study area: (1) the Offshore Fault System (OFS), adapted from Domzig (2006), Yelles-Chaouche et al. (2009b), and Kherroubi et al. (2009); (2) the E–W-striking, right-lateral Ghardimaou–North Constantine (GNC) Fault (Bougrine et al. 2019; Meghraoui & Pondrelli 2012); and (3) the south Greater Kabylia faults (Boudiaf 1996). GPS velocities are shown relative to Eurasia (Bougrine et al. 2019). **b** Map showing the location of the study area in the transfer zone between the OFS and the N–W-striking dextral GNC Fault. Established composite solution (black) of fault mechanisms from seven aftershocks of the 2006 Lâalam earthquake in Abbes et al. (2019) which reveals right-lateral strike-slip faulting. **c** Modeled transfer fault (BTF + TZNB-DF + Lalaam fault + NNW–SSE offshore active fault) in a regional context. GPS velocities are shown relative to the Eurasia plate (purple arrows)

sequence into five of four major clusters. The hypocentral migration was corroborated by the Coulomb stress change calculation, indicating that four fault segments involved in the rupture process successively failed due to static stress transfers.

6. Relation to Local-Scale Geology

Based on the distribution of aftershock locations and focal mechanism solutions, we attempt to infer the relationship between the local geology and the Bejaia earthquake sequences. The lack of recent sedimentary deposits means that it is difficult to identify potentially active faults by neotectonic analysis. The 2012–2013 events occurred in four clusters that define a NW–SE-trending linear structure, extending from the Gulf of Bejaia to the central part of the Babors mountain range. Although limited sub-bottom data have been collected in the gulf, we used data from previous works (Domzig 2006; Harbi et al. 1999) to constrain the location of the fault lineament at sea. Onshore, where the events are distributed between the settlements of Aokas and Derguinah, a geological structure can be identified using remote sensing techniques, geomorphic analysis (based on digital elevation models), and data from previous geological studies (Kireche 1993). The structure revealed by these methods defines a fault system that matches both the spatial distribution of aftershocks and one of the nodal planes of the focal mechanism solutions (Fig. 9). The SE part of cluster zone C4, located SE of Aokas, is affected by a fault system that strikes 145° and cuts belts of folded Jurassic limestone. Figure 10 shows a high-resolution photograph of the area associated with cluster C4. Many indicators of dextral strike-slip movement are observed. Figure 10c shows drag folds and stratigraphic offsets consistent with dextral strike-slip movement along the fault that marks the western border of the Iril Oudrar massif. A few kilometers to the west, at the Tizi N'Berber–Darguinah area, we observe a fault striking 115° (orange fault in Fig. 10a) that cuts the Jurassic blocks of the Ablat Amella and Imoulentaour massifs. Cumulative dextral offsets of up to 1 km are observed along this fault (Fig. 10a). However, in the epicentral area of the 2017–2020 Tizi N'Berber–Darguinah event, which consists of a cluster of 11 events ($M_d \geq 3.0$) precisely relocated in this study (Figs. 8c, 9 and Table 2), their distributions show a fault segment located 10 km west of the BTF, oriented NW–SE on a right-lateral strike-slip fault. Previously unknown, we name it the Tizi N'Berber–Darguinah Fault (TZNB-DF) (Fig. 11b). These events are not aligned with the 115° striking lineament but map onto a lineament that runs parallel to the fault system striking 145° (i.e., the red fault marked with "?" in Figs. 9 and 10a). This fault is not evident on satellite images, suggesting that it may be a blind fault. In making these observations, we did not evaluate the active tectonics affecting Plio-Quaternary formations, as this is beyond the scope of this study. The location and focal mechanisms of seismicity in this area suggest that activity results from the reactivation of preexisting faults that formed during previous polyphase deformation, in response to changes in the local stress regime.

7. Discussion

Our study used the opportunity provided by the seismic sequences that occurred between 2012 and 2013 and backed by good-quality data for recent moderate events recorded until 2020 to explore a seismotectonically poorly known region.

Although the 2012–2013 Babors–Bejaia seismic sequences released moderate events, the recognition of the related seismogenic fault pattern is particularly relevant in light of defining a new seismotectonic model useful to give new insights on the kinematics and the structural style of the active deformation in this undiscovered area, known for its complex active tectonics by connecting several seismogenic zones; the Soummam basin, the two paleozoic Kabylia blocks, Offshore Fault System (OFS) north, and GNC fault south (Fig. 11a).

From this study, the newly discovered BTF and TZNB-DF are NNW–SSE-striking, dextral strike-slip faults which, in combination with the NNW–SSE offshore active fault (Domzig, 2006) and the Lâalam fault (Abbes et al. 2019), define a new dextral transfer zone which involves several sub-crustal fault segments that separate the Greater and Lesser Kabylia

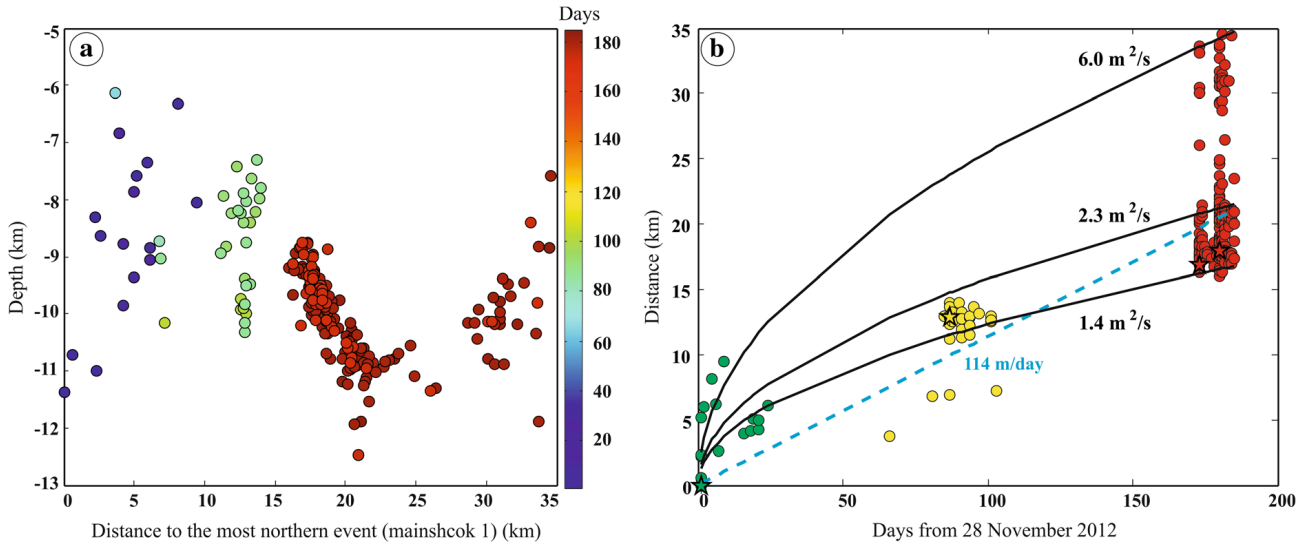


Figure 12

a The map shows a migration pattern. Earthquakes that belong to different clusters are denoted with different colors. **b** Hypocentral separation of events with time since the first event for the entire sequence. Thick black curves show diffusion rates of 1.4 m^2/s, 2.3 m^2/s, and 6 m^2/s, respectively. The dashed blue line is a constant migration velocity of 144 m/day. Colored circles are earthquakes in identified clusters: C1 (green), C2 (yellow), and C3–C4 (red)

blocks. This inference is supported by also the shortening variation on the order of 0.5 mm/year between the two blocks 1 & 2 or OFS1&2 faults located on each side of the transfer zone (Fig. 11b). This transfer zone (red fault in Fig. 11c) links the E–W-striking OFS1&2 faults situated north of the two Kabylian blocks and the E–W-striking Ghardimaou–North Constantine Fault (GNC) located inland to the south, which both accommodate the shortening resulting from the oblique convergence of the African and Eurasian plates. Slip deficit rates associated with the OFS1&2 faults range from 4.4 mm/year in western Algeria to 1.5 mm/year in eastern Algeria, while the GNC fault accommodates a slip deficit rate of 2.4 mm/year (Bougrine et al. 2019).

From the stress field issue, the stress field can be deflected into sub-parallel or sub-perpendicular orientations regarding the pre-existing faults (Tingay et al. 2010), or stress rotation can occur within broad, active fault zones (e.g., Townend & Zoback 2004); these changes are known from geomechanical studies. Along the Babors–Bejaia zone, the first-order S_{Hmax} orientation relatively consistent with the relative plate motion of Africa–Eurasia highlights the role of large tectonic forces in a first-order stress pattern (Heidbach et al. 2016). The first-order stress field in the Babors–Bejaia region is largely a consequence of compressional forces at the Africa–Eurasia plate boundary, primarily relating to ridge push and continental collision (Meghraoui & Pondrelli 2012; Nocquet 2012). This is illustrated by Beldjoudi et al.'s (2009) estimate of a NW–SE-trending maximum principal stress axis in the Babors mountain range, based on an analysis of the 2006 Lâalam earthquake and regional focal solutions (Fig. 2b), in agreement with the regional velocity field (Bougrine et al. 2019). Besides, the local S_{Hmax} (N180° E) orientation found by our analysis follows the local velocity field at Bejaia city (N171° E) (Bougrine et al. 2019), not parallel to both (N134° E) stress direction and (N131° E) velocity direction at regional scales, which reinforces the moderate clockwise rotation (46°) for stress and (40°) for velocity around the Babors Transverse Fault shear zone revealed in this study. Therefore, the dominant N–S right-lateral shear deformation associated with an average E–W extension (Fig. 7 upper left) makes the Babors–Bejaia domain to play a pivotal role by accommodating parts of slip, on strike-slip structure parallel to the oblique convergent plates and also involved in the reorientation of the stress field. At a large scale, the interpreted present-day S_{Hmax} runs NW–SE to N–S, interrupted by

local perturbations, suggesting that plate-driving forces related to the Africa–Europe convergence impose the largest component of the total stress field. In the transfer zone, the horizontal stress direction (Fig. 11c) is oriented N–S perfectly consistent with strain partitioning, with pure thrust slip along offshore faults OFS2 and pure right-lateral strike-slip along the GNC fault bounding the Lesser Kabylia block2. The GNC fault pulls the movement of the deformation in block 2 and results in variation of 0.5 mm/year between OFS1&2 of Greater and Lesser Kabylia blocks, respectively. The western tip of the GNC Fault borders the Lesser Kabylia block2 to end most likely connected to the highlighted transfer zone in the Babors region.

Figure 11 schematized the new findings obtained from this study in conjunction with previous results that describe recent deformation on several active faults in the Bejaia–Babors and Jijel regions (Yelles-Chaouche et al. 2021). This figure illustrates the role of the BTF in transferring deformation among different active structures. This structure could have played a major role in the suture of the Lesser Kabylian block to the African plate.

On the other hand, the rupture along the BTF zone supposes an earthquake-to-earthquake triggering. The seismic activity begins in the NW in segment S1 and migrates SE to segment S2, before terminating in S3 and S4. The occurrence of event migration between adjacent segments, initiated by different triggers at each segment, implies that each event occurred in a segment previously stressed by lateral Coulomb stress interactions. This suggests that the loading was in a particular state of stress (i.e., uniform and close to failure) along all fault segments, to enable propagating earthquake sequences (Pondard et al. 2007). Fault interaction, as investigated by static stress changes, showed that these "triggers" cause small variations in the static stress field (< 0.1 bar), capable of inducing the reactivation of nearby faults which are close to failure (Toda et al. 1998; Ziv & Rubin 2000). This process may induce aftershocks, or even major earthquakes, in neighboring areas (Stein 1999). The similar fault plane solutions obtained for all moderate-magnitude ($M_d \geq 3$) events suggest a uniform stress field within the seismogenic volume.

The occurrence of the Aokas 1 earthquake ($M_d = 4.2$) of 19 August 2018, which was located on the southern part of segment S3, and the Aokas 2 event ($M_d = 3.0$) of 15 January 2020, located between segments S3 and S4, suggests that the BTF is still releasing accumulated energy, as confirmed by the Coulomb stress changes. Other earthquakes have occurred on the fault in the past, such as the $M_b = 4.7$ event of 29 June 1974 (Figs. 9 and 11b), which struck the Darguinah region. This event was located on segment S4 of the BTF and showed right-lateral strike-slip movement, a NW–SE strike, and a steep dip towards the NE (Hatzfeld 1978). Therefore, a future rupture could occur over multiple adjacent segments, resulting in other moderate earthquakes.

Then, to understand the spatiotemporal evolution of the seismic sequences in the context of driving mechanics, the role of the fluids has been addressed in several previous studies (e.g., Bourouis & Cornet 2009; Chen et al. 2012; Duverger et al. 2015). Indeed, as we noticed the migration pattern in the Bejaia–Babors seismic sequences (Fig. 12a), we investigated the seismicity migration to explore if fluids are involved in the successive failures. The fluid-involved swarms can be modeled as a diffusion process, with diffusivity ranging from 0.02 to about 10 m^2/s (e.g., do Nascimento 2005; Parotidis et al. 2003; Shapiro et al. 2005). To test fluid diffusion, we model seismicity using the equation of Shapiro et al. (1997) by calculating the distance r of a propagating pore-pressure front diffusing at rate D during time t through a homogeneous isotropic saturated poroelastic medium from a point source as (Fig. 12b):

$$r = \sqrt{4\pi D t}. \quad (2)$$

Additionally, the pore fluid diffusion is typically at velocities on the order of meters per day, generally much slower than aseismic slip-driven migration, which is usually at kilometers per hour (Roland & McGuire 2009). Figure 12b shows seismicity spreading at a similar rate to diffusion in the range of 5–6 m^2/s or constant migration velocity on the order of 114 m per day. This migration rate on this order could be associated with fluid flow through a fractured volume. Then we concluded that the fluids played a role in the spatiotemporal evolution of Beajia–Babors sequences.

Several important implications for seismic hazard in the study area arise from the analysis of those

seismic sequences. The expansion of the rupture zone during 6 months shows a total subsurface rupture length of about 30 km. Therefore, a larger earthquake might be possible in this region if simultaneous rupture occurs across the four fault segments. The scaling relations of Wells and Coppersmith (1994) forecast for a strike-slip fault which has a subsurface length of 30 km, width of 12 km, and a magnitude of about $M_w = 6.5$. Since the fault is near the city of Bejaia, added to landslides which constitute a perpetual threat to people's life and goods in the Babors chain area, especially during the occurrence of an earthquake, even of moderate magnitude (Guemache et al. 2010), the seismic hazard in the region must be reassessed using a multidisciplinary approach.

8. Conclusion

This study focused on the most representative seismic sequences in the region of Bejaia for the last decade (2010–2020); this work investigates the 2012–2013 Bejaia seismic sequences that hit the Babors region, on the north coast of Algeria, over 6 months. The analysis of seismic sequences in the Babors has identified, for the first time, NW–SE-striking strike-slip faults that we name the Babors Transverse Fault (BTF) and the Tizi N'Berber–Darguinah Fault (TZNB-DF).

The high-precision relocation of 252 events, in conjunction with focal mechanism solutions, shows a 35-km-long, NW–SE-striking, near-vertical right-lateral strike-slip fault. The BTF extends from the Babors chain to the Gulf of Bejaia. The seismic events were grouped into four clusters (C1–C4) generated by the failure of four fault segments (S1–S4). As the total energy release was distributed over four BTF segments, a potentially higher-magnitude and more dangerous earthquake might have been avoided.

The transfer fault zone is shaped as on echelon segments faults; the BTF, TZNB-DF, the NNW–SSE offshore active fault, and the Lâalam fault connecting the offshore thrust faults system in the north and the right-lateral strike-slip GNC Fault in the south. The seismic events between 2017 and 2020 suggest that the BTF is still releasing accumulated energy, as also indicated by Coulomb stress change analysis, and the observed migration of the seismicity also is compatible with earthquake triggering by fluid diffusion processes.

The present study highlights the BTF as a likely source for both recent and historic seismic activity in the region. Analysis of high-resolution photography indicates dextral movement along old polyphase structures, suggesting the reactivation of preexisting faults in response to the current stress regime. Finally, the study suggests that a reassessment of the seismic hazard risk for Bejaia city is necessary, as the possibility of a large-slip event on the BTF is not excluded. Further investigations are required to establish a tsunamigenic risk assessment along the Bejaia coastline for better land planning in the region.

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

References

Abacha, I. (2015). Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie, PhD thesis, University Ferhat Abbas-Sétif, Algeria. http://dspace.univ-setif.dz:8888/jspui/handle/123456789/1802.

Abacha, I., Koulakov, I., Semmane, F., & Yelles-Chaouche, A. (2014). Seismic tomography of the area of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, north-central Algeria. *Springer Plus, 3*, 650. https://doi.org/10.1186/2193-1801-3-650.

Abacha, I., & Yelles-Chaouche, A. K. (2019). *Overview of recent seismic activity in Northeastern Algeria, on significant applications of geophysical methods*. (pp. 203–206). Berlin: Springer.

Abbes, K., Dorbath, C., Dorbath, L., et al. (2019). Revisiting the Laalam (Eastern Algeria) March 20, 2006 (Mw 5.1) earthquake and its seismotectonic implication. *Pure Applied Geophysic, 176*, 4213–4222. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02206-3.

Aidi, C., Beslier, M. O., Yelles-Chaouche, A. K., Klingelhoefer, F., Bracene, R., Galve, A., Bounif, A., Schenini, L., Hamai, L., Schnurle, P., Djellit, H., Sage, F., Charvis, P., & Déverchère, J. (2018). Deep structure of the continental margin and basin off Great Kabylia, Algeria—New insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation. *Tectonophysics, 728*, 1–22.

Akoglu, A. M., Cakir, Z., Meghraoui, M., Belabbes, S., El Alami, S. O., Ergintav, S., & Akyüz, H. S. (2006). The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from In-SAR. *Earth Planet Science Letter, 252*, 467–480.

Ayadi, A., Dorbath, C., Ousadou, F., Maouche, S., Chikh, M., Bounif, M. A., & Meghraoui, M. (2008). Zemmouri earthquake

Annexe D

Tectonophysics

The 24 January 2020 Mw 5.0 El Aouana Earthquake, northeastern Algeria: Insights into a new right-lateral Bejaia-Babors Oblique Shear Zone

--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Research Paper
Keywords:	El Aouana; RETAS; Source parameters; Stress tensor; Shear zone; Stepovers
Corresponding Author:	Issam Abacha, Ph.D CRAAG: Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Geophysique Bouzaréah, Algiers ALGERIA
First Author:	Issam Abacha, Dr
Order of Authors:	Issam Abacha, Dr
	Oualid Boulahia, Dr
	AbdelKarim Yelles-Chaouche, Prof
	Hichem Bendjama, Dr
	Haakon Fossen, Prof
	Moulley Charaf Chabou, Prof
	Khaled Roubeche
	Sofiane Taki-Eddine Rahmani
	Yahia Mohammedi, Dr
	Chafik Aidi, Dr
Abstract:	On January 24, 2020, an earthquake of Magnitude Mw 5.0 occurred in the El Aouana region, Northeast Algeria. It was located in the western limit of the Lesser Kabylian Block (LKB), a rigid body weakly deformed from the late Cenozoic tectonic phase and characterized by a lower seismic activity than its bounding regions. The mainshock focal mechanism was estimated from both first motions of P-wave and waveform modeling methods. It is associated with the rupture of an NW-SE oriented right-lateral strike-slip fault, as revealed by a 6 km long and 2 km wide aftershock cluster. Seismic moment as estimated from waveform modeling is 3.6 × 10 16 Nm, and spectral analysis gives a value of 3.9 × 10 16 Nm corresponding to Mw 5.0, a source radius of 1.6 km and a stress drop of 4 MPa. The spatiotemporal evolution of the aftershock sequence was modeled using a restricted epidemic-type aftershock sequence (RETAS) stochastic model, which gives a slope p=1, indicating that the earthquake was generated by tectonic forces and that the aftershock sequence included many sub-sequences. The calculated stress tensor indicates N–S compression rotated clockwise compared to the NW-SE Eurasia-Africa convergence. Finally, recent seismic activity (2012-2021) and geological observations in the area led to the discovery of a new NW-SE right-lateral Bejaia-Babors shear zone. Is has been incorporated into a seismotectonic model in which stepover zones structural inheritance favors slip on E-W structures.
Suggested Reviewers:	Elisa BUFORN, Prof Universidad Complutense de Madrid ebufornp@fis.ucm.es Very well known in the study of the Ibero-Maghreb region, strain tensor, seismotectonic... etc. This work falls within her field of competence
	Abdelkader SOUMAYA University of Tunis El Manar: Universite de Tunis El Manar abdelkader.soumaya@onm.nat.tn His field of work revolves around the active faulting geometry and stress pattern Near Complex Strike-Slip Systems along the Maghreb region including our study region

Powered by Editorial Manager® and ProduXion Manager® from Aries Systems Corporation

	Klaus REICHERTER, Prof RWTH Aachen University, Institute of Neotectonics and Natural Hazards Grouop, Lochnerstr. 4-20, 52056 Aachen, Germany. k.reicherter@nug.rwth-aachen.de He worked on the shear zones
	Bertrand DELOUIS, Associate professor Université de Nice Sophia Antipolis delouis@geoazur.unice.fr Seismologist, with current research interests focused on the seismic source, some of them are on Algerian earthquakes
	Barbara TEWKSBURY, Prof Hamilton College 198 College Hill Rd Clinton, NY 13323 btewksbu@hamilton.edu She is well acquainted with African geology as an assistant editor for a journal of African Earth Sciences

Powered by Editorial Manager® and ProduXion Manager® from Aries Systems Corporation

Algeria, March 21st, 2022

Dear Editors,

Please find included a manuscript entitled **"*The 24 January 2020 Mw 5.0 El Aouana Earthquake, northeastern Algeria: Insights into a new right-lateral Bejaia-Babors Oblique Shear Zone*"** That Oualid Boulahia, AbdelKarim Yelles-Chaouche, Hichem Bendjama, Haakon Fossen, Moulley Charaf Chabou, Khaled Roubeche, Sofiane Taki-Eddine Rahmani, Yahia Mohammedi, Chafik Aidi and myself would like to submit to ***Tectonophysics*** for publication.

This manuscript analyzes in detail a moderate seismic sequence in El Aouana through a fine analysis of the aftershock distribution and the computation of several focal mechanisms, revealing the eastern boundary of a NW-SE oriented dextral transfer zone, whose western boundary has been highlighted in (Boulahia et al., 2021). Supported by recent seismicity and focal mechanisms for the period 2012–2021, the study confirms the implication of this right-lateral transverse system in the seismic activity of the area that was attributed to the Kherrata reverse fault by previous authors. The strain partitioning of the obliquely convergent Africa-Eurasia is accommodated by the thrusting offshore faults and subparallel strike-slip fault (GNC) through the transverse fault system which links the offshore and inland faults. On the basis of geophysical, geodesic, geomorphological, geological, and seismological evidence, we found that this area represents a shear zone, where the fault segment revealed in this study in part sutures the allochthonous block of Lesser Kabylia to the African autochthonous. Finally, we show the role played by the inherited E-W structures in the evolution of the shear zone.

The study under consideration is an original work that has not been published elsewhere or is being considered for publication elsewhere. All authors have read the manuscript and agree to its submission to ***Tectonophysics*.**

Sincerely,

Issam Abacha

Issam Abacha
Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, CRAAG, BP 63
Bouzaréah, Algiers, Algeria
abacha.issam@yahoo.fr

Abstract

On January 24, 2020, an earthquake of Magnitude Mw 5.0 occurred in the El Aouana region, Northeast Algeria. It was located in the western limit of the Lesser Kabylian Block (LKB), a rigid body weakly deformed from the late Cenozoic tectonic phase and characterized by a lower seismic activity than its bounding regions. The mainshock focal mechanism was estimated from both first motions of P-wave and waveform modeling methods. It is associated with the rupture of an NW-SE oriented right-lateral strike-slip fault, as revealed by a 6 km long and 2 km wide aftershock cluster. Seismic moment as estimated from waveform modeling is 3.6×10^{16} Nm, and spectral analysis gives a value of 3.9×10^{16} Nm corresponding to *Mw* 5.0, a source radius of 1.6 km and a stress drop of 4 MPa. The spatiotemporal evolution of the aftershock sequence was modeled using a restricted epidemic-type aftershock sequence (RETAS) stochastic model, which gives a slope p=1, indicating that the earthquake was generated by tectonic forces and that the aftershock sequence included many sub-sequences. The calculated stress tensor indicates N–S compression rotated clockwise compared to the NW-SE Eurasia-Africa convergence. Finally, recent seismic activity (2012-2021) and geological observations in the area led to the discovery of a new NW-SE right-lateral Bejaia-Babors shear zone. Is has been incorporated into a seismotectonic model in which stepover zones structural inheritance favors slip on E-W structures.

Keywords: El Aouana; RETAS; Source parameters; Stress tensor; Shear zone; Stepovers

Highlights

- The Mw 5 earthquake's relocated aftershocks revealed a new fault in the El Aouana area.
- The resolved fault is part of a transverse echeloned faults segment.
- Riedel-shears perfectly models the transverse fault segments.
- The revealed fault bounds the eastern limit of the newly discovered shear zone.
- The shear zone is sustained by seismological and geological evidence.

Manuscript (with LINE NUMBERS) Click here to view linked References

The 24 January 2020 Mw 5.0 El Aouana Earthquake, northeastern Algeria: Insights into a new right-lateral Bejaia-Babors Oblique Shear Zone

Issam Abacha[a,*], Oualid Boulahia[a], AbdelKarim Yelles-Chaouche[a], Hichem Bendjama[a], Haakon Fossen[b], Moulley Charaf Chabou[c], Khaled Roubeche[a], Sofiane Taki-Eddine Rahmani[a], Yahia Mohammedi[a] and Chafik Aidi[a]

[a] Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, CRAAG, BP 63 Bouzaréah, Algiers, Algeria

[b] Museum of Natural History, University of Bergen, Allégaten 41, 5007 Bergen, Norway

[c] Emerging Materials Research Unit, Institute of Architecture and Earth Sciences, Department of Earth Sciences, Ferhat Abbas University, Setif 1, Algeria

abacha.issam@yahoo.fr

Tel: +213 23 18 90 98/99

Abstract

On January 24, 2020, an earthquake of Magnitude Mw 5.0 occurred in the El Aouana region, Northeast Algeria. It was located in the western limit of the Lesser Kabylian Block (LKB), a rigid body weakly deformed from the late Cenozoic tectonic phase and characterized by a lower seismic activity than its bounding regions. The mainshock focal mechanism was estimated from both first motions of P-wave and waveform modeling methods. It is associated with the rupture of an NW-SE oriented right-lateral strike-slip fault, as revealed by a 6 km long and 2 km wide aftershock cluster. Seismic moment as estimated from waveform modeling is 3.6×10^{16} Nm,

and spectral analysis gives a value of 3.9×10^{16} Nm corresponding to *Mw* 5.0, a source radius of 1.6 km and a stress drop of 4 MPa. The spatiotemporal evolution of the aftershock sequence was modeled using a restricted epidemic-type aftershock sequence (RETAS) stochastic model, which gives a slope p=1, indicating that the earthquake was generated by tectonic forces and that the aftershock sequence included many sub-sequences. The calculated stress tensor indicates N–S compression rotated clockwise compared to the NW-SE Eurasia-Africa convergence. Finally, recent seismic activity (2012-2021) and geological observations in the area led to the discovery of a new NW-SE right-lateral Bejaia-Babors shear zone. Is has been incorporated into a seismotectonic model in which stepover zones structural inheritance favors slip on E-W structures.

Keywords: El Aouana; RETAS; Source parameters; Stress tensor; Shear zone; Stepovers

1. Introduction

Northeastern Algeria is subjected to substantial moderate and shallow seismic activity due to its location along the African-Eurasian plate boundary (blue line in **Fig. 1a**). One of the main statistical characteristics of Algerian seismicity is its concentration in the eastern part of the country, where nearly two-thirds of the recorded seismic events have occurred (Yelles-Chaouche et al., 2006; Abacha 2015). Numerous seismic sequences took place in this section of Algeria over the past decade (2012-2021), particularly around the Lesser Kabylian Block (LKB) (**Fig. 1b**). These include the 2017 seismic sequences along the Mcid Aïcha-Debbagh Fault (MAD Fault) in the south (Bendjama et al., 2021), the 2014 Ziama, the 2019 Jijel earthquakes in the north (Yelles-Chaouche et al., 2021), and the 2012-2013 Bejaia-Babors sequences in the west (Boulahia et al., 2021).

On January 24, 2020 at 07h 24m 20s, the region of Jijel was shaken once more by a shallow earthquake of Magnitude Mw 5.0, namely the El Aouana earthquake on the western boundary of LKB, 20 km southwest of Jijel (**Fig 1c**). The western transverse fault system of Bejaia-Babors constitutes an NW-SE-trending structure associated with right-lateral strike-slip earthquake focal mechanisms (Boulahia et al., 2021). The puzzle of the fault geometry in this area started to be shaped by the work of Boulahia et al., (2021) who identified the majority of the currently known echelon-arranged fault segments. The El Aouana 2020 earthquake shows a focal mechanism with one plane subparallel to the transverse zone bounding the fault system to the east. The analysis of this sequence and the synthesis of mainly recent studies present an opportunity to construct a thorough fault geometry model. Understanding fault zone geometry is essential to understanding how faults evolve and the mechanics of earthquake rupture.

Transcurent faults never occur as simple planar faults through the crust. They rather define fault zones or brittle-ductile shear zones characterized by complex damage zones of

73 braided, parallel, or en echelon faults that are not perfectly straight (e.g., Sylvester, 1988). The
74 fault damage zone is the volume of deformed wall rocks around a fault core or slip surface
75 resulting from incipient strain localization prior to fault formation or fault propagation, during
76 slip accumulation on non-planar faults, and as a result of various types of fault interaction, and
77 provides valuable information about fault initiation, propagation, and growth, as well as
78 earthquake initiation and termination (Jin and Kim 2020 and references therein). Therefore, a
79 variety of accommodation structures can develop (Poli and Renner, 2004). **Figs. 1c and 2** show
80 the various structures belonging to the NW-SE dextral strike-slip faults in the study area. The
81 mapped traces of strike-slip faults are commonly characterized by discontinuities that appear
82 as steps in map-view (Wesnousky 1988). Linking damage zones evolve between the interacting
83 tips of adjacent faults (Kim et al., 2001). Bends and stepovers occur along all strike-slip systems
84 (e.g., Crowell 1974a, b; Christie-Blick & Biddle 1985), where strike-slip faults bend it creates
85 zones of compression (called restraining bends) and tension (called releasing bends). As faults
86 increase their displacement through repeated earthquakes they are also likely to grow in length
87 (Jackson 1996). Therefore, this study is a chance to propose a theoretical model of fault growth
88 that attempts to adjust several empirical observations.
89 This paper documents the spatial and temporal evolution of the precisely relocated
90 aftershocks, defines the fault architecture, discusses the transverse fault segments within a
91 dextral Riedel shear zone, and finally models the segmented fault evolution reconciling results
92 of this study and previous works.
93
94 ## 2. Geological and seismotectonic settings
95
96 ### *2.1 Geological and tectonic framework*
97

The El Aouana region is located in the western extremity of the Lesser Kabylian Block which formed during the breakup of the Alboran microplate (Andrieux et al., 1971), formerly situated at South-European margins. This microplate, also known as "AlKaPeCa" (Bouillin et al., 1986), encompasses the following peri-Mediterranean blocks, from west to east: (1) The Alboran system formed by the Betics and Rif in Spain and Morocco, respectively; (2) The Kabylides formed by Greater and Lesser Kabylia Blocks (GKB and LKB) in Algeria; (3) The Peloritani in Sicily; and the Calabria in southern Italy (**Fig. 1a**). The Kabylides zone involves rigid Paleozoic metamorphic units that belong to the Internal Domain of the Maghrebides Chain. After Alpine deformation and metamorphism, these blocks migrated to their current locations during the opening of the Algerian, Liguro-Provencal, and Tyrrhenian basins (A, L-P and T in **Fig. 1a**) with a close to E-W extension direction (Alvarez et al., 1974; Cohen, 1980; Bouillin, 1986; Dewey et al., 1989). The Kabylides block collided and overthrust the external domain of the African margin during the Oligocene–early Miocene period (Durand-Delga 1969). In eastern Algeria the LKB overthrust the parautochtonous Tellian sedimentary units of the Babors Chain (Kirèche 1993). As supported by geologic observations, the repartition of seismicity and active deformation shows that the LKB is a rigid block with high acoustic impedance. This rigidity is shown by two observations: (1) The concentration of the seismicity around the block as characterized by the lack of significant seismicity (**Fig. 1b**), and (2) the active deformation expressed mainly along the borders of the LKB (**Fig. 1c**) by the reactivation of major thrust faults in the Algerian margin (Yelles-Chaouche et al., 2021) or along the major MAD fault system inland (Bougrine et al., 2019; Bendjama et al., 2021). Some historical events and the recent seismic sequences that occurred between 2012 and 2021 around the LKB support these statements (Abacha et Yelles-chaouche et al., 2019; Boulahia et al., 2021; Bendjama et al., 2021).

122 The structural framework of the epicentral area is related to successive tectonic phases
123 since the Oligocene leading to the juxtaposing of the LKB with the Babors external domain.
124 The main contact between the LKB and Babors chain is buried under a thick pile of gravitational
125 thrust sheets and olistostromes (**Fig. 2**). After the main thrusting event, the area experienced an
126 extension phase expressed in the El Aouana zone by the emplacement of an important massif
127 of intrusive and extrusive igneous rocks along the main fault (Villemaire 1988). This extension
128 phase was followed by an important contraction phase expressed by the reactivation of many
129 basements strike-slip and thrust faults (Guiraud 1977; Vila 1980). Many of these faults are
130 considered now as potentially active structures, such as the N70E Kherrata fold-related fault
131 (KF) (Rothé 1950; Meghraoui 1988) and, as proposed recently by Boulahia et al., (2021), the
132 NW-SE Babors Transfer Fault system. The contact between LKB and the Babors chain is
133 underlain by many NW-SE strike-slip faults affecting the post-thrust sheet framework (Robin
134 1970; Vila 1980; Arrab et al., 2016), as documented in the El Aouana igneous massif
135 (Villemaire 1988). Kirèche (1993) has mapped many NW-SE faults in the Selma Ben Ziada
136 area. The offshore part of this system (Bejaia Gulf, a part of the Algerian basin) constitutes a
137 back-arc basin, where a Mio-Pliocene sedimentary series was deposited over a substratum of
138 laterally variable origin and nature. This basin evolved within the framework of dextral
139 transtension, which was governed by a network of strike-slip faults with a normal extension
140 component that ran generally NW-SE (Arab et al., 2016).
141
142 ***2.2*** *Seismotectonics and hazards associated with LKB*
143
144 LKB is surrounded by several active faults, and the associated seismicity in the northern
145 end of the LKB (eastern Algerian margin), among other places, has been poorly constrained for
146 decades due to the lack of marine investigations and good seismic network coverage. This area

147 is characterized by an **~E–W Offshore thrusting Fault System (OFS)** that stretches from
148 Bejaia to Annaba (Domzig 2006; Kherroubi et al., 2009; Yelles-Chaouche et al., 2009) and
149 accommodates 1.5 mm/yr of the total Africa–Eurasia plate convergence (Bougrine et al., 2019).
150 No seismic activity has been reported on these faults since the 1856 Djidjelli earthquake of I_0
151 = X, which triggered a moderate tsunami in the western Mediterranean region until recently.
152 Two events of Mw ≥ 4.1, which constitute the first real indicator of seismic activity in the Jijel
153 margin. The first one was located 20 km northwest of Jijel on March 25, 2014 with Mw 4.1 and
154 the second one was located 40 km north of Jijel on July 13, 2019 with Mw 5.0 (**Fig 1b** and **c**).
155 They were generated by two ~ E-W thrust segments belonging to the OFS in the Jijel margin
156 (Yelles-Chaouche et al., 2009; 2021) (OFSJ, **Fig 1b**). Furthermore, Domzig (2006) mapped an
157 NNW-SSE striking fault off the Bejaia gulf as part of the MARADJA project, in this study
158 referred to as MARADJA Fault (MF).

159 The southern LKB border corresponds to the **~E–W-trending Mcid Aicha Debbagh**
160 **Fault** (MAD Fault), which stretches for > 80 km from the Mcid Aïcha Massif north of Mila to
161 the Debbagh Massif north of Guelma (Raoult 1974). Other authors extend the fault for more
162 than 400 km to Gharimadou in Tunisia, and call the structure the Gharimadou-North-
163 Constantine (GNC) fault (Bougrine et al., 2019). This major structure is characterized by
164 transpression (Meghraoui and Pondrelli, 2012) and accommodates 44% of the shearing, which
165 is a slip deficit rate of 2.4 mm/y (Bougrine et al., 2019). The fault zone is marked by many
166 small events and high b values (Abacha, 2015). It appears that the MAD Fault comprises several
167 small segments that reduce the effective normal stress and yield high b values, which provides
168 favorable conditions for triggering small to moderate earthquakes. Several seismic sequences
169 occurred along the MAD fault during the period 2017-2021. The seismic sequence in 2017
170 occurred in three distinct areas (El Kantour, Sidi Dris, and Hammam Debbagh, **Fig. 1b**)
171 culminating in an Mw=4.7 event in El Kantour (Bendjama et al., 2021). The 2020 Mila

earthquake sequence is located at the western end of the MAD Fault, near the Beni–Haroun Dam, and is marked by the occurrence of two mainshocks on July 17 and August 07, 2020, with Mw 4.8 and Mw 5.0, respectively (Boulahia et al., in prep.). The third event of Mw 5.3 struck the El Kantour region (**Fig. 1b**) near the 2017 event on November 22, 2020 (Bendjama et al., in prep). Finally, in the Guelma pull-apart basin (southeastern end of LKB), an earthquake of Mw 5.0 occurred on April 1, 2021 (Rahmani et al., in prep).

In the western limit of LKB, a new **NW-SE right-lateral transfer fault** that crosses the whole of the Babors Mountains and the Bejaia Golf has been identified by (Boulahia et al., 2021). This fault zone consists of (1) the Babors transverse fault (**BTF**) determined from the analysis of the 2012-2013 Bejaia-Babors earthquake sequences, (2) the Tizi N'Berber-Darguinah Fault (**TDF**) determined from the 2017-2020 seismic crisis, (3) the Lalaam Fault (**LF**) generated the 2006 Lalaam earthquake (Beldjoudi et al., 2009), and the NNW–SSE offshore active fault (Domzig 2006). Together, these faults segments constitute a transfer zone between the OFS in the North and MAD fault system in the south (Boulahia et al., 2021). It is in this area that field investigations carried out by (Arab et al., 2016) near the El-Aouana region revealed a NW-SE right-lateral strike-slip fault (named **Aftis Fault or AF**), and a segment of this fault probably hosted the 2020 El-Aouana seismic sequence, the subject of this study (**Figs. 1c and 2**). Two NW-SE dextral strike-faults with a vertical extensional component (transtensional kinematics) (**TF1 and TF2**) were interpreted from seismic data, and may represent the offshore extension of the AF part (Arab et al., 2016).

The eastern LKB boundary hosts the NW-SE **Jebel Safia Fault (JSF**) of Quarternary age, associated with active hydrothermal sources (Vila, 1980; Harbi et al., 2003; Abacha et al., 2021) and with swarm-like seismic activity (i.e. without a clear mainshock). The LKB is also bounded by a 35 km long NW-SE-trending tectonic feature, the **El Kantour Fault (KanF** in **Fig. 1c),** which is characterized by left-lateral strike-slip motion (Raoult 1974, Marre, 1992).

3. Methodology

3.1 Data acquisition

To acquire our data, we pull out the 2020 El-Aouana mainshock and early aftershocks from the ADSN (Algerian Digital Seismic Network) database. Taking into account that the nearest station (CDFR) is 30 km away from the epicentral zone with a gap of ~180 °(**Fig. 3a**), the first locations, before the installation of the portable stations, involved significant errors. For this reason, we deployed, as a first step, four mobile stations along the coast (SP01, SP02, SP03, and SP04) to reduce the GAP and the distances to the aftershocks, with the fixed station SP01 being installed in El Aouana city. As a second step, we added three more stations (SP04, SP05, and SP07) surrounding the activity.

The seven stations of the temporary network were equipped with Omnirecs CUBE3 24-bit digitizers and Mark Products L22 three-component sensors (fc = 2.0 Hz), augmented with solar panels, and operated in continuous acquisition mode at a sampling rate of 100 Hz. The recording periods at each portable station are summarized in **Fig. 3b**, which shows that the maximum number of phase readings were obtained at the SP04 station installed in the Salma Ben Ziada village.

3.2 Data processing

To determine the absolute locations of the 360 events gathered over 3 months since January 24, 2020, we employed the HYPOINVERSE2000 program (Klein, 2002). We estimated the velocity model using VELEST procedure (Kissling et al., 1994). This inversion uses firstly as an a-priori model the Jijel seismic profile (Mihoubi et al., 2014) located ~12 km

east of the epicentral zone (**Fig. 3b**), which was one of the five deep seismic profiles made during the SPIRAL project (**S**ismique **P**rofonde et **I**nvestigations **R**égionale du Nord de l'**Al**gérie, Yelles-Chaouche 2010), and secondly a high-quality subset of available events that met the criteria of maximum Root-Mean-Square (RMS) values of 0.2 s, and maximum horizontal (ERH) and vertical (ERZ) errors values of 2 km. The obtained velocity model consists of three layers whose P-wave velocities vary from 5.5 to 7.1 km/s at 0–20 km depth and with a Vp/Vs ratio of 1.76 **(Table 1)**. It should be also noted that we have tried two local velocity models. The first one was used to locate the 2019 Jijel earthquake (Yelles-Chaouche et al., 2021) and the second one was used to locate the 2012-2013 Bejaia-Babors earthquake sequences (Boulahia et al., 2021) situated at ~50 km NE and at ~20 km east of the El Aouana epicenters, respectively. Both models gave slightly high errors, which reflect the complex geologic nature of the zone, and this requires the use of a special and very local model for each area. To refine the cluster, we applied a relative location method (Boulahia et al., 2021) where we performed a high-precision relocation by implementing a two-step process: (1) identification of multiplets using cross-correlations and (2) relocation of the identified families using the double-difference algorithm HypoDD (Waldhauser and Ellsworth 2000).

To compute focal mechanisms, we implemented the SPHERA routine (Rivera 1991; Research Report EOST, Strasbourg, France). We required at least 10 stations, which allows for the calculation of 45 aftershocks focal mechanisms as well as the mainshock. These 46 focal mechanism solutions were then used to analyze stress orientations and magnitudes using the Win-Tensor program (Delvaux, 2012). Moment tensors solutions of the largest event are determined using the waveform modeling code developed by Yagi and Nichimura (2011). For our stress drop, source radius, and seismic moment calculations, we use a similar methodology from previous work (Abacha et al., 2018).

To assess the aftershocks behavior, we consider firstly the cumulative number of events per time unit and the different types descriptions of earthquake clusters, such as foreshocks, mainshock, and aftershocks (Utsu, 2002; Scholz, 2002). Secondly, it is known that the occurrence rate of aftershock sequences in time is empirically well described by the modified Omori formula:

$$N(t) = K/(t+c)^{p} \ldots\ldots\ldots\ldots (1)$$

where *N(t)* is the number of aftershocks per unit time, *t* is the time since the mainshock, and (*k*, *c*, *p*) are constants (e.g., Utsu et al., 1995). The estimated *p* and *c* values are considered to be the most important parameters in characterizing an earthquake swarm (Utsu, 1961, 1969). The value of *p* is thought to be related to regional geology and tectonics (e.g., Kisslinger and Jones, 1991; Utsu et al., 1995; Wiemer and Katsumata, 1999). Finally, we applied a RETAS (Restricted Epidemic-Type Aftershock Sequence) stochastic model (Ogata 1998) to the aftershocks for three apparent reasons: (1) The Restricted Epidemic Type Aftershock Sequence (RETAS) model is a widely used statistical model to describe the occurrence of earthquakes in space, time, and magnitude; (2) The key feature of the RETAS model is the apparent lack of traditional labels such as foreshock, mainshock, and aftershock (Helmstetter and Sornette, 2003); (3) Since each aftershock usually triggers clusters, *p* is sometimes underestimated if we fit the modified Omori function. Then this law does not model in a good way the cases in which the strong aftershocks themselves produce their own daughters. The RETAS model is based on a specific branching process in which each event, belonging to any given generation, may produce its own offspring independently of the other shocks. It is a stochastic point process model, which considers that the seismic activity in a given area consists of two components, the independent background seismicity rate modeled by a stationary Poisson process with a constant occurrence rate μ, and the aftershock occurrence rate. The conditional intensity function, $\lambda(t)$, of RETAS model is the sum of these two components given by:

$$\lambda(t)= \mu+ \sum_{\{i,t_i<t\}} \lambda_{(i)}(t) = \mu+ \sum_{\{i,t_i<t\}} \frac{K}{(c+t- t_i)^p} e^{a(M_i-M_c)} \quad \ldots\ldots\ldots(2)$$

where K, c, p, and α are constants, M_i is the magnitude of each event that occurred at time t_i and M_c is the completeness magnitude. In this study, the five parameters μ, K, c, p, and α were estimated using a PYTHON program developed in this study. The best fit output from the model combines parameters that give the largest log-likelihood value. Each optimal model was then tested using the residual analysis, which transforms the occurrence time of every event, t_i, into τ_i times by the theoretical cumulative function (Ogata 1992)

$$\tau_i = \int_0^{t_i} \lambda(t)\, dt \quad \ldots\ldots\ldots..(3)$$

The transformed time, τ_i, expresses the expected number of events occurring in the time interval $[0, t_i]$. When the estimated model describes adequately the temporal evolution of the process, the cumulative number of events versus transformed time plot should be linear with a slope equal to unity, indicating a Poisson process. Otherwise, the observed number of events presents positive and/or negative deviations from the expected ones.

4. Results

4.1 Mainshock: macroseimic assessment, moment tensor and sources parameters

A moderate earthquake of M_D 4.8 appeared on January 24, 2020 at 07:24 (UTC) and hit a region where the Algerian catalogs reported several historical and recent events, particularly in the Babors region. The mainshock caused minor damage to the villages of El Aouana and Selma Benziada and the surroundings, causing mainly superficial cracks in buildings of low-

quality materials and a few mountain rock-falls far from populated areas. Following the reported effects, we estimated a maximum intensity of VI (European Macroseismic Scale 1998). The isoseismal map based on field investigation and eyewitness reports shows a general NW–SE trend (**Fig. 3b**). The mainshock position (5.65°E; 36.63°N), 20 km southwest of Jijel city, as computed by the ADSN, displays slight discrepancies in comparison to the foreign seismological observatories (e.g., GFZ INGV and GCMT) (**Table 1**).

The FM (focal mechanisms) computed from P-wave first motion polarities for 36 vertical-component of permanent stations show a left-lateral strike-slip movement for the nodal plane oriented N034°E, and right-lateral strike-slip movement for the nodal plane oriented N128°E, matching remarkably well the moment tensor solution (**Fig. 4**), GFZ, and INGV and GCMT solutions (**Table 2**). The waveform modeling greatest variance reduction (89%) between observed and synthetic seismograms was obtained for a 7 km source depth and gave a seismic moment of $M_0 = 3.6 \times 10^{16}$ Nm, corresponding to Mw 5.0 (**Fig. 4**). A similar result was obtained for the seismic moment after examination of 33 spectra from eleven three-component broadband stations **(Fig. 5)**. The spectral analysis allows us to calculate an average f_c, seismic moment M_0, source radius r, stress drop $\Delta\sigma$, multiplicative error factors (EM_0, Ef_c), a mean moment magnitude M_w, and an average displacement U; all listed in **Table 3**. The source parameters of the largest aftershocks (M_w 4.4) of the sequence was also estimated using both waveform meddling (**Fig. 4b**) and spectra analysis methods **Table 3**.

4.2 Aftershock Distribution and Spatiotemporal Evolution

The aftershock distribution of the 304 selected events (**Fig. 6a**) displays a main cluster of 6 km long by 3 km wide, oriented NW-SE. This is in agreement with: (1) the N128°E fault plane solution of the mainshock, (2) the apparent orientation of isoseismal curves and (3) the

fault plane orientation lines up with Aftis Fault (AF) in (Arab et al., 2016) an NW-SE right-lateral strike-slip fault identified across field observations.

The histograms of events number (**Fig. 6b**) show 513 detected events (gray bars) by at least one station (SP04) and 360 locatable events by at least 3 stations (red bars). The ratio of 70% remains acceptable, which indicates that the epicentral zone is well covered by a quite tight temporary network.

The seismic activity lasted about 70 days from the date of the mainshock event on January 24, 2020 (MS event in **Fig. 6b**), during which the largest aftershock (LA in **Fig. 6b**) was recorded on February 22, 2020. After the occurrence of the mainshock event, we observed an increase in aftershocks in the first four days (~ 220 events cumulative number), and then a decrease over the following 7 days, which may correspond to a first sub-sequence. On February 05, 2020, we noticed a second burst of events number with a peak of 29 recorded on February 02, 2020, followed by a decrease over the next 7 days which probably corresponds to a second subsequence. Finally, the small peak of 15 events observed on February 19, 2020 could mark the beginning of a third subsequence whose main peak was recorded 2 days later with 60 events including the largest aftershock (LA), the day after a clearly visible rapid decay.

The consecutive increase and decrease in number of cumulative events presumes that secondary aftershocks triggered more aftershocks, which makes it difficult to adapt the observed data by a modified Omori model and to assume that the seismicity followed a nonstationary Poison process (**Fig. 6c**). Aftershocks are assumed to be independently distributed. Therefore, a Restricted Epidemic-Type Aftershock Sequence (RETAS) model offers a better fit to the temporal distribution, and the model also presumes that the events in the sequence with magnitude $M \geq M_{axc}$ (maximum curvature) are able to produce a secondary aftershock. In this study, to perform the RETAS analysis, we chose 2.0 as the threshold magnitude that can trigger secondary events. **Fig. 7** shows the RETAS fit for the cumulative

number of earthquakes. The parameters of the best-fitted model (P, K, c, μ and α) are also shown.

4.3 Events Relocation, Focal Mechanisms and Stress tensor

The final horizontal distribution of the relocated events (**Fig. 8**) shows a main cluster consisting of 290 events out of 304 initial events. Cross sections (A-A' and B-B', **Fig. 8**) indicate that the mostly 5–10 km deep foci are distributed on a quasi-vertical plane, striking NW-SE and dipping 75° to the SW with a length of about 6 km and a width of about 3 km. All focal mechanisms (**Table 4**, **Fig. 8)** show that one of the nodal planes is in agreement with the spatial distribution (horizontal and vertical) of the relocated events.

In order to determine the third-order stress field in the study area, we inverted all the 46 focal solutions (92 nodal planes in **Fig. 9)** of the 2020 El Aouana earthquake. The selected nodal planes are moderately to steeply inclined (60°–90°) with NW–SE, and NE–SW-striking planes. The two focal planes defined in **Fig. 9** are consistent with an N-S oriented maximum horizontal principal stress (S_{Hmax} = N179° ± 12.1°). The average slip deviation is 5.4, the quality ranked 'QRfm=A' excellent, and the waveform misfit function F5 = 10.6 indicate that the solution is well constrained. The tensor has a sub-vertical σ_2 = 71/190 and sub-horizontal σ_1 = 19/358 and σ_3 = 03/090, respectively. The stress regime index (R' = 1.52 ± 0.46) indicate a pure strike-slip regime according to the classification by Delvaux et al., (1997). These results are in good agreement with previous stress studies around LKB (Bejaia-Babors (Boulahia et al., 2021), the Jijel region (Yelles-Chaouche et al., 2021) and the MAD region (Bendjama et al., 2021)).

5. Discussion

5.1 Transverse faults system architecture, and strain partition process

The 2020 El Aouana seismic sequence deepened our understanding of the active tectonics of the LKB and Babors zones, recently highlighted through the analysis of seismic events and sequences since 2012 (Boulahia et al., 2021, Yelles-Chaouche et al., 2021). The aftershock distribution of the El Aouana earthquake reveals an NW-SE right-lateral strike-slip fault of ~6 km length named "EAF", and its projection to the surface lines up with the Aftis Fault (Arab et al., 2016) (**Fig. 10a**). The EAF fault, located west of LKB, lies within a transverse zone that extends from Bejaia to Babors and includes several NW-SE trending right-stepping strike-slip fault segments: BTF, TDF, LF, and the active NNW-SSE MARADJA (MF) offshore fault (Boulahia et al., 2021).

The present strain partitioning in northeastern Algeria is a result of the NW-SE directed Eurasia–Africa plate convergence and involves the two major fault structures bounding the LKB to the north and south (**Fig. 10**). The first one is the offshore thrust fault system of Jijel (OFSJ) associated with a slip deficit rate of 1.5 mm/yr, and the second one is the E-W MAD fault tectonic zone on which dextral displacement accommodates a significant present-day slip deficit rate estimated at ~2.4 mm/yr (**Fig. 10b**). The oblique convergence is spatially partitioned into orthogonal slip (thrusting) and dextral strike-slip motion around LKB, whereas in the Greater Kabylian Block (GKB) thrust slip vectors are subparallel to the global NW-SE Eurasia-Africa motion (Bougrine et al., 2019), suggesting that no partitioning occurs and that all convergence is achieved by shortening on faults and thrust folds. In several regions worldwide subjected to oblique convergence, strain between converging blocks commonly is partitioned into nearly pure thrust faulting on some faults and nearly pure strike-slip faulting on other subparallel faults (e.g., Jackson 1992; Berberian et al., 1992, Talebian and Jackson, 2002). Slip

vectors calculated from recent main focal mechanisms (**Fig. 10b**) confirm the partitioning through shortening and strike-slip components of the overall oblique NW– SE convergence (slip vectors are subparallel to MAD Fault and BTF, while they are perpendicular to the OFSK and OFSJ). The transition from partitioning (LKB) to no or much less partitioning (GKB) along a zone of strike-slip motion involves the NW-SE transverse fault system, connecting the MAD Fault southern tip and the offshore fault system northern tip (Boulahia et al., 2021). This transition can be achieved by the right-lateral strike-slip faults and related clockwise rotations about vertical axes (red circular arrow in **Fig. 10b**). This deformation pattern, involving clockwise block rotations in northern Algeria, is supported by paleomagnetic results obtained on late Cenozoïc rocks (Derder et al., 2013; 2021).

5.2 The Bejaia-Babors shear zone

The oblique transfer zone separating the GKB and LKB, as well as its internal structure, defines a 30-35 km wide NW–SE oriented crustal shear zone, referred to hereafter as the Bejaia-Babors shear zone. Several indicators underlined the existence of such a shear zone. **(1) Geophysical and geodetic evidence**: In general, the transitional areas between regions of different crustal thickness and different modes of underthrusting of continental crust (between GKB and LKB in our case) are incipient zones of strike-slip oblique or normal to the collisional front (Reuther et al., 1993). A crustal disparity was revealed by seismic profiles from the Maradja2/Samra campaign in 2005 (Déverchère et al., 2005), from which it was possible to draw a structural map of the eastern Algerian submarine margin (Domzig, 2006). From this data, a network of thrust faults was observed in overlapping steps, expressed on topographic and bathymetry data by asymmetric folds (**Fig. 10a**). These thrust faults are all south-dipping, and some control the uplift of a rollover hanging-wall off the GKB. However, folds and

rollovers are very poorly developed offshore in the LKB, perhaps due to a later onset of tectonics and therefore less strain in this area (Domzig, 2006). Regarding the inhomogeneity of the underthrusting crust, a differential deformation velocity of 0.5 mm/yr was identified between GKB and LKB, based on measurements from the Bejaia (GKB) and Jijel (LKB) GPS stations (Bougrine et al., 2019) (**Fig. 10a**). **(2) Geomorphic evidence:** the concave shape in the bathymetric relief map and in the OFSK thrust as it approaches the MF (**Fig 10a**). This rotation is consistent with dextral shear along the proposed NW-SE-oriented shear zone. **(3) Offshore tectonic evidence:** the NNW-SSE lineament in Bejaia Gulf which has been interpreted (Harbi 1999; Domzig 2006) as a plio-quaternary fault (MF in **Fig. 10**). Associated landslides and sedimentary accumulations suggest that the fault is active. Two NW-SE oriented strike-slip faults with normal components (TF1 and TF2 in **Fig. 10**) that can be seen on seismic data appear to be active (Arab et al., 2016). **(4) Onshore geologic evidence**: Dextral strike-slip faults affect Jurassic limestone belts onshore (in the Babors area, see **Fig. 2**) and drag rock layers consistent with dextral shear (Kirèche, 1993; Boulahia et al., 2021), similar to the larger-scale rotation of the OFSK seen in **Fig. 10a**. Furthermore, the boundaries of this shear zone are delineated by magmatic rocks, ophiolitic fragments and mineralization. Indeed, the recently recognized mafic and ultramafic ophiolitic complex of Texenna is located in the southeastern continuity of the El Aouana fault (Boukaoud et al., 2021), whereas the El Aouana Miocene igneous complex (Chazot et al., 2017) is exposed just to the Northwest of this fault (**Fig. 2**). Moreover, the western boundary of this shear zone is characterized by the occurrence of ophiolitic fragments (gabbro, mafic lavas) (Obert, 1981), Miocene magmatic rocks (Bou Zazen diorite) (Kireche, 1993) and Triassic "mélange" near the passage of the Babors transverse fault. Further south, manifestations of Cu-Ag-Fe mineralization (Tadergount and Beni Felkai mines) (Glacon, 1967) are widespread near the passage of Tizi N'Berber-Darguinah Fault (TDF) (**Fig. 2**). All these features are consistent with the presence of a complex shear or suture zone in the area. **(5)**

Seismologic evidence: the overall seismicity cloud for the period (1900-2020) displays a major NW-SE trend (**Fig. 10c**) across the Babors mountain range and the Bejaia bay, and the width of this could indicate a shear zone width of roughly 30 km at the seismogenic upper crust depth (10-15 km). This indicates that the shear zone extends to at least 15 km depth. Because of the ductility of the lower crust, it may be deeper, but seismic evidence alone cannot explore this any further. Inside the cloud, several key event focal mechanisms show NW-SE right-lateral strike-slip faulting (Beldjoudi et al., 2009; Abbes et al, 2019; Boulahia et al, 2021). **(6) Stress and velocities vectors rotation:** the N–S orientation and clockwise rotation of S_{Hmax} and velocities vectors related to the clockwise rotation of the Bejaia-Babors shear zone. The stress field can be deflected with respect to pre-existing faults (Yale, 2003; Tingay et al., 2010); in the Bejaia-Babors area, we have an inheritance of a major NW-SE strike-slip structure resulting from the docking of the LKB and GKB blocks to the African continent (Schettino and Turco, 2006).

The local tectonic regime of the Bejaia-Babors shear zone is strike-slip (Boulahia et al., 2021 and this study). Several types of faulting are likely to occur in a strike-slip shear zone. Considering the orientation of the maximum horizontal stress (σ_1 or S_{Hmax}) inferred in this study, we construct an incremental strain ellipse for the Bejaia-Babors shear zone as shown in **Fig. 10d**, with conjugate Riedel shear bands denoted R and R'. The R-shears are synthetic to the sense of slip on the shear-zone, forming right stepping en-echelon arrays along dextral shear zones and left-stepping arrays along sinistral shear-zones. Here, R-shears are represented by the MF, BTF, TDF, LF, EAF, and AF faults. R'-shears may correspond to a deep blind left-lateral strike-slip fault of the Babors (DBBF in **Fig. 10d**) identified by (Obert, 1981), however, we haven't yet registered seismological evidences of this trend. We notice a good correspondence between the thrust faults in the deformation ellipse and the zone's offshore faults, as well as the thrust folds onshore (**Fig. 10d)**.

5.3 Origin and evolution of stepovers within the shear zone

We investigate stepovers to better understand the interaction between overlapping fault segments in the Bejaia-Babors shear zone and to define the tectonic development. These zones are caused by the interaction between fault segments and can exhibit a wide range of internal fracture patterns depending on kinematics, fault properties, and preexisting structural heterogeneities (e.g., Kim et al., 2004). Fault overlaps and their internal structures show a large degree of scale independence and can be considered an anomalously wide and complex part of the fault damage zone (Kim et al., 2004; Fossen et al., 2005; Fossen, 2020). That differs from the damage zone at fault tips (McGrath and Davison, 1995) and along faults (ordinary fault-wall damage zones) (Caine et al., 1996).

Before starting the probe, we show in **Fig. 11a** the main focal mechanisms according to the corresponding fault kinematic. We distinguish between (1) ~E-W thrust FMs (yellow color) on OFSJ fault segments in the northern part, (2) NW-SE right-lateral strike-slip FMs (red color) associated with the BTF, TDF, LF, and EAF segments that constitute the studied shear zone, (3) ~E-W right-lateral strike-slip FMs (blue color), which are located in the stepovers as detailed below. The MF fault segment kind and kinematic are lacking on the fault configuration in **Fig. 11a**, however, it is active according to Domzig (2006) and Harbi et al. (1999), nevertheless, without specifying the movement type. Knowing that the NW-faults in Algeria are generally right-lateral strike-slip faults besides that all fault segments composing the transfer system show right-lateral motion, we may presume that MF is a right-lateral strike-slip fault as it is included in the transfer zone (**Fig. 11a**).

The stepovers display right-lateral motion on E-W structures **Fig. 11a**. Several E-W faults were inherited from preexisting structures. Onshore, the active fault architecture in the northern Tellian Atlas of Algeria was formed as echelon-arranged thrust folds and conjugate

strike-slip faults, dominated by NW-SE to E-W right-lateral strike-slip faults and NE-SW subordinate left-lateral faults. The major strike-slip structures are formed on the site of ancient large Mesozoic and Oligo-Miocene basins with high-angle normal faults reactivated during the Cenozoic and Quaternary periods (Soumaya et al., 2018 and references therein). Offshore, the Algerian margin situated in the western Mediterranean is one of the few examples of a rifted margin being taken into compression and tectonically reactivated (Strzerzynski et al., 2010). The steep slope of the eastern Algerian margin is proposed to result from transcurent motions during back-arc opening (Mauffret et al., 2004; Schettino and Turco, 2006). For example, off Jijel the ocean-continent transition zone (COT) is very close to the east with a very reduced width, which might be related to an E-W opening of the basin (Klingelhoefer et al., 2022 and references therein). Therefore, the stepover of the continental AF segment and TF1 offshore segment in **Fig. 11b** appears to be crosscut by an E-W structure attested by seismological evidence. Indeed, on July 16, 2020, an earthquake of magnitude (Mw 4.3) occurred in the El Aouana area, 5 km northeastern of the El Aouana mainshock (Mw 5.0, in this study). The focal mechanism shows right-lateral movement on the E-W striking plane. To check whether the static stress changes from Mw 5.0 event triggered the Mw 4.3 event, we calculated the Coulomb stress changes with Coulomb 3.3 software package (Lin and Stein 2004; Toda et al., 2005). The results (**Fig. 12**) show that the rupture of the Mw 4.3 event occurs in an area of increased Coulomb stress, implying that the discharged Mw 5 zone triggered the Mw 4.3 event in a critical failure state.

Other events occurred as a result of the E-W trend. On August 19, 2018, an earthquake of magnitude (M_D 4.2) was precisely located in the Aoakas area, between the offshore S3 and continental S4 segments of the BTF fault (Boulahia et al., 2021, **Fig. 11c**), as previously stated, the focal mechanism shows right-lateral on the E-W fault oriented plane (**Fig. 11c**). It most likely aids in segmenting the BTF fault into S3 and S4 segments. Then, a very interesting event

recently occurred further southeast, at the southern termination of the BF fault (Kirèche, 1993; **Fig. 11a**). It was a magnitude Mw 3.9 earthquake that occurred in Amoucha territory on November 28, 2021. The focal mechanism, as determined by P-wave onsets and waveform inversions, indicates right-lateral motion in the E-W plane. It most likely represents the western continuation of the MADF fault that cuts the NW-SE shear zone structures (**Fig. 11d**). If MADF continues westward, it will coincide with the Mw 5.3 Bougaa earthquake in 2000 (Harvard-CMT; **Figs. 11a and d**). We show (in **Fig. 11d** in blue thick line) some E-W-trending structures, reproduced from Meghraoui's geological map (Meghraoui, 1988), unfortunately, without knowing their kinematics. It is worth noting that the western continuation of the MADF fault remains unresolved to this day (Bougrine et al., 2019). This research will provide elements that will aid in the construction of the fault architecture in this area, as well as the identification of their kinematics.

In classic extensional stepovers, a NE-SW-oriented connecting fault would be expected rather than an E-W-oriented connecting fault. However, as demonstrated in the preceding paragraphs supported by focal mechanisms, the orientation of the slip may be influenced by weak pre-existing structures. The presence of older E-W structures could even be the origin of the NNW-trending fault segmentation. We should also remember that the E–W-striking MAD Fault (or GNC Fault) played a significant role in the clockwise rotation of both stress and velocity fields from NW-SE to ~N-S (Boulahia et al., 2021), as well as possibly in the segmentation of the NNW-trending faults within the shear zone.

We conclude from all available seismologic evidence that the shear zone is composed of several main NW-SE right-lateral strike-slip fault segments, including the AF and BTF faults, which are likely to form its eastern and western borders, respectively, and are segmented by E-W right-lateral connecting faults (**Fig. 11d**). Finally, as shown in **Fig. 11e**, the Bejaia-Babors right-lateral shear zone separates two blocks: (1) LKB, a costal sliver between the offshore

OFSJ and MADF faults; (2) GKB + the western Babors, another coastal sliver between the offshore OFSK and FK + SGKF (South Greater Kabylia Fault, Boudiaf, 1996).

5.4 The sequence spatiotemporal evolution monitors fluid-driven forces

Several previous studies have addressed the role of fluids in the rupture process (e.g., Bourouis and Cornet 2009; Chen et al. 2012; Duverger et al. 2015). A recent study (Boulahia et al., 2021) unveiled an interplay between tectonic loading and fluids in the triggering of Bejaia-Babors aftershocks along the BTF. Is this also the case for the 2020 El-Aouana sequence? To answer this question, a spatio-temporal analysis was performed using two statistical laws: the Omori-Ustu and RETAS models.

The two Omori-Ustu and RETAS models were adjusted to the data for a period ranging from day January 24, 2021 (mainshock day) to Td=68 days. One may notice that model adjustments for this period show poor fits. This is a consequence of a reducing number of aftershocks on which seismicity rates are estimated, especially at the beginning of the sequence. Indeed, the nearest station to the mainshock was located 30 km away, which resulted in the loss of many small aftershocks prior to the installation of mobile stations. The forecast systematically underestimated individual sequences, e.g., the period after the February 21, 2021, Mw=4.4 largest aftershock. At the same time, we were able to match the total cumulative number of events at the end of the entire period. This is because of the likelihood criteria that penalizes mismatches. For 30 days after the largest aftershock, RETAS show a significant increase in seismicity rate compared to the extrapolated Omori-Utsu law. This observation suggests that the region experienced a triggering episode following the Mw=4.4 aftershock. According to Ustu et al.'s (1995) hypothesis, missing small events in the early stage of the aftershock sequence causes the instability of the Omori-Utsu formula parameter estimates .

570 Small, undetected earthquakes have a significant time-dependent impact on the observed
571 seismicity budget and failure to model their effect causes parameter bias (Helmestetter et al.,
572 2006). The computed α =0.85 indicates a swarm-like activity, while a higher α value implies
573 mainshock– aftershock sequences (Ogata, 1988; 1999). However, it would be more reasonable
574 if a high α value was found in this analysis since El Aouana aftershocks activity is clearly a
575 mainshock-aftershock sequence. The estimated RETAS parameters vary dramatically when the
576 magnitude threshold changes (Zhuang et al., 2017). The modeling yields a lower α value for a
577 magnitude of completeness (Mc=2), which is a magnitude threshold much lower than the
578 completeness level, , implying that the influence of short-term missing aftershocks on RETAS
579 parameter estimates should not be overlooked. Because the detection of the change point in
580 seismicity becomes more difficult when short-term missing aftershocks exist. The parameter μ
581 denotes the background rate has been used as an indicator of fluid driven activity (Hainzl and
582 Ogata, 2005), the fitted RETAS model gives a low forcing rate of μ = 0.6 events per day, leading
583 to a total of about 40 earthquakes in the whole sequence period of 68 days. This means that
584 only 14% of all earthquakes are externally triggered, while the great majority is self-triggered
585 activity. The 14% may be caused by fluid driven forces. The parameter c can range from 0.01
586 days to over 1 day, and the computed c=0.06 is highly dependent on the rate of activity in the
587 early time of the sequence (Utsu and Ogata, 1995). (Zhuang et al., 2017) replenished data for
588 missing catalogs which resulted in nearly constant c and p values in the Omori–type temporal
589 decays, but not for the original dataset. This indicates that missing small events in the early
590 stage of the aftershock sequence ultimately had a significant impact on the instability of c value
591 estimate from the Omori–Utsu formula, as stated by (Utsu et al., 1995).
592
593 **6. Conclusion**
594

In this paper, we present the relocation results, spatio-temporal evolution characteristics, and focal mechanisms of the 2020 El Aouana seismic sequence that occurred in the western LKB limit. It began on January 24, 2020 with a moderate (Mw 5.0) event and was followed by several aftershocks, including one of (Mw 4.4) on February 21, 2020. We first identified the fault geometry before discussing the tectonic role played within the transverse fault system. Following that, we examined the stepover function within the previous system segments overlap, and finally, we exposed the arguments that made the studied fault part of a shear zone on its eastern border.

Accurate localization of the seismic sequence hypocenters was made possible by high-quality waveform data from both the national ADSN and a temporary deployed local network, which successfully located 360 events. Then, the obtained hypocentral parameters were improved by applying a relative relocation method, yielding a total of 290 events out of 380 (76% of the sequence events). The model's spatio-temporal parameters estimation is significantly influenced by the aftershocks missed prior to the installation of the mobile station, making the involvement of fluids in aftershock triggering inconclusive. We determined 46 FMSs revealing a NW-SE right-lateral strike-slip fault of 6 km length named El Aouana Fault (EAF), which lined up with a fault discovered by geological field investigation.

The EAF fault, located west of LKB, lies within a transverse zone that extends from Bejaia to Babors and includes several NW-SE trending right-stepping strike-slip fault segments: BTF, TDF, LF, and the active NNW-SSE MARADJA (MF) offshore fault. Together, they form a transfer zone that accommodates strain between the E-W offshore thrusting fault system (OSF) and the subparallel major strike-slip fault (MADF), under oblique convergence stress.

The stepovers between echeloned NW-SE trending segments appear to be influenced by inherited E-W structures, which resulted in their current pattern. The entire NW-SE trending segments in the strain ellipse falls along the Riedel R-bands shear, no seismologic evidence for

R'-bands yet, which may develop or reactivate after the R-bands. Riesel's model was strengthened by thrust faults and folds within the transverse band.

The current study reveals a shear zone in northern Algeria for the first time, based on strong seismological and geological evidence. The Kherrata reverse fault, considered by previous studies as the source of the seismic activity in the area, is located south of the NW-SE oriented shear band. The EAF discovered in this study is part of a longer fault that was not considered in previous hazard studies, necessitating a seismic reassessment along its entire length. Finally, the Bejaia-Babors right-lateral shear zone provides a natural laboratory for a variety of geophysical and geological studies.

References:

Abacha I (2015) Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie, Thèse de Doctorat, Université Ferhat Abbas-Sétif (Algérie). http://dspace.univ-setif.dz:8888/jspui/handle/123456789/1802

Abacha I, Boulahia O, Yelles-Chaouche AK, Semmane F, Beldjoudi H, Bendjama, H (2018) The 2010 Beni-Ilmane, Algeria, earthquake sequence: statistical analysis, source parameters, and scaling relationships. J Seismol. https://doi.org/10.1007/s10950-018-9800-7

Abacha I, Yelles-Chaouche AK (2019) Overview of recent seismic activity in Northeastern Algeria. N. Sundararajan et al. (eds.), On Significant Applications of Geophysical Methods, Advances in Science, Technology & Innovation. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01656-2_46.

Abacha I, Yelles-Chaouche AK, Boulahia (2021) Statistical Study of Earthquake Swarms in Northeastern Algeria with Special Reference to the Ain Azel Swarm; Hodna Chain, 2015.M. Meghraoui et al. (eds.), Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences, Advances in Science, Technology & Innovation, https://doi.org/10.1007/978-3-030-73026-0_34

Yelles-Chaouche AK, Boudiaf A, Djellit H, Bracene R (2006) La tectonique active de la région nord-algérienne. C. R. Géosciences. 1-14.

Yelles-Chaouche AK, Roger J, Deverchere J, Bracene R, Domzig A, Hébert H, Kherroubi A (2009) The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): Seismotectonics, Modelling and Hazard Implications for the Algerian Coast. Pure Appl Geophys. 166, 283-300. DOI 10.1007/s00024 008 0433 6.

Yelles-Chaouche AK (2010) Le Projet SPIRAL: Etude de la structure profonde de la Marge Algérienne: GEOMAG: First congress on the Maghreb Geology, November 10–12. . Tlemcen.

Yelles-Chaouche AK, Abacha I, Boulahia O, Aidi C, Chami A, Belheouane A, Rahmani ST, and Roubeche K (2021) The 13 July 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake, northern Algeria: An indicator of active deformation along the eastern Algerian margin. Journal of African Earth Sciences. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104149.

Zhuang J, Ogata Y, Wang T (2017) Data completeness of the Kumamoto earthquake sequence in the JMA catalog and its influence on the estimation of the ETAS parameters. Earth, Planets and Space 69:36 DOI 10.1186/s40623-017-0614-6.

Figure Captions

Fig. 1 (a) Generalized map of the occidental Mediterranean, outlining the AlKaPeCa units (red color) along the current African-European plate boundary. The blue line represents the Eurasia–Africa Plate boundary (simplified from Bird, 2003). **(b)** Seismicity of the LKB region is plotted with filled circles from CRAAG seismic catalogues for the 2007–2020 period. **(c)** A map showing the potential main active seismic structures (Domzig, 2006; Kheroubi et al., 2009; Meghraoui, 1988; Vila, 1980). The main recent seismic sequences (2012-2021) and some mainshocks focal mechanisms are also shown. BTF, TDF, and LF (red lines) are the three fault segments determined by the aftershock distribution (Abbas et al., 2019; Boulahia et al., 2021)

Fig. 2 Geologic setting of the LKB and Babors zone western part. Stratigraphic contours are from Vila (1980) and Kirèche (1993), black tectonic features are from Vila (1980) in the LKB; Kirèche (1993) in the Babors, and Domzig (2006) in the offshore. Red active faults (BTF and TD are from Boulahia et al. (2021); LF is from Abbes et al. (2019) AF, TF1 and TF2 are from Arab et al. (2016) and fold axial traces are shown as white dashed lines (Kireche, 1993).

Fig. 3 (a) The permanent ADSN seismic stations includes Geodevice BBVS-60 (white triangle) and Streckeisen STS-2 (red triangle) broadband sensors coupled to Geodevice EDAS-24IP and Quanterra (Kinemetrics) Q330 digitizers, respectively, as well as 1-Hz Kinemetrics SS-1 Ranger seismometers coupled to Quanterra Q330 digitizers (black triangle). Red broadband stations used for moment tensor inversion and the spectral analysis . The black box outlines the study area. **(b)** Macro-seismic map of the 2020 El Aouana mainshock with the locations of the seven portable stations. The station operation time schedule and the number of P phase pickings for each station are shown at bottom left and right, respectively. The purple dotted line indicates the location of the SPIRAL Jijel profile (Mihoubi et al., 2014).

Fig. 4 (a) Moment tensor solution and best-fit waveforms for the January 24, 2020 Mw 5.0 El Aouana mainshock (MC) event. Black and red lines represent the observed and synthetic data, respectively. Values in the legend at the top represent moment tensor parameters, best-fit fault-plane solutions, scalar moment M_0, Mw, variance, and focal depth. The text labels on each trace are the amplitudes, in $cm.s^{-1}$. The stations used in the moment tensor inversion are show in Fig. 3a. **(b)** Idem for the February 21, 2020 Mw 4.4 Largest aftershock (LA).

Fig. 5 Example displacement spectra at station ABSD. *Left panel*: Three-component instrumentally corrected velocity seismograms of the January 24, 2020 Mw 5.0 El Aouana mainshock. Pink shaded areas indicate the time windows used for the *P*-wave trains which represented in the *Central panels*. *Right panels*: Displacement spectra of the *P*-wave seismograms. Blue, black, and purple lines are the fitted, observed, and smoothed spectra, respectively. Red dots represent Ω_0 (lower frequency) and f_c (higher frequency).

Fig. 6 (a) Horizontal distribution of the 304 accurately located events. The main fault (named in this study as Aftis Fault or AF) is reproduced from Arab et al. (2016). **(b)** Number and cumulative number of detected and located events per days. **(c)** The Omori–Utsu law decay curve for the 2020 El Aouana earthquake and the cumulative number of events recorded with time during 70 days from the occurrence of the January 24, 2020 mainshock. p, k and c are the Omori constants.

Fig. 7 ETAS best-fit model for the cumulative number of events above magnitude M 2.0 for the 2020 El Aouana earthquake. p, k, α, μ and c are the RETAS constants.

Fig. 8 Horizontal and vertical distributions of the 290 relocated events of the 2020 El Aouana earthquake, showing 46 focal mechanisms of events with $M \geq 2$. The focal mechanisms are numbered as in Table 2.

Fig. 9 Stress inversion result showing selected focal planes projected (black lines) onto the lower hemisphere (Schmidt stereographic projections) with the three principal stress axes (σ1: circle, σ2: triangle, and σ3: square) and horizontal stress axes (SHmax: blue arrows and SHmin = green arrows). Stress symbols show the horizontal stress axes. The histogram represents the distribution of the misfit function F5, linearly weighted by the event magnitudes. QRfmt is the

Quality Ranking for focal mechanism solutions for stress data records from formal stress inversions

Fig. 10 (a) Seismotectonic map of our study area, displaying the main active faults (inspired from Raoult, 1974; Domzig, 2006; Kherroubi et al., 2009; Vila, 1980; Arab et al., 2016; Boulahia et al., 2021) as well as the focal mechanisms of recent earthquakes of $M \geq 5$. Stress symbols represented the S_{Hmax} orientations (B: Bejaia; A: El Aouana; J: Jijel; S: Sidi Driss; K: El Kanteur and M: Mila regions). GPS velocities are shown relative to the Eurasia plate (purple arrows). General plate vector (orange arrows) shown with respect to Eurasia (top) and Nubia (bottom) from Bougrine et al. (2019)**. (b)** Horizontal projections of slip vectors of the main recent events. **(c)** Seismic events were detected in the region from 1900 to 2020, and the largest historical earthquakes (CRAAG catalog) **(d)** Model of the horizontal strain ellipse where R Riedel shear (Riedel, 1929) corresponds to the right-lateral shear zone.

Fig. 11 (a) A schematic map of the current faults pattern supported by recent seismological data. The main active faults (inspired from Raoult, 1974; Domzig, 2006; Meghraoui, 1988, Kherroubi et al., 2009; Vila, 1980; Arab et al., 2016; Abbas et al., 2019; Boulahia et al., 2021). The main focal mechanisms, red represent an NW-SE right-lateral strike-slip faulting, blue represents the ~E-W right-lateral strike-slip faulting, and yellow represent ~E-W thrust faulting. **(b)** The proposed model for the stepover areas of the El Aouana damage zone, and the BTF damage zone **(c)**. **(d)** Summary map of the shear zone. The NE-SW red lines represent the active faults determined by aftershocks distribution and focal mechanisms (Abbes et al., 2019; Boulahia et al., 2021, and this study). The ~E-W right-lateral strike-slip segments in bleu, which are located in the stepover region, are interpreted as preexisting structures. Some E-W-trending lineaments (bleu lines) were also shown, duplicated from Meghraoui's geological map (Meghraoui, 1988). **(e)** The NW-SE Bejaia-Babors dextral shear zone (BTF, TDF, MF, LF, AF, and EAF) in a regional context. GPS velocities are shown relative to the Eurasia plate (purple arrows). Broad arrows represent the general AF-EU plate oblique vectors

Fig. 12 Coulomb stress change due to the NW-SE fault segment (strike N128°E, dip 74°, rake -168°) on the E-W specified fault segment (strike N87°E, dip 66° to SE, rake -168°).

Table 1 Velocity model calculated by VELEST using 304 well-located events, where Jijel's seismic profile (Mihoubi et al., 2014) was selected as a priori model.

Table 2 Focal mechanisms of the January 24, 2020 El Aouana mainshock, as determined by different seismological Agencies

Table 3 Average corner frequency (fc), seismic moment (M_0), source radius (r), stress drop ($\Delta\sigma$), multiplicative error factors (EM_0 and Ef_c), and mean values of the moment magnitude (Mw) and displacement (U) values for the 2020 El Aouana mainshock event and its largest aftershock.

Table 4 Fault plane solutions for the mainshock event and the 45 key aftershocks. Nº; event number, Date; Event date, Md; duration magnitude. Strike, Dip and Rake are the three parameters of the nodal plane.

Table

Click here to access/download;Table;Tables.docx

Table 1

Depth (km)	V_p (km s^{-1})	V_s (km s^{-1})
0.0	5.50	3.12
15.0	6.20	3.52
20.0	7.10	4.03

Table 2

Agencies	Date	Origin Time	Magnitude	Epicenter		Depth	Plane 1			Plane 2			M_0	Solution
				lat (°N)	lon (°E)	(km)	strike (°)	dip (°)	rake (°)	strike (°)	dip (°)	rake (°)	(N.m)	
CRAAG (this study) P-waves polarities	2020-01-24	07:24:17.03	Md=5.0	36.67	5.63	07.5	127.8	74.5	-167.9	34.5	78.4	-15.9	-	
CRAAG (this study) MT inversion	2020-01-24	07:24:17.03	Mw=5.0	36.67	5.63	07.5	296.3	82.7	-176.6	205.9	86.6	-7.4	3.6 10^{16}	
GFZ	2020-01-24	07:24:19.20	Mw=4.9	36.76	5.61	11.0	120.0	72.0	-171.0	28.0	82.0	-17.0	-	
INGV	2020-01-24	07:24:20.60	Mw=4.9	36.77	5.61	10.0	130.0	59.0	-168.0	34.0	80.0	-32.0	3.1 10^{16}	
GCMT	2020-01-24	07:24:19.40	Mw=5.1	36.72	5.57	18.0	125.0	62.0	-170.0	31.0	81.0	-29.0	5.3 10^{16}	

Table 3

Event	Date	f_c (Hz)	Ef_c	M_0 (N.m)	EM_0	$\Delta\sigma$ (MPa)	r (m)	U (m)	Mw
MC	2020-01-24	1.26	1.07	$3.9\ 10^{16}$	1.18	3.96	1624	0.16	5.0
LA	2020-02-21	1.89	1.10	$5.0\ 10^{15}$	1.24	1.74	1082	0.05	4.4

Table 4

N°	Date	Origin time	Md	Epicenter		Depth	Nodal plane 1			Nodal plane 2		
				lat (°N)	lon (°E)	km	strike (°)	dip (°)	rake (°)	strike (°)	dip (°)	rake (°)
1	2020-01-24	07 : 24 : 17	5.0	36.673	5.629	7.5	34.5	78.4	-15.9	127.8	74.5	-167.9
2	2020-01-27	00 : 00 : 23	1.0	36.666	5.633	8.5	26.8	72.4	-24.4	124.6	66.8	-160.8
3	2020-01-27	08 : 06 : 59	3.7	36.658	5.658	7.6	125.8	72.2	-167.9	32.1	78.5	-18.2
4	2020-01-28	16 : 26 : 49	3.1	36.659	5.642	8.3	131.2	75.1	-169.3	38.5	79.6	-15.1
5	2020-01-29	10 : 20 : 37	3.5	36.658	5.657	6.9	49.9	71.5	-18.3	145.9	72.7	-160.6
6	2020-01-30	13 : 52 : 35	4.0	36.659	5.644	8.2	47.0	68.2	-12.7	141.7	78.3	-157.7
7	2020-01-31	07 : 52 : 06	2.2	36.656	5.650	8.0	37.5	71.3	-14.2	132.1	76.5	-160.8
8	2020-02-02	21 : 52 : 04	2.5	36.655	5.644	8.0	34.4	81.8	-14.6	126.5	75.6	-171.5
9	2020-02-03	09 : 02 : 03	2.5	36.657	5.654	7.8	112.9	82.1	-174.7	22.2	84.8	-7.9
10	2020-02-05	19 : 37 : 00	3.2	36.654	5.659	8.3	38.0	73.7	-11.0	131.2	79.4	-163.5
11	2020-02-06	17 : 42 : 53	2.8	36.653	5.661	8.4	27.4	77.8	-17.3	121.2	73.1	-167.2
12	2020-02-06	20 : 01 : 11	3.5	36.653	5.660	8.4	139.4	76.6	-166.7	46.3	77.1	-13.8
13	2020-02-06	20 : 36 : 36	2.4	36.654	5.661	8.4	30.7	82.3	-14.2	122.7	75.9	-172.0
14	2020-02-06	21 : 42 : 56	2.8	36.653	5.661	8.2	119.9	78.5	-168.0	27.5	78.3	-11.7
15	2020-02-06	22 : 09 : 25	2.2	36.658	5.649	8.1	52.9	76.2	-16.9	147.0	73.6	-165.7
16	2020-02-07	03 : 30 : 50	2.4	36.654	5.662	8.4	29.5	77.3	-16.9	123.4	73.5	-166.7
17	2020-02-07	09 : 52 : 43	2.6	36.654	5.661	8.1	160.6	73.3	-167.9	67.1	78.4	-17.1

18	2020-02-07	15 : 09 : 44	2.2	36.657	5.658	7.7	130.4	73.1	-164.4	35.7	75.0	-17.5
19	2020-02-07	16 : 49 : 38	2.9	36.653	5.662	8.0	35.0	81.6	-12.8	126.9	77.3	-171.4
20	2020-02-07	22 : 04 : 09	2.5	36.655	5.661	7.8	29.4	76.2	-15.9	123.3	74.6	-165.6
21	2020-02-07	22 : 13 : 48	2.0	36.656	5.644	7.8	56.2	82.5	-11.5	147.7	78.6	-172.3
22	2020-02-08	02 : 59 : 58	2.4	36.672	5.632	7.6	33.0	79.8	-17.2	126.2	73.1	-169.3
23	2020-02-08	04 : 08 : 16	3.6	36.662	5.638	7.8	42.4	65.3	-16.0	139.2	75.5	-154.4
24	2020-02-08	04 : 11 : 06	2.2	36.661	5.639	8.5	42.0	77.4	-15.2	135.4	75.2	-166.9
25	2020-02-08	04 : 29 : 49	2.5	36.660	5.640	8.0	135.3	74.3	-165.8	41.4	76.3	-16.2
26	2020-02-08	04 : 53 : 13	2.8	36.658	5.635	9.1	74.9	82.9	-12.2	166.4	77.9	-172.8
27	2020-02-08	05 : 13 : 51	3.5	36.660	5.637	8.2	127.9	73.4	-168.3	34.5	78.8	-16.9
28	2020-02-09	01 : 45 : 37	2.0	36.659	5.638	8.8	157.6	67.8	-152.6	56.5	64.8	-24.7
29	2020-02-10	05 : 38 : 16	2.3	36.660	5.637	8.4	142.6	37.0	-160.6	36.9	78.5	-54.6
30	2020-02-11	02 : 32 : 27	1.6	36.654	5.651	8.8	136.9	62.0	-167.8	41.1	79.2	-28.6
31	2020-02-11	02 : 56 : 34	2.0	36.657	5.647	7.1	160.2	56.4	-166.7	62.7	78.9	-34.4
32	2020-02-11	19 : 58 : 31	3.0	36.653	5.643	8.2	222.6	87.0	35.9	130.5	54.2	176.3
33	2020-02-12	00 : 35 : 59	2.4	36.654	5.651	8.7	253.7	79.7	40.2	155.1	50.6	166.6
34	2020-02-13	02 : 05 : 05	2.1	36.655	5.663	7.9	171.2	78.5	-154.6	75.8	65.1	-12.7
35	2020-02-13	04 : 10 : 03	2.7	36.656	5.629	9.6	146.4	62.7	-179.5	56.2	89.5	-27.3
36	2020-02-13	23 : 51 : 20	2.5	36.672	5.632	8.0	126.0	62.6	174.0	218.8	84.7	27.5
37	2020-02-14	16 : 36 : 22	2.9	36.652	5.661	9.1	176.3	61.2	-159.1	75.9	71.8	-30.5
38	2020-02-15	00 : 58 : 25	2.4	36.662	5.637	8.0	159.8	77.9	-166.5	66.9	76.8	-12.5
39	2020-02-16	02 : 55 : 22	1.4	36.671	5.637	7.3	120.3	88.5	29.8	129.4	60.2	178.2
40	2020-02-17	17 : 45 : 48	2.5	36.655	5.635	9.2	154.4	61.9	-165.5	57.4	77.3	-28.9
41	2020-02-19	07 : 32 : 49	3.9	36.670	5.633	8.0	131.3	77.6	-161.9	37.3	72.3	-13.0
42	2020-02-21	02 : 55 : 17	4.7	36.656	5.658	8.4	218.2	85.4	21.3	126.4	68.8	175.1
43	2020-02-21	03 : 05 : 36	2.2	36.654	5.665	8.5	210.0	74.7	30.7	111.1	60.5	162.3
44	2020-02-21	03 : 25 : 30	2.4	36.655	5.654	7.8	173.6	89.8	175.5	263.6	85.5	0.2
45	2020-02-21	03 : 39 : 40	2.6	36.652	5.664	7.7	212.6	80.7	-15.5	305.2	74.7	-170.3
46	2020-02-22	23 : 55 : 59	2.0	36.658	5.648	7.9	121.2	79.0	-174.1	30.0	84.2	-11.0

Figure (with caption below and on the same page)

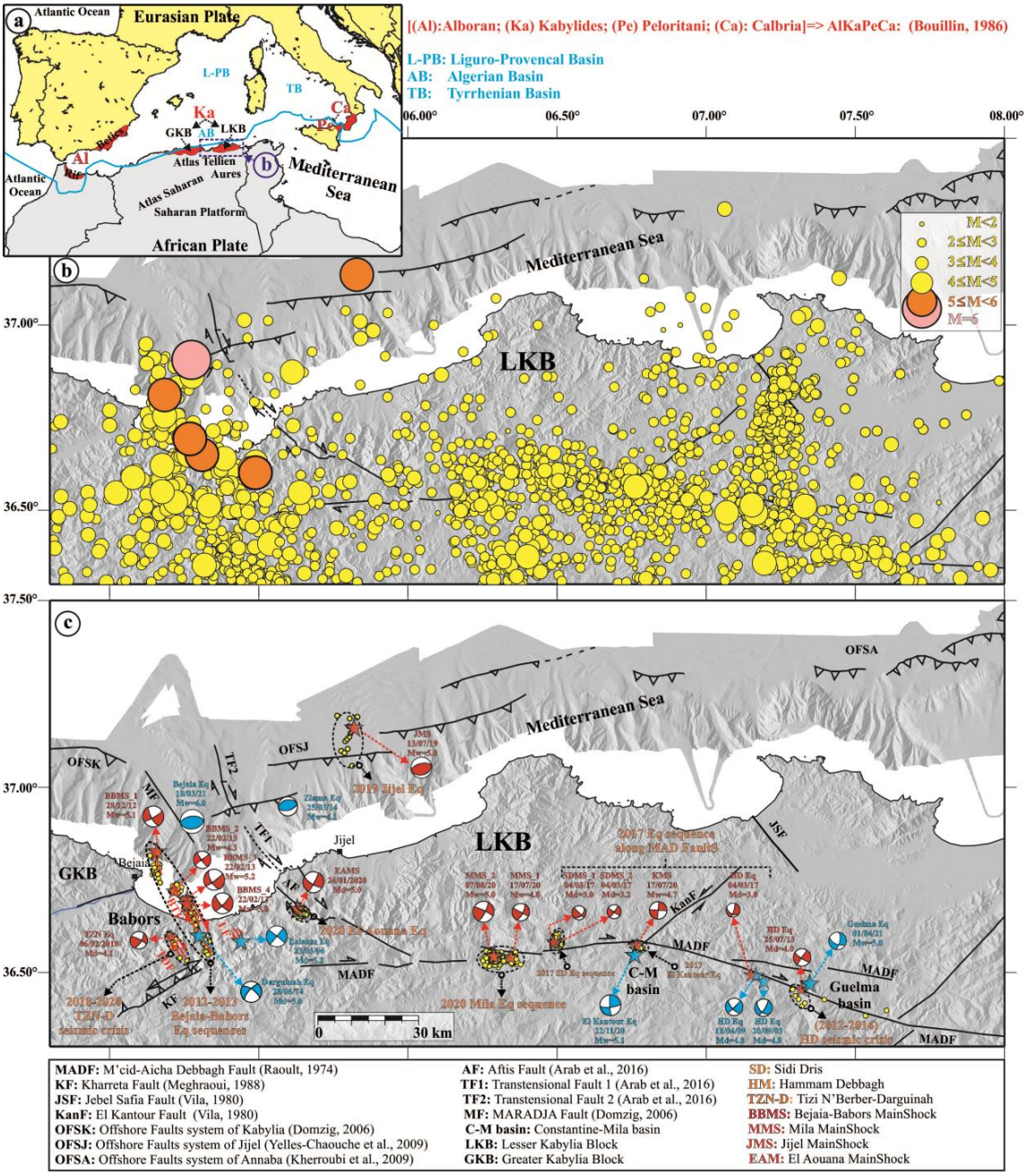


Fig. 1 (a) Generalized map of the occidental Mediterranean, outlining the AlKaPeCa units (red color) along the current African-European plate boundary. The blue line represents the Eurasia–Africa Plate boundary (simplified from Bird, 2003). **(b)** Seismicity of the LKB region is plotted with filled circles from CRAAG seismic catalogues for the 2007–2020 period. **(c)** A map showing the potential main active seismic structures (Domzig, 2006; Kheroubi et al., 2009; Meghraoui, 1988; Vila, 1980). The main recent seismic sequences (2012-2021) and some mainshocks focal mechanisms are also shown. BTF, TDF, and LF (red lines) are the three fault segments determined by the aftershock distribution (Abbas et al., 2019; Boulahia et al., 2021)

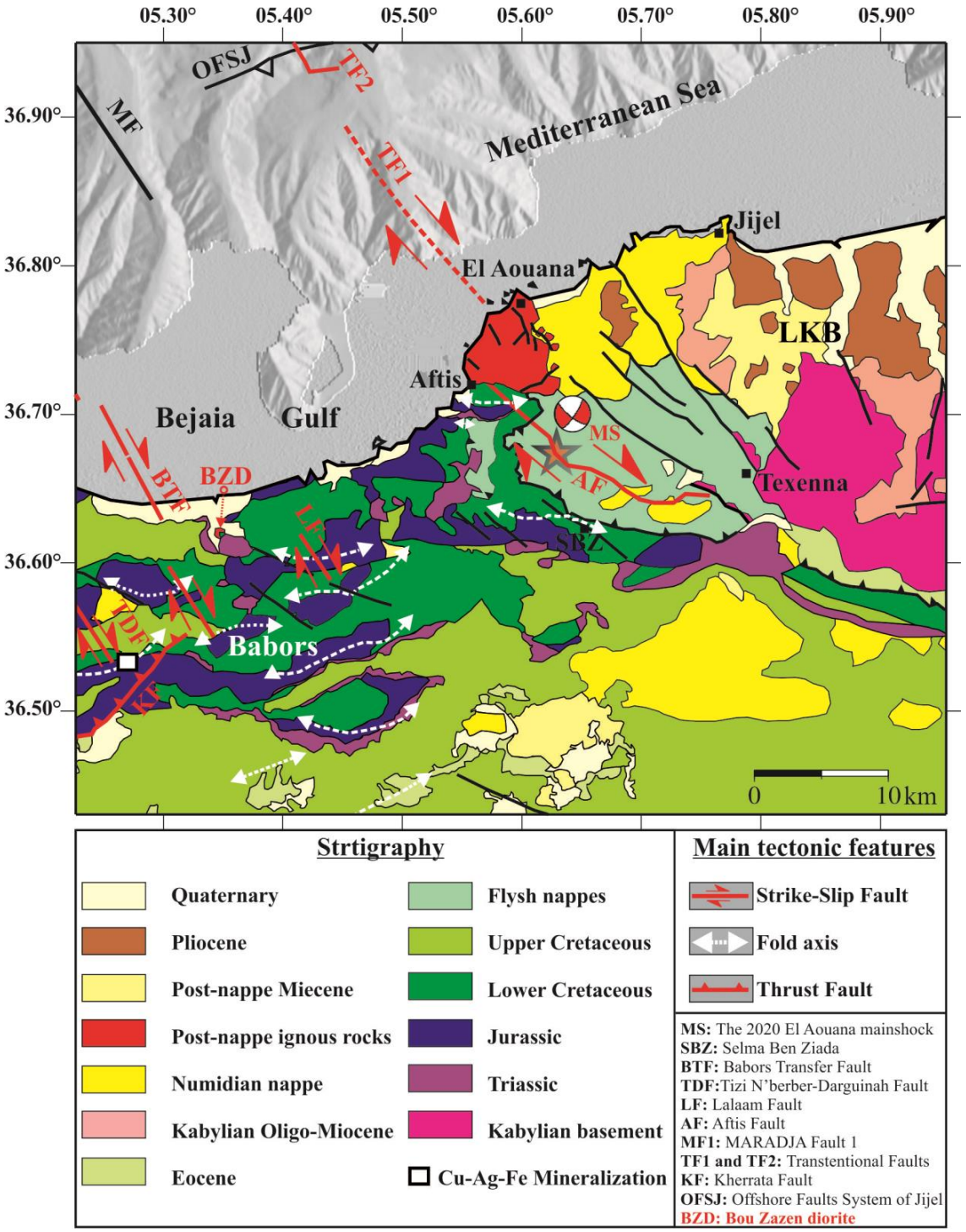


Fig. 2 Geologic setting of the LKB and Babors zone western part. Stratigraphic contours are from Vila (1980) and Kirèche (1993), black tectonic features are from Vila (1980) in the LKB; Kirèche (1993) in the Babors, and Domzig (2006) in the offshore. Red active faults (BTF and TD are from Boulahia et al. (2021); LF is from Abbes et al. (2019) AF, TF1 and TF2 are from Arab et al. (2016) and fold axial traces are shown as white dashed lines (Kireche, 1993).

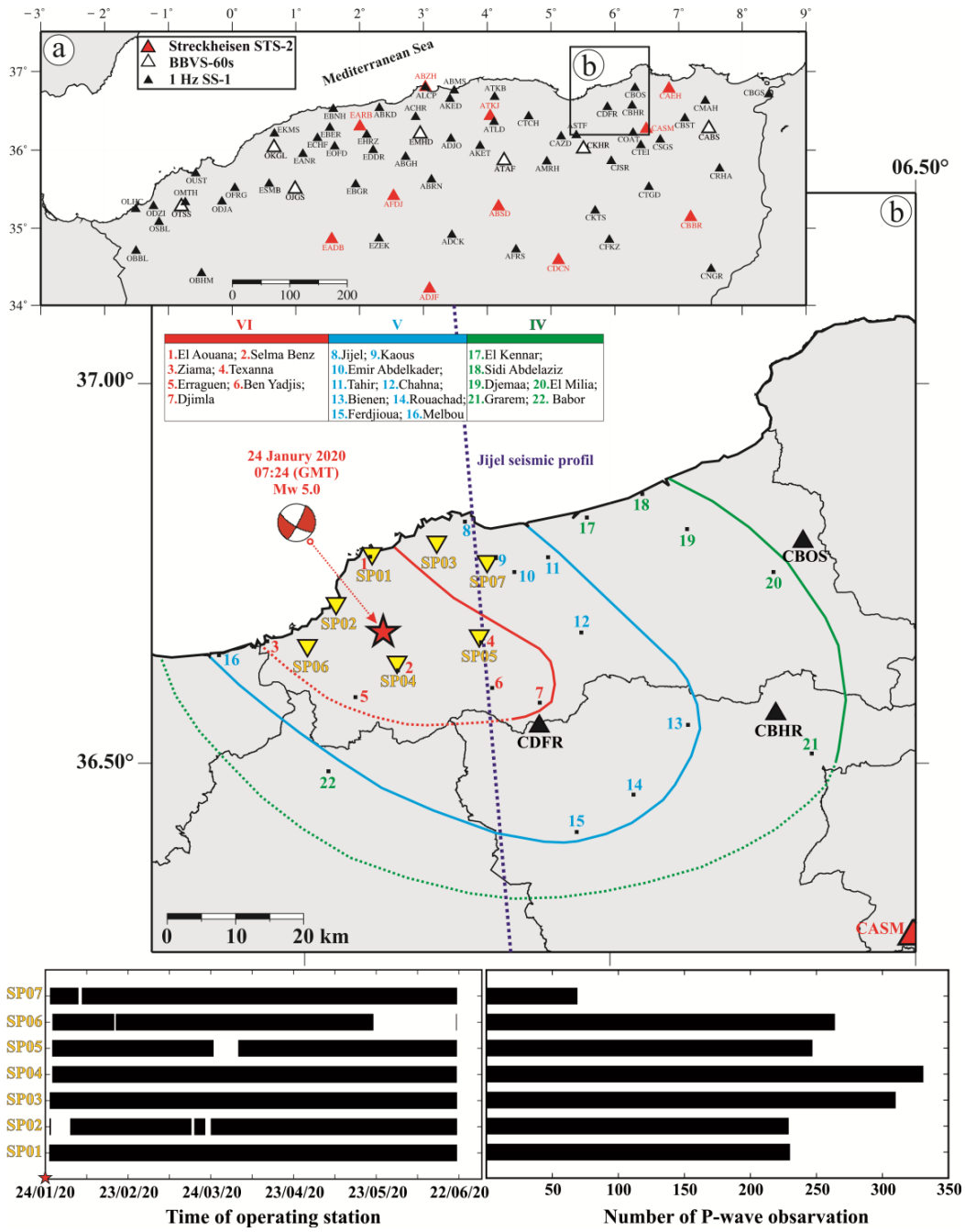


Fig. 3 (a) The permanent ADSN seismic stations includes Geodevice BBVS-60 (white triangle) and Streckeisen STS-2 (red triangle) broadband sensors coupled to Geodevice EDAS-24IP and Quanterra (Kinemetrics) Q330 digitizers, respectively, as well as 1-Hz Kinemetrics SS-1 Ranger seismometers coupled to Quanterra Q330 digitizers (black triangle). Red broadband stations used for moment tensor inversion and the spectral analysis . The black box outlines the study area. **(b)** Macro-seismic map of the 2020 El Aouana mainshock with the locations of the seven portable stations. The station operation time schedule and the number of P phase pickings for each station are shown at bottom left and right, respectively. The purple dotted line indicates the location of the SPIRAL Jijel profile (Mihoubi et al., 2014).

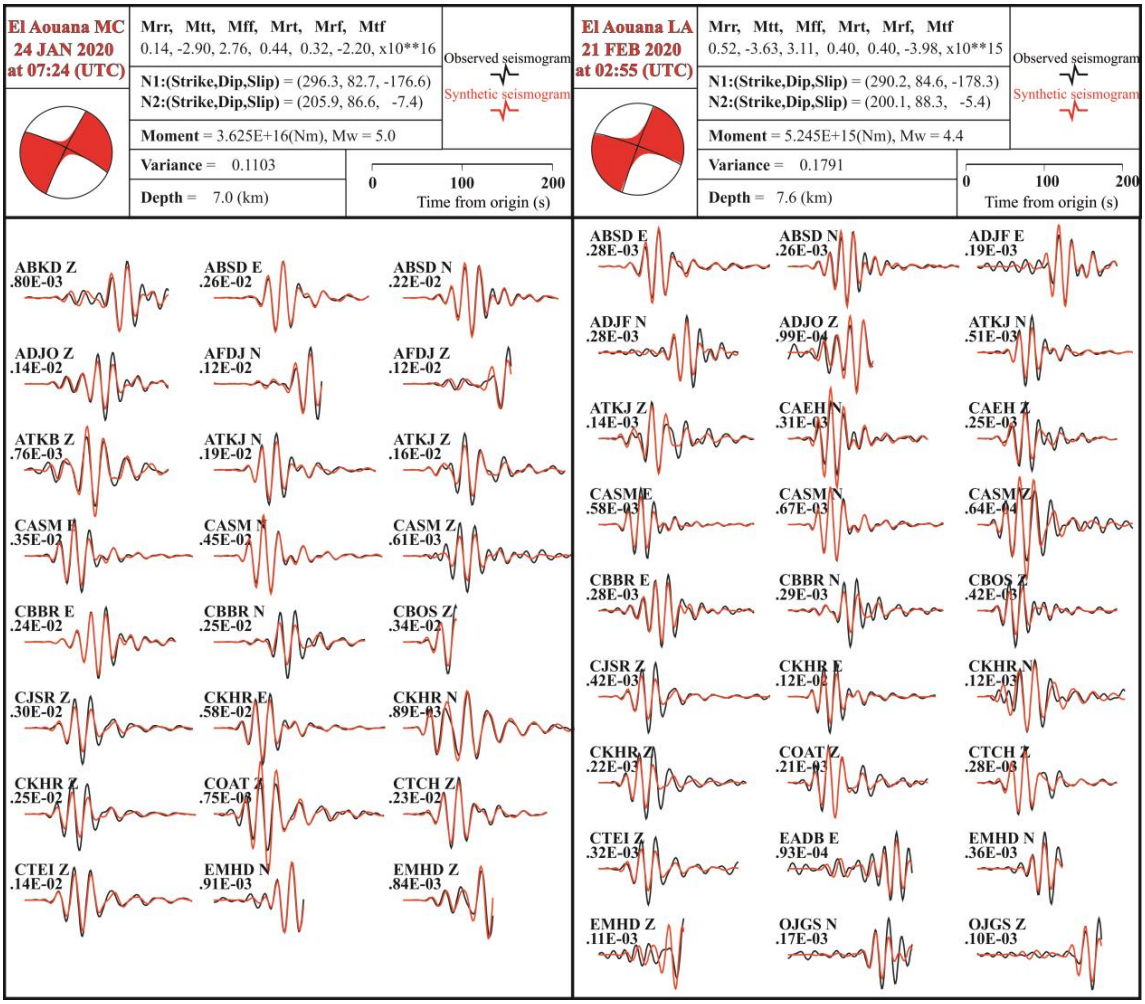


Fig. 4 (a) Moment tensor solution and best-fit waveforms for the January 24, 2020 Mw 5.0 El Aouana mainshock (MC) event. Black and red lines represent the observed and synthetic data, respectively. Values in the legend at the top represent moment tensor parameters, best-fit fault-plane solutions, scalar moment M_0, Mw, variance, and focal depth. The text labels on each trace are the amplitudes, in cm.s^{-1}. The stations used in the moment tensor inversion are show in Fig. 3a. **(b)** Idem for the February 21, 2020 Mw 4.4 Largest aftershock (LA).

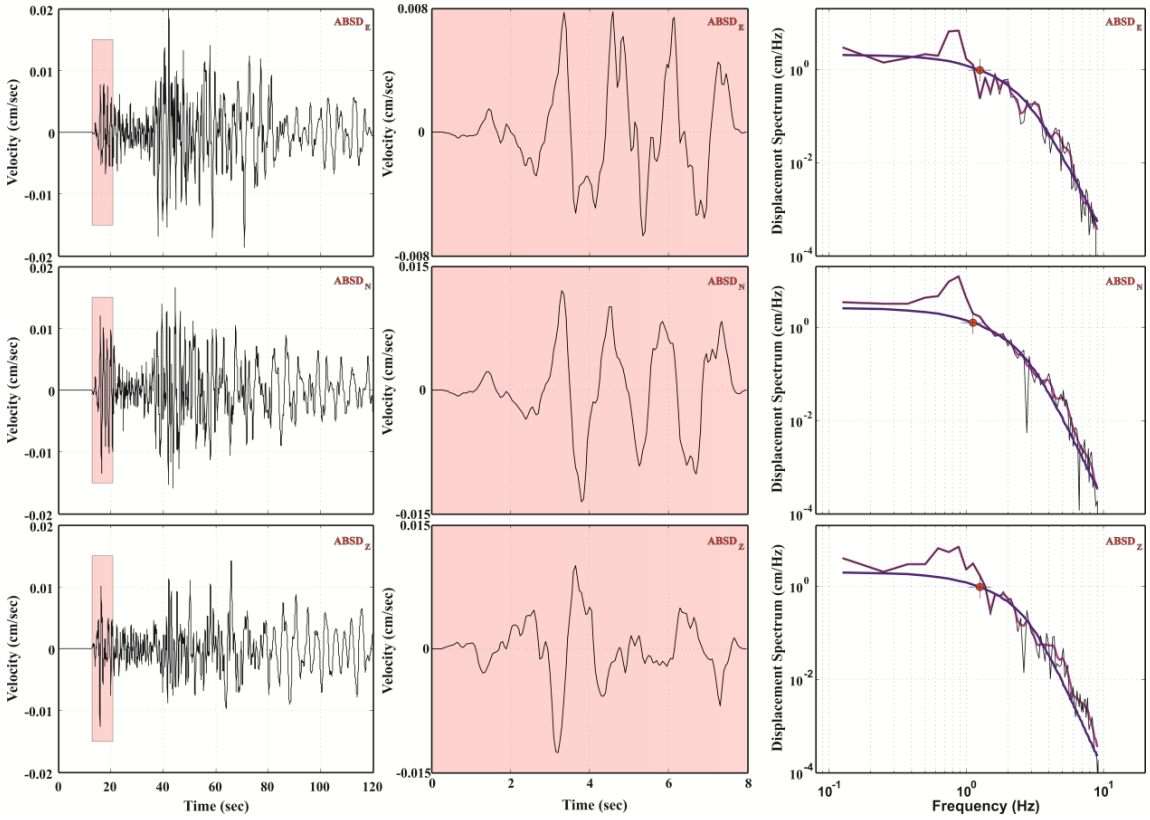


Fig. 5 Example displacement spectra at station ABSD. *Left panel*: Three-component instrumentally corrected velocity seismograms of the January 24, 2020 Mw 5.0 El Aouana mainshock. Pink shaded areas indicate the time windows used for the *P*-wave trains which represented in the *Central panels*. *Right panels*: Displacement spectra of the *P*-wave seismograms. Blue, black, and purple lines are the fitted, observed, and smoothed spectra, respectively. Red dots represent Ω_0 (lower frequency) and f_c (higher frequency).

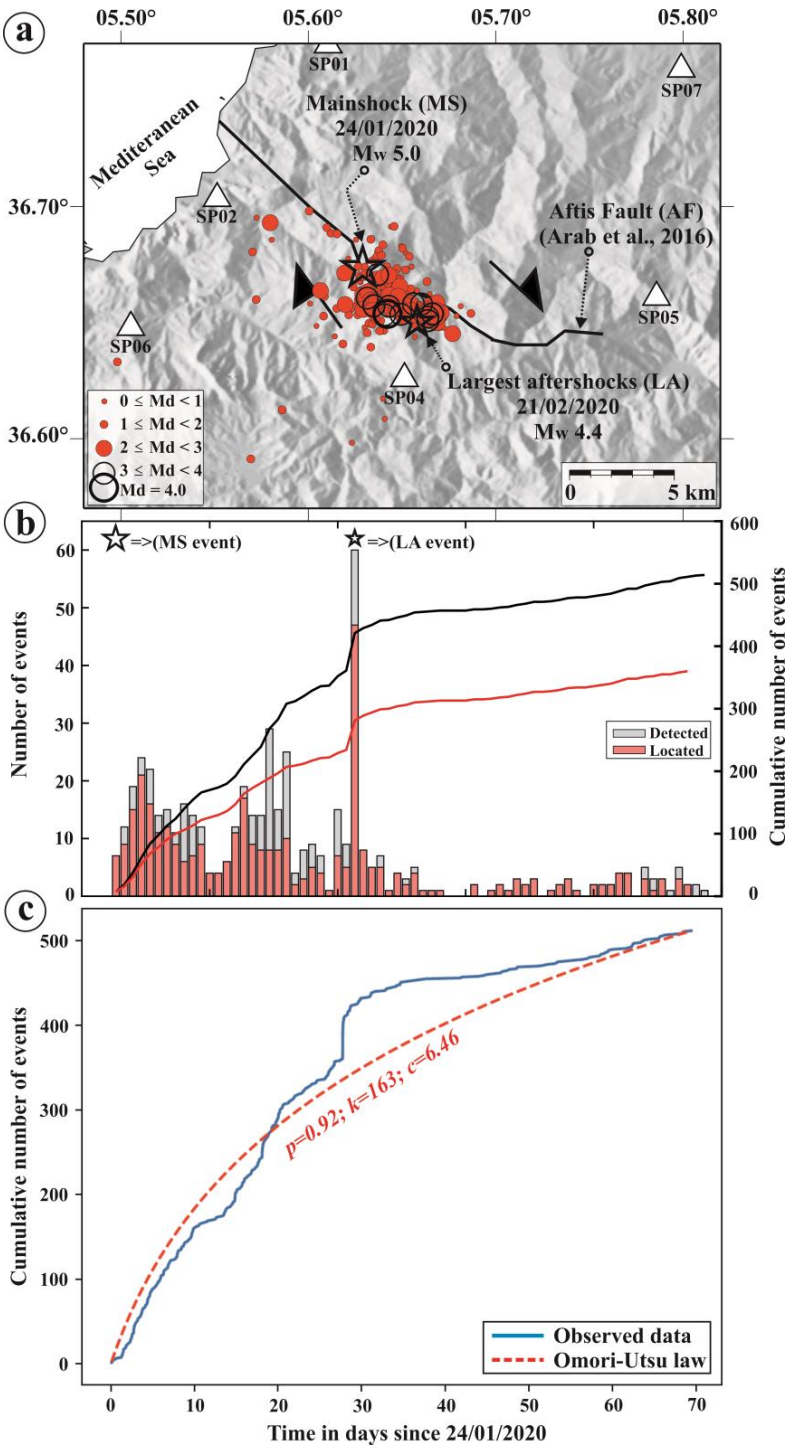


Fig. 6 (a) Horizontal distribution of the 304 accurately located events. The main fault (named in this study as Aftis Fault or AF) is reproduced from Arab et al. (2016). **(b)** Number and cumulative number of detected and located events per days. **(c)** The Omori–Utsu law decay curve for the 2020 El Aouana earthquake and the cumulative number of events recorded with time during 70 days from the occurrence of the January 24, 2020 mainshock. p, k and c are the Omori constants.

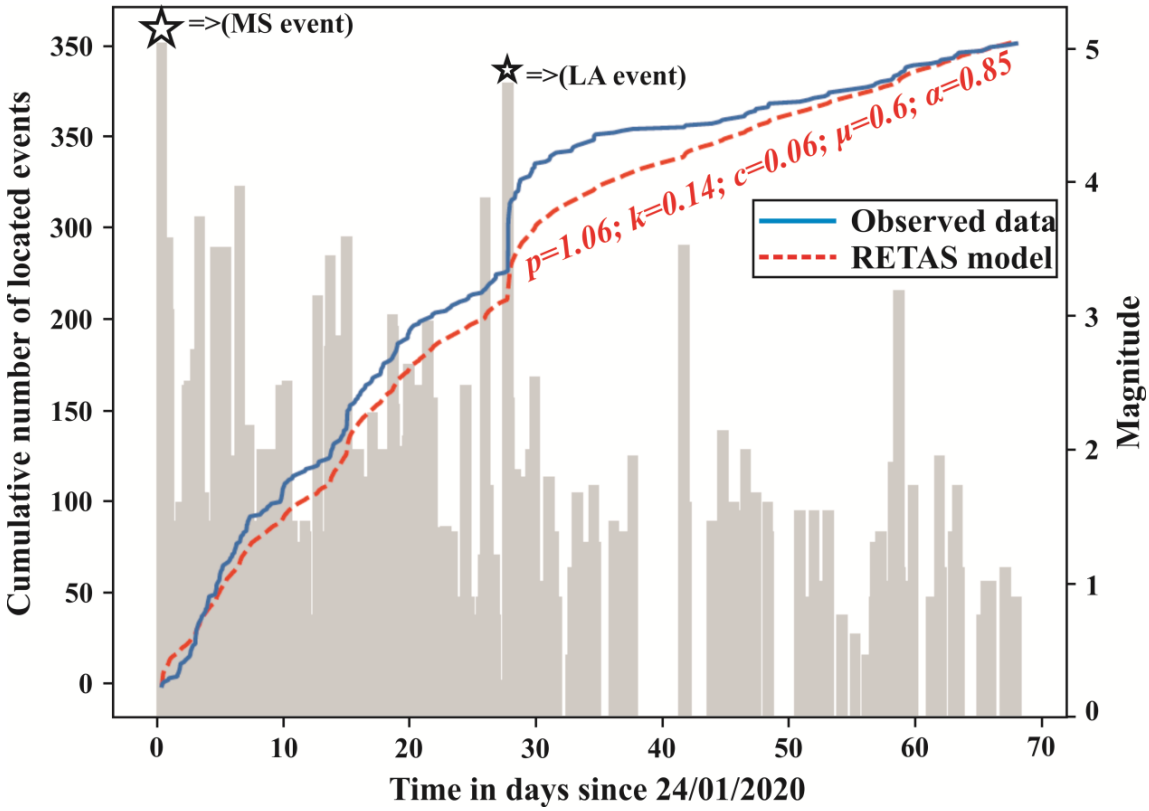


Fig. 7 ETAS best-fit model for the cumulative number of events above magnitude M 2.0 for the 2020 El Aouana earthquake. p, k, α, μ and c are the RETAS constants.

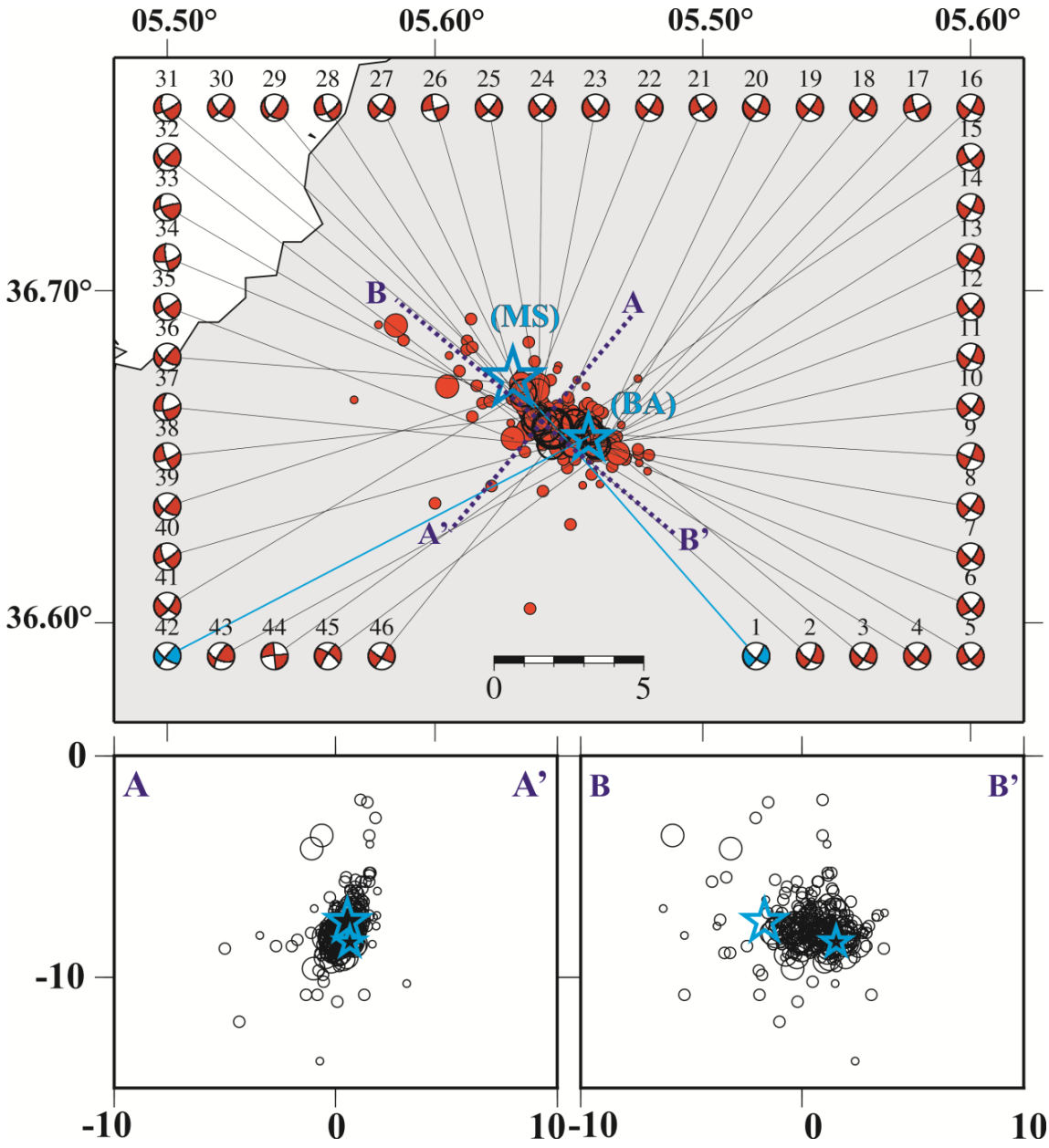


Fig. 8 Horizontal and vertical distributions of the 290 relocated events of the 2020 El Aouana earthquake, showing 46 focal mechanisms of events with M ≥ 2. The focal mechanisms are numbered as in Table 4.

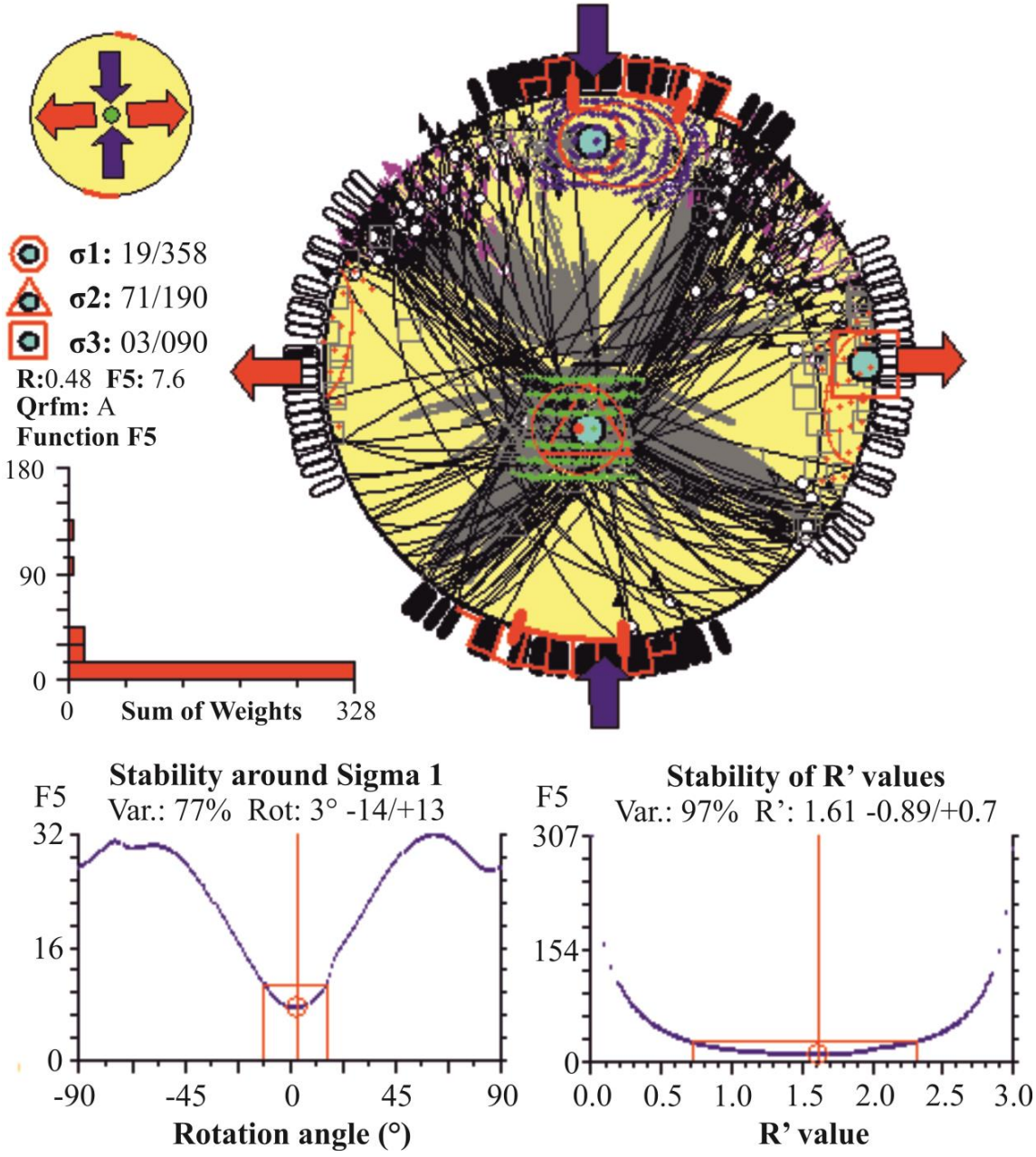


Fig. 9 Stress inversion result showing selected focal planes projected (black lines) onto the lower hemisphere (Schmidt stereographic projections) with the three principal stress axes (σ1: circle, σ2: triangle, and σ3: square) and horizontal stress axes (SHmax: blue arrows and SHmin = green arrows). Stress symbols show the horizontal stress axes. The histogram represents the distribution of the misfit function F5, linearly weighted by the event magnitudes. QRfmt is the Quality Ranking for focal mechanism solutions for stress data records from formal stress inversions.

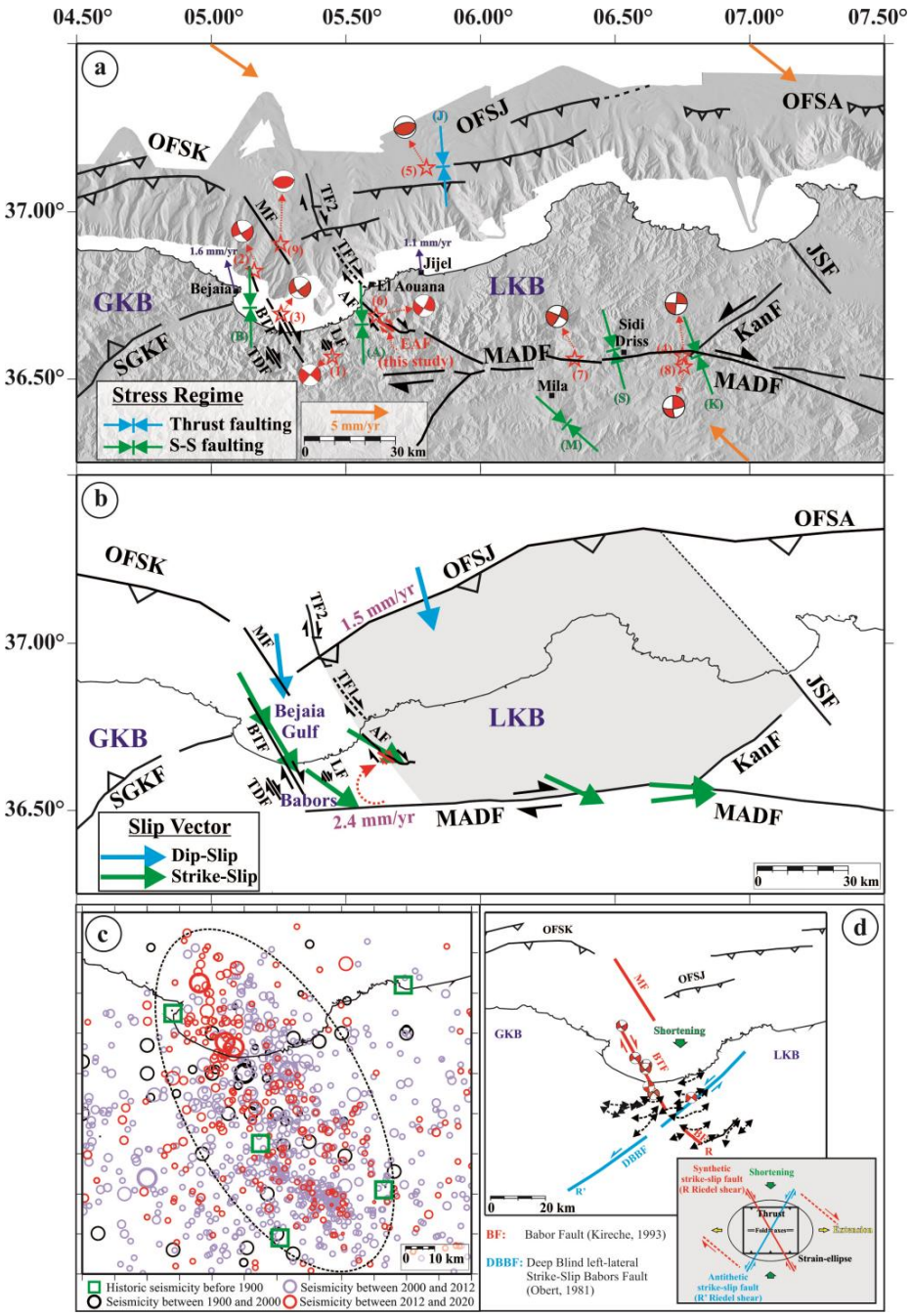


Fig. 10 (a) Seismotectonic map of our study area, displaying the main active faults (inspired from Raoult, 1974; Domzig, 2006; Kherroubi et al., 2009; Vila, 1980; Arab et al., 2016; Boulahia et al., 2021) as well as the focal mechanisms of recent earthquakes of M ≥ 5. Stress symbols represented the S_{Hmax} orientations (B: Bejaia; A: El Aouana; J: Jijel; S: Sidi Driss; K: El Kanteur and M: Mila regions). GPS velocities are shown relative to the Eurasia plate (purple arrows). General plate vector (orange arrows) shown with respect to Eurasia (top) and Nubia (bottom) from Bougrine et al. (2019)**. (b)** Horizontal projections of slip vectors of the main recent events. **(c)** Seismic events were detected in the region from 1900 to 2020, and the largest historical earthquakes (CRAAG catalog) **(d)** Model of the horizontal strain ellipse where R Riedel shear (Riedel, 1929) corresponds to the right-lateral shear zone.

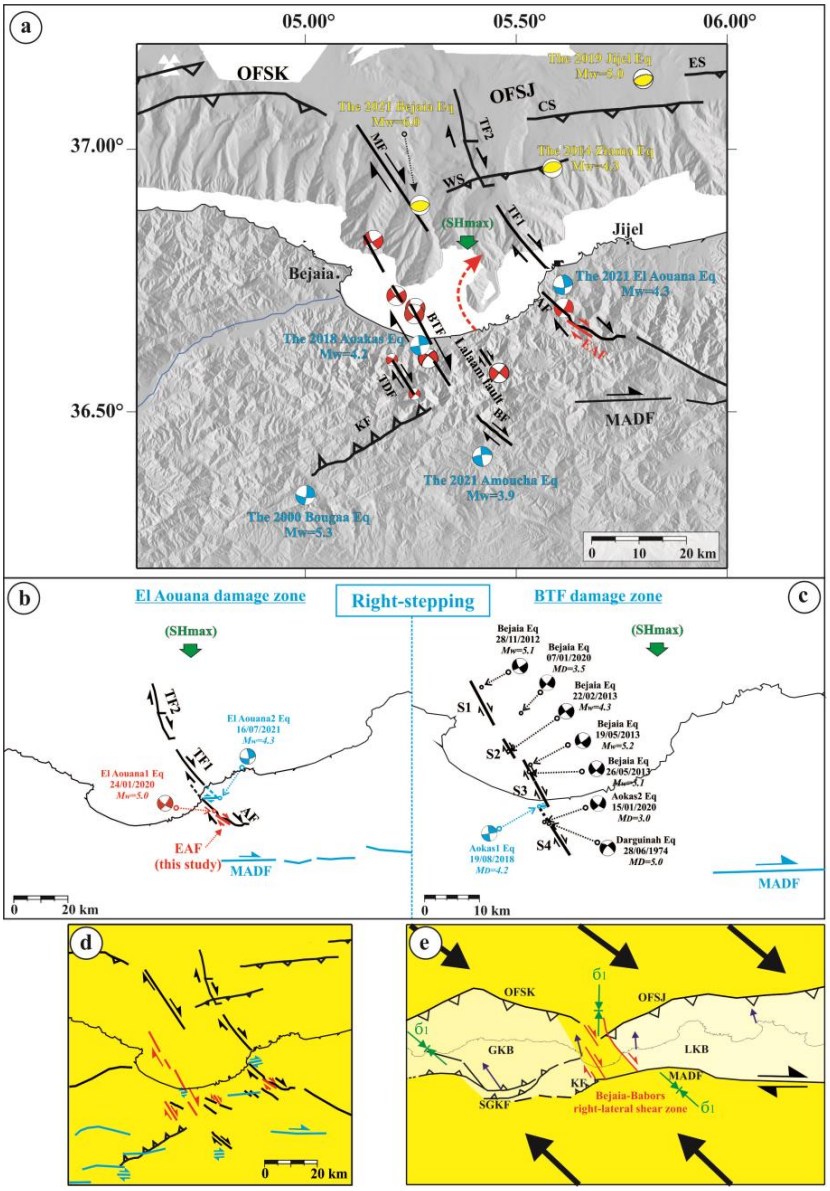


Fig. 11 (a) A schematic map of the current faults pattern supported by recent seismological data. The main active faults (inspired from Raoult, 1974; Domzig, 2006; Meghraoui, 1988, Kherroubi et al., 2009; Vila, 1980; Arab et al., 2016; Abbas et al., 2019; Boulahia et al., 2021). The main focal mechanisms, red represent an NW-SE right-lateral strike-slip faulting, blue represents the ~E-W right-lateral strike-slip faulting, and yellow represent ~E-W thrust faulting. **(b)** The proposed model for the stepover areas of the El Aouana damage zone, and the BTF damage zone **(c)**. **(d)** Summary map of the shear zone. The NE-SW red lines represent the active faults determined by aftershocks distribution and focal mechanisms (Abbes et al., 2019; Boulahia et al., 2021, and this study). The ~E-W right-lateral strike-slip segments in bleu, which are located in the stepover region, are interpreted as preexisting structures. Some E-W-trending lineaments (bleu lines) were also shown, duplicated from Meghraoui's geological map (Meghraoui, 1988). **(e)** The NW-SE Bejaia-Babors dextral shear zone (BTF, TDF, MF, LF, AF, and EAF) in a regional context. GPS velocities are shown relative to the Eurasia plate (purple arrows). Broad arrows represent the general AF-EU plate oblique vectors

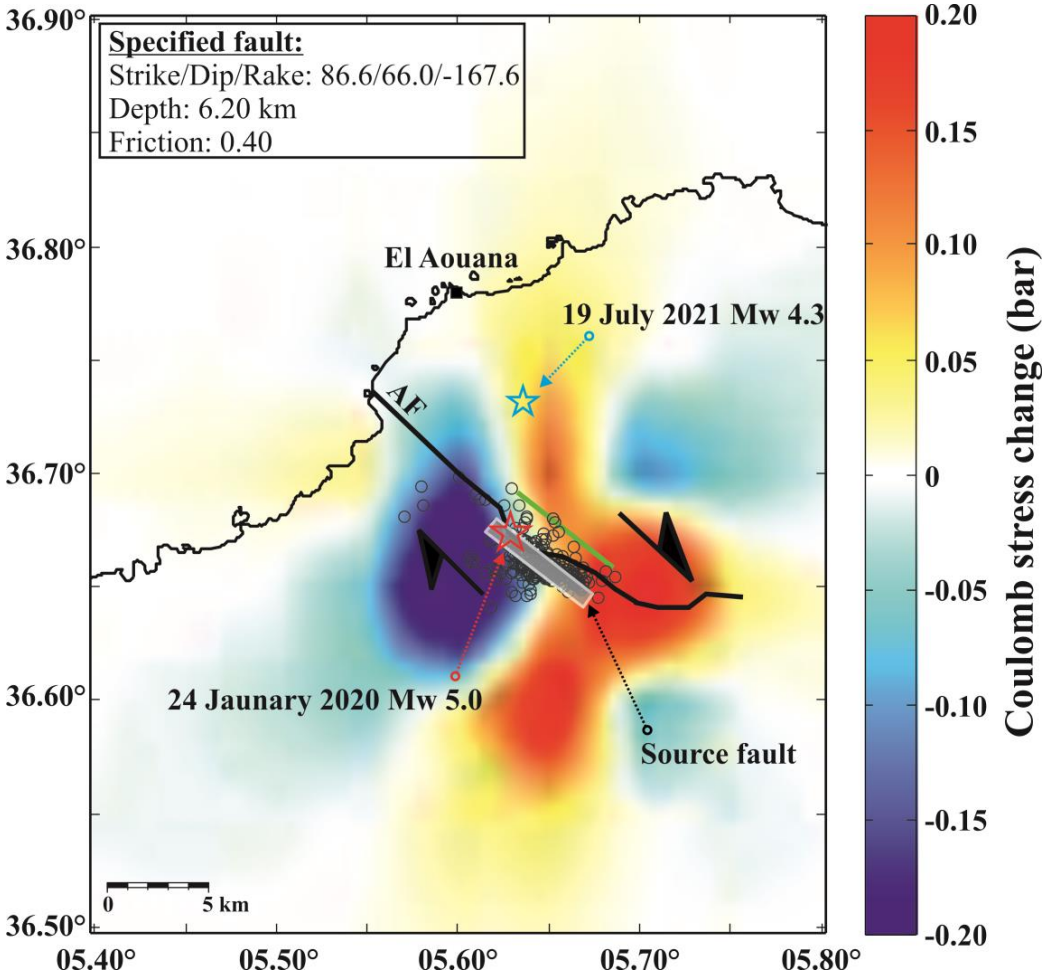


Fig. 12 Coulomb stress change due to the NW-SE fault segment (strike N128°E, dip 74°, rake -168°) on the E-W specified fault segment (strike N87°E, dip 66° to SE, rake -168°).