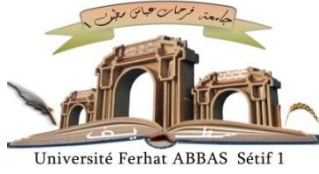


الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



**Université Ferhat ABBAS-Sétif 1**

**Faculté des Sciences**

## **THÈSE**

**Présentée au Département de Physique**

**Pour l'obtention du diplôme de**

**DOCTORAT**

**Domaine : Sciences de la matière**

**Filière: Physique**

**Option: Physique du Globe**

**Par**

**LAMIRI Selma**

## **THÈME**

**Évolution Géodynamique du Bassin Nord-Est Algérien: un  
Modèle de Vitesse 3D Révèle un Flux à Haute Température**

**Soutenue le 29 /06 /2024 devant le Jury :**

<b>BOUKELKOUL Mebarek</b>	<b>Prof</b>	<b>Univ. Ferhat Abbas Sétif 1</b>	<b>Président</b>
<b>RADI Zohir</b>	<b>D.R</b>	<b>CRAAG</b>	<b>Directeur de thèse</b>
<b>LAYADI Khalissa</b>	<b>M.R.A</b>	<b>CRAAG</b>	<b>Co-directrice</b>
<b>BELDJOUDI Hamoud</b>	<b>D.R</b>	<b>CRAAG</b>	<b>Examineur</b>
<b>CHABOU Charaf Moulley</b>	<b>Prof</b>	<b>Univ. Ferhat Abbas Sétif 1</b>	<b>Examineur</b>
<b>MARGHIRITI Lucia</b>	<b>D.R</b>	<b>INGV</b>	<b>Invitée</b>
<b>BOULAHIA Oualid</b>	<b>M.R.B</b>	<b>CRAAG</b>	<b>Invité</b>



## Résumé

L'évolution géodynamique du bassin méditerranéen est intimement liée au mouvement relatif des plaques Afrique et Eurasie à l'unanimité de la communauté scientifique. Bien qu'il paraisse actuellement comme une seule entité, le bassin méditerranéen est composé en réalité de sous bassins d'âges distincts dont le bassin algérien qui est le résultat de la fermeture précoce de l'océan Téthysien dans sa partie occidentale donnant naissance à plusieurs domaines océaniques plus jeunes ouverts depuis l'Oligo-Miocène. Des études portant sur l'évolution géodynamique de ce domaine et particulièrement les études de tomographie ont révélés la présence d'anomalies de faible vitesses montrant la présence de matériau anormalement froid dans l'asthénosphère interprété comme étant la trace de slabs de subduction à l'est et l'ouest du bassin. Cette existence constitue actuellement un point d'interrogation. Il faut noter que ces études ont été menées sans l'apport de données enregistrées par des stations implantées en Algérie. Ce n'est qu'après le déploiement par le CRAAG d'un réseau de stations sismologiques numériques de haute performance à partir de 2007, que l'évolution des études sismologiques sur le bassin algérien et le bassin ouest méditerranéen a connu un tournant majeur. Cela a permis d'étendre le champ d'investigations sismologiques dans cette région par l'application de nouvelles méthodes. Dans le présent travail de thèse, on se propose d'étudier l'existence d'éventuels slabs sous la partie Nord-Est du bassin Algérien en incluant des données du réseau national sismologique afin de contribuer davantage à la caractérisation en profondeur de cette région et contribuer davantage à la compréhension de son évolution géodynamique. Pour cela, nous avons adopté une approche par l'établissement de modèle de vitesse des ondes cisaillement. OÙ à partir d'un modèle 1D puis 3D, nous caractérisons les structures en profondeur allant de 50 à 400 km sous le bassin Nord-Est Algérien. Ces modèles sont obtenues à partir de l'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh à deux stations, étant donné qu'elle est la plus adéquate pour ce type d'investigations. Ces courbes sont extraites à partir d'événements sismiques lointains enregistrés par des stations sismologiques large bande. La cartographie des structures en 3D permet d'identifier les anomalies présentes dans la zone d'étude à partir de la lecture des résultats. Ces derniers, mettent en évidence, deux principaux corps de vitesses parallèles dans la même zone de la même direction (NE-SW). Ainsi, on a trouvé qu'entre 200 et 300 km de profondeur, une anomalie à haute vitesse existe sous le bassin Nord-Est Algérien. En dessous de 350 km, le corps à grande vitesse n'est plus visible. La géométrie du corps à haute vitesse suggère la présence de matériau d'un slab sous le bassin Nord-Est Algérien. Des zones de vitesses plus faibles existent entre 50 et 100 km de profondeur en raison de la présence d'une anomalie thermique et/ou de vitesse causée par un flux à haute température induit dans le manteau en raison de la présence du slab lithosphérique entre 200 et 300 km. Les résultats obtenus sont d'un grand intérêt dans la recherche de sa signature, vu que l'étude est considérée comme étant locale et précise, pour la première fois, par rapport aux études antérieures qui étaient toutes de dimension régionale, et enregistrent un déficit en précisions des résultats de structure profonde.

**Mots clés :** Slab, Géodynamique, Onde de Rayleigh ; Courbe de dispersion ; Technique à deux stations ; Modèle de vitesse des ondes de cisaillement ; Corps de vitesse des ondes de cisaillement ; Bassin Nord-Est Algérien ; Méditerranée occidentale.

## *Abstract*

The geodynamic evolution of the Mediterranean Basin is intimately linked to the relative movement of the African and Eurasian plates, as the scientific community unanimously agrees. Although it currently appears as a single entity, the Mediterranean Basin is actually made up of sub-basins of distinct ages. In its western part, the early closure of the Tethyan Ocean gave rise to several younger oceanic domains open since the Oligo-Miocene, including the Algerian Basin. Studies of the geodynamic evolution of this domain, particularly tomographic studies, have revealed the presence of low velocity anomalies showing the presence of anomalously cold material in the asthenosphere, interpreted as the trace of subduction slabs to the east and west of the basin. The existence of such slabs is currently a question mark. It should be noted that these studies were carried out without the contribution of data recorded by stations located in Algeria. It was only after CRAAG deployed a network of high-performance digital seismological stations from 2007 onwards, that the evolution of seismological studies in the Algerian basin and the western Mediterranean basin underwent a major turning point. This has made it possible to extend the scope of seismological investigations in this region through the application of new methods. In the present thesis, we propose to study the existence of possible slabs beneath the northeastern part of the Algerian basin, including data from the national seismological network, in order to contribute further to the characterization at depth of this region and to the understanding of its geodynamic evolution. To this end, we have adopted a shear-wave velocity model approach, using a 1D and then a 3D model to characterize structures at depths ranging from 50 to 400 km beneath the northeastern Algerian basin. These models are obtained from the inversion of Rayleigh wave dispersion curves with two stations, as this is the most suitable for this type of investigation. These curves are extracted from distant seismic events recorded by broadband seismological stations. 3D structure mapping enables us to identify anomalies in the study area by reading the results. The results highlight two main parallel velocity bodies in the same area and in the same direction (NE-SW). We found that between 200 and 300 km depth, a high-speed anomaly exists beneath the northeastern Algerian basin. Below 350 km, the high-speed body is no longer visible. The geometry of the high-velocity body suggests the presence of slab material beneath the Algerian northeast basin. Lower velocity zones exist between 50 and 100 km depth due to the presence of a thermal and/or velocity anomaly caused by a high-temperature flow induced in the mantle by the presence of the lithospheric slab between 200 and 300 km. The results obtained are of great interest in the search for its signature, given that the study is considered local and precise, for the first time, compared with previous studies, which were all regional in scope, and record a deficit in the precision of deep structure results.

**Keywords:** Slab, Geodynamic, Rayleigh wave Dispersion curve, Two-station technique, Shear wave velocity model, Shear wave velocity body, North-east Algerian basin Western Mediterranean.



## نبذة مختصرة

يرتبط التطور الجيوديناميكي لحوض البحر الأبيض المتوسط ارتباطاً وثيقاً بالحركة النسبية للصفائح الأفريقية والأوراسية، وهذا باتفاق المجتمع العلمي على ذلك. وعلى الرغم من أنه يبدو حالياً كياناً واحداً، إلا أن حوض البحر الأبيض المتوسط يتكون في الواقع من عدة أحواض فرعية ذات أعمار مختلفة. ففي جزئه الغربي، أدى الانغلاق المبكر للمحيط التيثيان إلى ظهور العديد من النطاقات المحيطية الأصغر سناً التي ظلت مفتوحة منذ العصر الأول الميوسيني، بما في ذلك حوض الجزائر. وقد كشفت دراسات التطور الجيوديناميكي لهذا المجال، ولا سيما الدراسات الطموغرافية، عن وجود شذوذات منخفضة في السرعة تظهر وجود مواد باردة بشكل غير طبيعي في الغلاف الوهني، والتي فسرت على أنها أثر ألواح الاندساس إلى الشرق والغرب من الحوض، وهذه لا تزال علامة استفهام في الوقت الحالي. وتجدر الإشارة إلى أن هذه الدراسات أجريت دون دعم من البيانات التي سجلتها المحطات في الجزائر، لكن بعد نشر المركز الجزائري لرصد الزلازل شبكة من المحطات الزلزالية الرقمية عالية الأداء في عام 2007، حدث تطور في الدراسات الزلزالية للحوض الجزائري والحوض الغربي للبحر الأبيض المتوسط. وقد أتاح ذلك توسيع مجال الدراسات الزلزالية في هذه المنطقة من خلال تطبيق أساليب جديدة. في هذه الأطروحة، نقترح دراسة وجود ألواح محتملة تحت الجزء الشمالي الشرقي من الحوض الجزائري من خلال تضمين بيانات من الشبكة الوطنية للزلازل من أجل المساهمة في تحديد خصائص هذه المنطقة في العمق وفهم تطورها الجيوديناميكي. وتحقيقاً لهذه الغاية، اعتمدنا نهجاً يقوم على إنشاء نموذج لسرعة موجات القص. وباستخدام نموذج أحادي الأبعاد ثم نموذج ثلاثي الأبعاد، قمنا بتوصيف البنى على عمق يتراوح بين 50 و400 كم تحت الحوض الشمالي الشرقي الجزائري. يتم الحصول على هذه النماذج انطلاقاً من عكس منحنيات تشتت موجات رايلي باستعمال محطتين، حيث أن هذا هو الأنسب لهذا النوع من التحقيقات. تُستخرج هذه المنحنيات من الأحداث الزلزالية البعيدة المسجلة بواسطة محطات زلزالية عريضة النطاق. ومن خلال رسم خرائط الهياكل ثلاثية الأبعاد، يمكن تحديد الحالات الشاذة الموجودة في منطقة الدراسة من النتائج. وتظهر هذه المنحنيات جسمين رئيسيين متوازيين للسرعة في نفس المنطقة وفي نفس الاتجاه (شمال شرق-غرب). وجدنا أنه بين عمق 200 و300 كم، يوجد شذوذ عالي السرعة تحت الحوض الشمالي الشرقي الجزائري. تحت عمق 350 كم، لم يعد الجسم عالي السرعة مرئياً. تشير هندسة الجسم عالي السرعة إلى وجود مادة بلاطة تحت حوض شمال شرق الجزائر. توجد مناطق سرعة منخفضة بين عمق 50 و100 كم بسبب وجود شذوذ حراري و/أو شذوذ في السرعة ناتج عن تدفق درجة حرارة عالية مستحثه في الوشاح بسبب وجود لوح الغلاف الصخري بين 200 و300 كم. والنتائج التي تم الحصول عليها ذات أهمية كبيرة في البحث عن توقيتها، نظراً لأن الدراسة تعتبر محلية ودقيقة، لأول مرة، مقارنة بالدراسات السابقة التي كانت كلها إقليمية في نطاقها، وتفتقر إلى الدقة فينتائج البنية العميقة.

**الكلمات المفتاحية:** منحنى التشتت موجة رايلي، تقنية محطتين، نموذج سرعة موجة القص، جسم سرعة موجة القص، حوض شمال شرق الجزائر، غرب البحر الأبيض المتوسط.

## **Remerciements**

*Avant tout, je remercie "ALLAH" le tout puissant pour m'avoir accordé la réussite, la santé, la volonté et le courage pour arriver à accomplir ce travail.*

*Je tiens également à exprimer ma gratitude à mes parents, ma mère et mon père **Mr. LAMIRI Taher**, et mes frères pour leur aide et leur soutien inconditionné tout au long de mes études.*

*Je remercie fortement **Mr. RADI Zohir** mon directeur de thèse pour sa disponibilité, sa patience, sa confiance qu'il m'a accordée ainsi que pour sa précieux conseils et orientations afin de mener à bien le présent travail de thèse.*

*Je remercie énormément messieurs les membres du jury : **Mr. BOUKELKOUL Mebarek** président, **Mr. BELDJOUDI Hamoud** Directeur du CRAAG, **Mr. CHABOU Charaf Moulley**, **Mme. MARGHIRITI Lucia** et **Mr. BOULAHIA Oualid**, qui ont bien voulu accepter de m'honorer à examiner et évaluer ce modeste travail que je souhaite être à la hauteur de leurs attentes.*

*Je remercie également tous les professeurs qui ont contribué à notre formation, en particulier, ceux de la faculté des Sciences de l'université Ferhat Abbes-Sétif-1- et le Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique (CRAAG) en particulier ceux de la station de Sétif. Je remercie également **Mr. GUETTOUCHE Salim** de la station CRAAG de Constantine, **Mr. ABACHA Issam** et **Mr. MEZIAN Mohand** de la station de Sétif pour leur contribution.*

*Je remercie **Mme. MARGHIRITI Lucia** et **Mr. DOUMAZ Fawzi** de m'avoir offert l'opportunité de réaliser un stage de rechercher en Italie au centre de recherche INGV (Institut National de Géophysique et de Volcanologie). Leur soutien a été très précieux pour moi et a contribué à l'avancement de ma thèse. Je tiens également à remercier le directeur et tous les chercheurs de l'INGV pour leur encadrement et leurs conseils tout au long de mon séjour.*

*Enfin, je remercie tous mes collègues, pour leur soutien moral, pour leurs encouragements dont j'avais tant besoin et tous ceux qui ont contribué de loin ou de près à la réalisation de ce travail.*

## Sommaire

<i>Introduction Générale</i>	<b>14</b>
------------------------------	-----------

### **Chapitre 1:**

#### **Cadre d'étude régional**

<b>1.1</b>	<b><i>Introduction</i></b>	<b>19</b>
<b>1.2</b>	<b><i>Cadre géodynamique régional de la Méditerranée</i></b>	<b>19</b>
1.2.1	<i>La convergence Afrique (Nubie)-Eurasie</i>	19
1.2.2	<i>Evolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale</i>	21
<b>1.3</b>	<b><i>Contexte géologique et les séismes majeur du nord de l'Algérie</i></b>	<b>24</b>
<b>1.3.1</b>	<b><i>Différent unités géologiques du nord de l'Algérie</i></b>	<b>24</b>
1.3.1.1	<i>Les Kabyliques</i>	24
1.3.1.2	<i>Les nappes de flyschs</i>	25
1.3.1.3	<i>Les nappes telliennes</i>	25
1.3.1.4	<i>L'Atlas intra-continentale</i>	25
<b>1.3.2</b>	<b><i>Les séismes majeurs dans le nord de l'Algérie (&gt;5)</i></b>	<b>26</b>
<b>1.4</b>	<b><i>Les forces motrices du mouvement des plaques</i></b>	<b>27</b>
<b>1.5</b>	<b><i>Conclusion</i></b>	<b>30</b>

### **Chapitre 2 :**

#### **Contexte Géodynamique de la Marge Algérienne**

<b>2.1</b>	<b><i>Introduction</i></b>	<b>33</b>
<b>2.2</b>	<b><i>Etat d'art de travaux et études portant sur la région d'étude</i></b>	<b>33</b>
2.2.1	<i>L'étude de Spakman and Wortel (2004)</i>	33
2.2.2	<i>L'étude de Fichtner and Villaseñor (2015)</i>	34
2.2.3	<i>L'étude de Van Hinsbergen et al. (2014)</i>	36
2.2.4	<i>L'étude de Peral et al. (2022)</i>	37
2.2.5	<i>L'étude d'El-Sharkawy et al. (2020)</i>	39

2.2.6	<i>L'étude de Radi and Yelles-Chaouche (2022)</i>	40
2.2.7	<i>L'étude de Radi et al. (2023)</i>	42
2.3	<b>Synthèse sur le Moho dans la zone d'étude</b>	42
2.4	<b>Conclusion</b>	44

### **Chapitre 3:**

#### **Méthodologie Adoptée et Traitement des Données**

3.1	<b>Introduction</b>	47
3.2	<b>Présentation du réseau de stations sismologiques sélectionné</b>	47
3.2.1	<i>Réseau ADSN</i>	47
3.2.2	<i>Les stations hors ADSN</i>	49
3.2.3	<i>Catalogue des données :</i>	50
3.3	<b>L'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh</b>	51
3.3.1	<i>Théorie de la dispersion et d'atténuation</i>	51
3.3.1.1	<i>La propagation des ondes de Rayleigh dans un demi-espace</i>	52
3.3.1.2	<i>Les solutions des équations d'ondes</i>	53
3.3.1.3	<i>L'équation de dispersion</i>	54
3.3.1.4	<i>La vitesse de phase d'onde de Rayleigh et la vitesse de cisaillement (<math>V_s</math>)</i>	57
3.3.2	<i>Détermination de la vitesse du cisaillement (<math>V_s</math>) par l'analyse des ondes de Rayleigh</i>	59
3.3.2.1	<i>Mesure de la dispersion</i>	60
3.3.2.2	<i>Inversion des vitesses de phase pour l'obtention du modèle de vitesses d'ondes de cisaillement</i>	69

### **Chapitre 4:**

#### **Résultats et Discussion**

4.1	<b>Introduction</b>	72
4.2	<b>Résultats et discussion</b>	72
4.2.1	<i>Courbes de dispersion des vitesses de groupe et de phase</i>	72
4.2.2	<i>La profondeur de la sensibilité de Kernels</i>	73
4.2.3	<i>1D-Modèles de vitesses de cisaillement (<math>V_s</math>) de différente paire</i>	75

4.2.4	<i>Interpolation des modèles</i>	75
4.2.5	<i>Résultats de la tomographie sismique</i>	76
4.2.6	<i>L'anisotropie sismique</i>	78
<b>4.3</b>	<b><i>Comparaison avec d'autres modèles existants</i></b>	<b>79</b>
4.3.1	<i>Modèle de Fichtner and Villaseñor en 2015</i>	79
4.3.2	<i>Modèle d'El-Sharkawy et al, (2020)</i>	80
4.3.3	<i>Modèle de Peral et al, (2022)</i>	82
<b>4.4</b>	<b><i>Conclusion</i></b>	<b>82</b>

## ***Annexe***

<i>Geodynamic evolution of north-east Algerian basin: 3D velocity model Reveals high-temperature flow</i>	98
---	----

## Liste des Figures

**Figure 1.1.** Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie ; modifié d'après Nocquet, 2002..... 20

**Figure 1.2.** Les vitesses prédites par des différents modèles sur l'ensemble de la frontière de plaques basées sur des modèles géologiques (mouvement moyenne sur 3.16 Ma) et géodésiques (Argus et al. 1989; DeMets et al. 1990, 1994, 2010; Calais et al. 2003; Fernandes..... 20

**Figure 1.3.** Carte tectonique schématique de la Méditerranée occidentale montrant les différents bassins et ceintures orogéniques. EBT = faille transformant d'Emile Baudot; LPB = bassin liguro-provençal; VB = Bassin Valence; NBTZ = zone transformant des Baléares (modifiée d'après Van Hinsbergen et al., 2014). ..... 21

**Figure 1.4.** Reconstruction cinématique du bassin méditerranéen occidental entre 30 et 5 Ma, dans le contexte de l'évolution de la Méditerranée occidentale. Les lettres représentent : Al pour Alboran, Ca: Calabre, C: Corse, EAB pour le bassin oriental algérien, G pour l'île Galite, Ka: Kabylie, LPB: liguro-provençal bassin, Pe : Peloritani, S: Sardaigne, T: Téthys, Ty pour la mer Tyrrhénienne et WAB pour le bassin occidental algérien. Les lignes rouges marquent l'emplacement des lignes sismiques grand-angle SPIRAL. La reconstruction cinématique du bassin occidental algérien provient de Medaouri et al. (2014). ..... 22

**Figure 1.5.** Evolution cinématique de la Méditerranée occidentale. (A) Reconstitution de la Téthys alpine occidentale basée sur la quantité de lithosphère subduite et la géométrie du slab roll-back (B) Migration vers l'Est et vers l'Ouest des fragments de slab (modifiée d'après Spakman and Wortel, 2004). ..... 23

**Figure 1.6.** Les différentes unités géologiques des Maghrebides (Domzig, 2006). ..... 25

**Figure 2.1 :** Une coupe parallèle du modèle de vitesse BS2000 d'ouest en est à travers la marge africaine. Les lignes en pointillés dans la coupe en bas représentent les discontinuités du manteau à des profondeurs de 410 et 660 km. L'anomalie positive identifie le slab de l'est de l'Algérie (modifiée d'après Spakman and Wortel, 2004). ..... 34

**Figure 2-2 :** Cartographie montrant l'orientation des segments de slabs dans le sud de la Méditerranée occidentale, modifiée d'après Fichtner and Villaseñor (2015). Les trois lignes en pointillés marquent les possibles segments du système de slabs dans la zone Alboran- Afrique (W-E segments) respectivement. ..... 35

**Figure 2-3:** Tomographie de variation relative d'anomalie Vs modifiée d'après Fichtner and Villaseñor (2015) le long de la coupe transversal CC' à travers le bassin algérien. ..... 36

**Figure 2-4:** (a) Carte simplifiée montrant les positions des slabs extrait du résultat d'une section transversale de la tomographie sismique du modèle UU-P07 (Amaru, 2007; van der Meer et al., 2010) à une profondeur de 335 km, à travers la méditerranée occidentale. (b) Une coupe transversal à travers la Kabylie (modifiée d'après Van Hinsbergen et al (2014)). .....37

**Figure 2-5:** Projection de la configuration du modèle sur la carte actuelle de la méditerranéenne occidentale, indiquant la position de côte africaine il y a 36 Ma selon Macchiavelli et al. (2017), représentée en ligne brown. Les flèches bleue et rouge représentent les directions de subduction des segments Téthys-Algérien et Alboran.(modifiée d'après Peral et al., 2022). .....38

**Figure 2-6:** Coupe verticale à travers le modèle MeRE2020. À gauche, la localisation du profil CC' sur la carte géographique. À droite, la perturbation des anomalies de vitesse des ondes de cisaillement avec la profondeur. La topographie (élévation) est tracée le long du profil CC' au-dessus de la section de la tomographie (modifiée d'après El-Sharkawy et al., 2020). .....39

**Figure 2-7 :** Carte simplifiée montrant la localisation et le type de segment de slab kabyle dans le manteau supérieur jusqu'à une profondeur de 300 km. Les couleurs rouge foncé et clair indiquant deux catégories de slab: slab attachée et un morceau de slab séparé de cette dernière, appelé slab détachée (modifiée d'après El-Sharkawy et al., 2020). .....40

**Figure 2-8:** Variations relatives d'anomalie Vs à des profondeurs de 80 à 110 km (modifiée d'après Radi and Yelles-Chaouche, 2022). .....41

**Figure 3-1 :** Carte du réseau sismologique permanent Algérien (ADSN), montre les Répartition des stations sismiques (modifiée d'après Yelles-Chaouche et al., 2022). Les différentes couleurs des triangles représentent les différents types des stations...48

**Figure 3-2 :** Différents types de stations sismologiques constituant le réseau ADSN avec les étapes d'acquisition de données en temps réel depuis la station sismologique jusqu'au centre de données à Bouzaréah (modifiée d'après Radi, 2016). .....49

**Figure 3-3:** (a) Répartition géographique des stations large bande BB utilisées dans cette étude (dans et hors ADSN). (b) Noms des régions de stations. ....50

**Figure 3-4 :** Organigramme de la théorie de dispersion des ondes de Rayleigh (les équations est modifié d'après Aki and Richards, 2002; Corchete, 1990). .....51

**Figure 3-5:** Schéma représentant le plan de propagation de l'onde Rayleigh (surface libre en deux dimensions) (modifiée d'après Aki and Richard., 2002). .....52



**Figure 3-7:** Différentes méthodes adoptées dans la tomographie des ondes de surface : (a) Technique à une station ; (b) Technique à deux stations (modifiée d'après Yao et al., 2006). ..... 61

**Figure 3-8:** Schéma résume les cinq conditions qui doivent être remplies dans la méthode à deux stations. .... 62

**Figure 3-9:** Schéma représentant le trajet pour la méthode des deux stations. Le cercle représente l'événement, tandis que les deux triangles représentent les stations. Les angles  $\alpha$  et  $\beta$  ne doivent pas être trop importants pour garantir que les stations et source soient proches sur le même trajet (modifiée d'après Yao et al., 2006). ..... 63

**Figure 3-10:** les trajets entre chaque paire de stations pour couvrir toute la région d'étude. .... 64

**Figure 3-11:** Affichage de sortie du programme d'Hermann (2013) des analyses en filtrage multiple (MFT). Le graphique de gauche montre l'amplitude spectrale en fonction de la période. Le graphique de droite montre la vitesse du groupe ( $U$ ) en fonction de la période. L'énergie présente dans chaque séismogramme filtré est indiquée par la couleur (rouge=plus grand énergie). Les carrés blancs au centre du contour de couleur rouge a été sélectionné manuellement et correspondent à l'énergie maximale et représentent la dispersion de vitesse de groupe. Les carrés noirs sont des arrivées de formes d'onde secondaire. Données provenant d'un séisme (01-09-2021; 13 :50 :13 ;  $M_d=5.9$ ) enregistrées par la paire-stations CDSN et CASM. .... 66

**Figure 3-12:** Courbe de dispersion de vitesse de groupe extrait de la paire-stations CDSN et CASM. La courbe de dispersion mesurée est indiquée sur le graphique de l'amplitude spectrale à gauche et sur le diagramme vitesse de groupe-période à droit. .... 67

**Figure 3-13:** Décalage temporel des formes d'onde entre deux stations. Les mêmes formes d'onde enregistrées aux stations 1 et 2, à une certaine distance l'une de l'autre. L'axe horizontal représente le temps et l'axe vertical représente l'amplitude. La station 1 étant plus proche de l'événement, elle reçoit l'arrivée avant la station 2. Le décalage temporel déplace la forme d'onde le long de l'axe temporel jusqu'à aligner les pics. Après l'application du décalage temporel, les deux traces sismiques sont intégrées et chaque mode dans les deux formes d'onde est additionné. La flèche bleue indique qu'un changement s'est produit, et c'est le décalage temporel (time shift) entre le premier mode du signal (la couleur du signal gris) et le noir (la position de la forme d'onde après l'application du décalage temporel). ..... 68

**Figure 3-14:** Courbe de dispersion de la vitesse de phase. Diagramme de dispersion affichant la vitesse de phase (km/s) en fonction de la période (s). La plus grande énergie (zone rouge est la plus large), tandis que les formes d'onde qui sont légèrement désalignées produisent des énergies légèrement plus petites (zones rouges plus petites). L'énergie présente dans chaque séismogramme filtré est indiquée par la couleur (rouge=plus grand énergie). Les carrés blancs au centre du contour rouge



ont été sélectionnés manuellement et correspondent à l'énergie maximale et représentent la dispersion de vitesse de phase en fonction de la période. Alors que les carrés noirs indiquent les formes d'onde qui sont légèrement désalignées produisant des énergies légèrement plus petites (zones rouges plus petites et désalignées). ..... 69

**Figure 3-15:** Profil de vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) pour la paire de stations CDCN-CASM. Sur le schéma à gauche, la profondeur (km) est représentée sur l'axe vertical et  $V_s$  (km/s) sur l'axe horizontal. La ligne rouge solide représente les données obtenues après inversion, tandis que la ligne bleue en pointillés illustre le modèle initial utilisé (AK135) pour l'inversion. À droite, le graphique montre la vitesse de phase (km/s) en fonction de la période (s). Les cercles noirs représentent les données observées, tandis que la ligne rouge dénote la dispersion modélisée, soulignant le fit entre les données et le modèle AK135. .... 70

**Figure 4.1.** Résultats des différentes étapes de notre méthode utilisée dans cette étude afin d'extraire les vitesses groupe. .... 73

**Figure 4.2.** Résultats des différentes étapes de notre méthode utilisée dans cette étude afin d'extraire les vitesses de phase et d'obtenir le modèle 1D de la vitesse de cisaillement ( $V_s$ ). .... 73

**Figure 4.3.** Variation de la sensibilité à la profondeur des vitesses de phase des ondes de Rayleigh ( $dc/dV_s$ ) pour 30 à 160 s inversées en utilisant le modèle initial ak135 de Kennett et al., 1995. .... 74

**Figure 4.4.** Exemples des 1D-Modèles de vitesses de cisaillement ( $V_s$ ) de différente paire obtenue après le processus d'inversion. .... 75

**Figure 4.5.** Distribution des données des  $V_s$  pour établir une tomographie de la vitesse  $V_s$  sous la région d'étude. .... 76

**Figure 4.6.** Carte de la structure de la vitesse des ondes de cisaillement 2D obtenue par inversion de la courbe de dispersion de la vitesse de phase moyenne à une profondeur allant de 50 à 400 km, ainsi que la localisation des stations dans la zone d'étude, délimité par le carré jaune dans la figure 2 (a) précédente. .... 77

**Figure 4.7.** (a) schéma représentant le principe de l'anisotropie sismique. (b) montre la distribution spatiale en 3D du temps de retard,  $dt$ , résultant des mesures d'anisotropie dans la zone sélectionnée. Les résultats sont tirés de Radi et al. (2023) et de la base de données Shear Wave Splitting Product Query. La ligne bleue représente la direction du corps de vitesse situé dans une zone avec des directions d'anisotropie sismique très dispersées entre la station VSL en Sardaigne au nord-est et les stations ABZH, ATKJ et CASM en Algérie au sud-ouest. .... 79

**Figure 4.8.** La comparaison entre notre model et modèle de Fichtner and Villaseñor en 2015. .... 80

**Figure 4.9.** Comparaison entre le modèle d'El-Sharkawy et al, 2020 (a) et notre modèle de tomographie (b). ..... 81

**Figure 4.10.** Comparaison entre le modèle de Peral et al, 2020 (a) et notre modèle de tomographie (b). ..... 82

### Liste de tableaux

**Tableau 1-1.** Nombreux séismes important de magnitude supérieure de cinq dans le nord de l'Algérie. \_\_\_\_\_ 26

**Tableaux 2-1:** les valeurs de profondeur de Moho, selon des travaux antérieurs déjà publiés sur le Nord de l'Algérie \_\_\_\_\_ 44

**Tableau 3-1:** Valeurs de la vitesses des ondes de Rayleigh ( $V_R$ ) et de  $\zeta$  (représenté par le rapport entre la vitesse des ondes de Rayleigh ( $V_R$ ) et des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) au carré) correspondant à certaines valeurs de coefficient de Poisson ( $\sigma$ ), ainsi que les relations entre les valeurs de  $q$ , la longueur d'onde ( $\lambda$ ) et le coefficient de cisaillement ( $\mu$ ) (d'après Vallina et al., 2018). \_\_\_\_\_ 57

**Tableau 4-1.** La géométrie du corps à haut vitesse (profondeur, longueur et largeur) \_\_\_\_\_ 78

# **Introduction Générale**

## **Introduction Générale**

La compréhension de l'histoire de l'évolution géodynamique d'une région donnée de la surface de la Terre ainsi que les différents facteurs intervenants dans ces processus très complexes passent inévitablement par la détermination de la structure interne sous cette région. Dès lors, l'utilisation des ondes sismiques représente le choix idéal pour mener des investigations sur l'intérieur de la Terre. En effet, elles sont de parfaits messagers de celui-ci vu qu'elles apportent avec elles des informations cruciales sur les milieux qu'elles traversent. Ainsi, cela permet d'appréhender des phénomènes se produisant très loin à l'intérieur de la Terre ayant été initiés des milliers d'années auparavant.

L'histoire et l'évolution du bassin méditerranéen en particulier la partie occidentale continue à susciter un débat parmi les scientifiques. Ceci vient du fait qu'elles sont liées à l'histoire du mouvement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie et de l'océan qui les sépare. Aussi, avec ses marges sud-européennes (Bétique, Peloritain, Calabraise et Alpines) et nord-africaines (Rif et Kabylie), la région méditerranéenne occidentale partage certains domaines géologiques du bloc disparu de l'ALKAPECA. L'étude de Hamai et al. (2015) du projet SPIRAL est considérée comme la première analyse locale visant à mettre en évidence la structure profonde de la marge algérienne, les auteurs concluent que l'infiltration de la lithosphère océanique est possible et que l'anomalie thermique sous la marge continentale est très probablement causée par le détachement d'une plaque dans le manteau.

Il y a 17-13 Ma, la Kabylie est entrée en collision avec la paléomarge algérienne à la suite de la convergence Afrique-Europe (Peral et al., 2022). Après la collision, la rupture de la plaque s'est produite sous la paléomarge algérienne. Selon Spakman et Wortel (2004) et Fichtner et Villaseñor (2015), ce slab (dit Slab africain, qui s'est fragmenté en deux segments) se déplace vers le nord en raison d'une déchirure verticale de détachement (Carminati et al. 1998) et pourrait s'être transformée en faille-lithosphère, qui elles sont le résultat des forces tectoniques complexes à l'œuvre le long de la marge africaine.

L'étude de Van Hinsbergen et al. (2014), met en évidence l'existence de trois anomalies distinctes de slabs subductés sous les régions d'Alboran, les Kabylides et

de la Calabre-Apennins, qui se sont séparés les uns des autres, tandis que des zones d'anomalies apparaissent à 335 km de profondeur.

Ainsi, on se propose dans la présente thèse d'apporter une preuve de plus quant à l'existence ou non d'un slab en détachement et d'essayer d'affiner si c'est possible sa géométrie et sa structure. Pour cela, il existe de multiples méthodes théoriques et expérimentales se basant sur des approches différentes afin de dresser des modèles de structure à partir des paramètres fondamentaux tels que la pression, la température, la densité ou de vitesse des ondes sismiques.

Comme nous l'avons souligné plus haut, l'analyse des ondes sismiques est un outil puissant dans l'exploration interne de la Terre particulièrement celles générées par les séismes lointains, dits télé-séismes. En particulier, l'analyse des courbes de dispersion des ondes de surfaces phase Rayleigh. En effet, celles-ci sont la partie la plus reconnaissable d'un sismogramme surtout le long des trajectoires entre la source sismique et la station sismologique. Aussi, en raison de leur omniprésence dans les données, ils constituent un choix évident pour l'étude de la structure de vitesse des ondes de cisaillement principalement près de la surface. L'application de l'analyse des ondes de Rayleigh permet d'obtenir les vitesses absolues des ondes S pour en déduire la tomographie d'une région. Elle présente l'avantage d'imager le milieu avec un bon compromis entre résolution verticale et horizontale et s'avère également mieux que la tomographie télé-sismique par les ondes de volume.

Cette méthode est basée sur une approche à fréquence (tracé de rais en deux dimensions) et qui prend en compte la déviation des rais (séisme-capteur) par des hétérogénéités de vitesse à l'extérieur de la région d'étude. Cette méthode a l'avantage d'être robuste et rapide car elle utilise la phase des inter-corrélogrammes du mode fondamental de l'onde de Rayleigh entre deux stations sismologiques. Cette technique a prouvé son efficacité dans plusieurs contextes géologiques à travers le globe.

Pour la première fois en Algérie, avec la disponibilité de données recueillies à partir des stations large bande du réseau national de surveillance sismique numérique (Algerian Digital Seismological Network ; ADSN), j'ai proposé un nouveau modèle de tomographie pour le manteau supérieur du bassin NE Algérie, jusqu'à 400 km de profondeur. En utilisant la méthode des deux stations, et extrait l'inversion des courbe

de dispersion de vitesse de phase interstation. J'ai détecté le slab NE algérien, et prouvé que son existence et son détachement dans la direction NE-SW. Ce résultat aide à la compréhension de la géodynamique de la méditerranée occidentale.

La présente thèse s'articulera autour de 4 chapitres qui peuvent être résumé comme suit :

**Chapitre 1 :** le premier chapitre induit le cadre d'étude régional en exposant le synthèse du contexte géodynamique des plaques Africaine et Eurasiatique, l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale, ainsi que le contexte géologique et les séismes majeur du nord de l'Algérie.

**Chapitre 2 :** Dans ce chapitre, nous essayeront de dresser un état d'art des différents travaux et études portant sur le contexte géodynamique de la marge algérienne, l'intégrant dans l'évolution de la Méditerranée Occidentale. Aussi, on y présentera la synthèse de la profondeur de Moho.

**Chapitre 3 :** Dans ce chapitre, sont exposées les différentes méthodes d'acquisition et d'analyse des données exploitées dans cette thèse. Nous présentons d'abord, le réseau des stations sismologiques (algériennes et internationales), données exploitées, suivi d'un exposé des différentes techniques utilisées pour le traitement des données télé-séismes enregistrés par ce réseau. La méthode appliquée dans cette étude est bien détaillée dans ce chapitre.

**Chapitre 4 :** dans le quatrième chapitre, les résultats obtenus sont présentés et discutés. Cela inclut l'interprétation par rapport aux les études antérieures mentionnées dans le deuxième chapitre, et mise en évidence les nouvelles découvertes.

Nous terminons par une conclusion générale, renfermant une synthèse des résultats obtenus placés dans le contexte géodynamique régional, et une présentation des perspectives importantes qu'ouvre ce travail. De plus, j'ai inclus mon article dans la section Annexe.

***Chapitre 1:***

*Cadre d'étude régional*

## **Chapitre 1:**

### **Cadre d'étude régional**

<b>1.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>19</b>
<b>1.2</b>	<b>Cadre géodynamique régional de la Méditerranée</b>	<b>19</b>
1.2.1	La convergence Afrique (Nubie)-Eurasie	19
1.2.2	Evolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale	21
<b>1.3</b>	<b>Contexte géologique et les séismes majeur du nord de l'Algérie</b>	<b>24</b>
<b>1.3.1</b>	<b>Différent unités géologiques du nord de l'Algérie</b>	<b>24</b>
1.3.1.1	Les Kabyliques	24
1.3.1.2	Les nappes de flyschs	25
1.3.1.3	Les nappes telliennes	25
1.3.1.4	L'Atlas intra-continentale	25
<b>1.3.2</b>	<b>Les séismes majeurs dans le nord de l'Algérie (&gt;5)</b>	<b>26</b>
<b>1.4</b>	<b>Les forces motrices du mouvement des plaques</b>	<b>27</b>
<b>1.5</b>	<b>Conclusion</b>	<b>30</b>



## Cadre d'étude régional

### 1.1 Introduction

Dans la région Méditerranéenne, les plaques Africaine et Eurasienne convergent. Cette convergence crée des zones où la frontière de plaque se déforme, formant des chaînes de montagnes autour de la Méditerranée. Cette déformation provoque des zones de subduction et des séismes dans plusieurs pays, notamment dans le nord de l'Algérie.

Dans le nord de l'Algérie, les séismes se produisant principalement dans la chaîne de montagnes du Tell, les régions les plus actives sont près de la côte. Plusieurs séismes De nombreux événements majeurs sont répertoriés dans les archives, tels que le séisme d'Oran en 1790, ceux d'Alger en 1365 et 1716, celui de Djidjelli en 1856 et le dernier à Boumerdès en 2003. donc, Les zones de subduction et les séismes dans le nord de l'Algérie sont dus au contexte Géodynamique de la région Méditerranéenne occidentale.

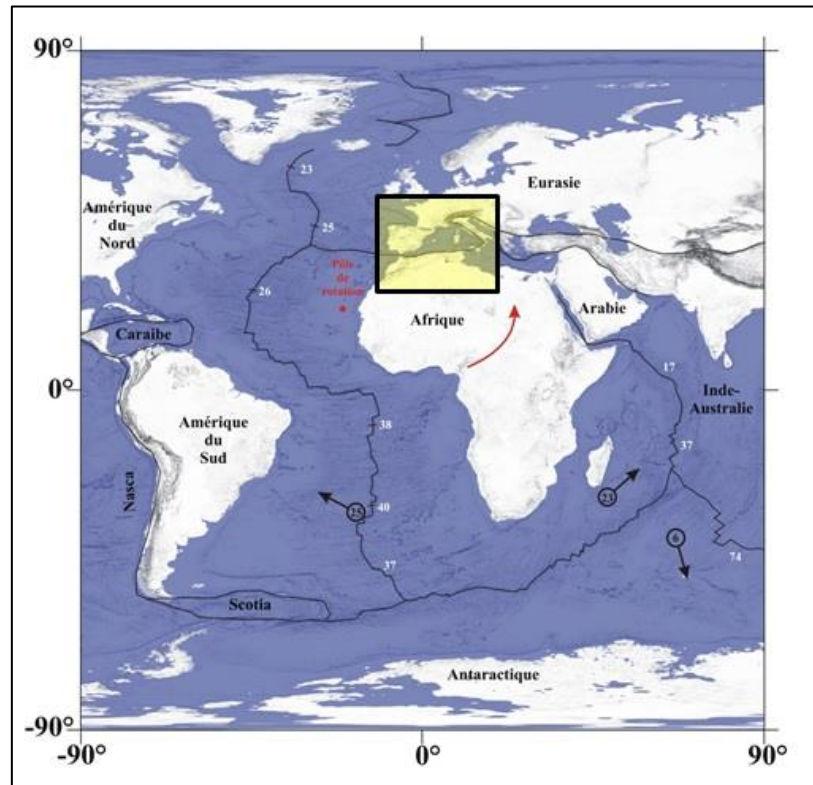
### 1.2 Cadre géodynamique régional de la Méditerranée

#### 1.2.1 La convergence Afrique (Nubie)-Eurasie

La plaque Afrique se déplace vers la plaque Eurasie à cause de l'expansion des océans le long de la dorsale médio-Atlantique. Les vitesses d'extension montrent une ouverture moyenne de 25 mm/an dans l'Atlantique nord (entre les plaques Eurasie et Amérique du Nord) et de 40 mm/an pour l'Atlantique sud (entre Afrique et l'Amérique du Sud) (voir Figure 1.1).

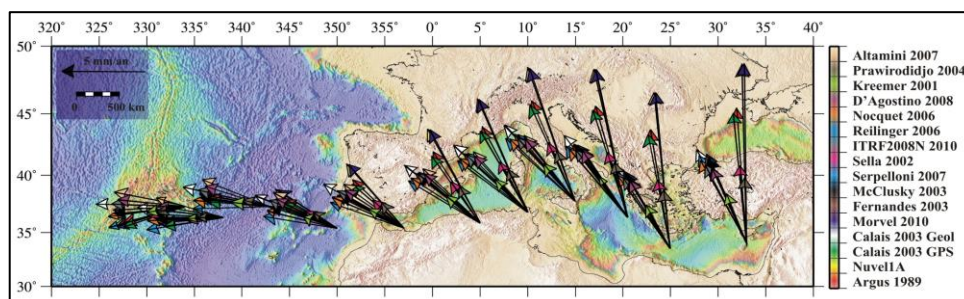
Cette différence de vitesse d'ouverture provoque un mouvement de rotation antihoraire de la plaque africaine par rapport à l'Europe, avec un pôle de rotation près des îles Canaries (voir Figure 1.1). La position actuelle de ce pôle est décrite par le modèle cinématique global NUVEL1A (DeMets et al. 1990; DeMets et al. 1994) indiquant un emplacement à (longitude  $-20.6^{\circ}\text{E}$ , latitude  $21.0^{\circ}\text{N}$ ) avec une vitesse de  $(0.13 \pm 0.02^{\circ}$  par million d'années) (voir Figure 1.1). La plupart des recherches récentes sont en accord avec un pôle Eulérien, localisé à l'ouest de l'Afrique

(longitude  $25 \pm 5^\circ \text{W}$ , latitude  $5 \pm 5^\circ \text{S}$ ), avec une vitesse angulaire de  $(0.06 \pm 0.01^\circ)$  par million d'années).



**Figure 1.1.** Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie ; modifié d'après Nocquet, 2002.

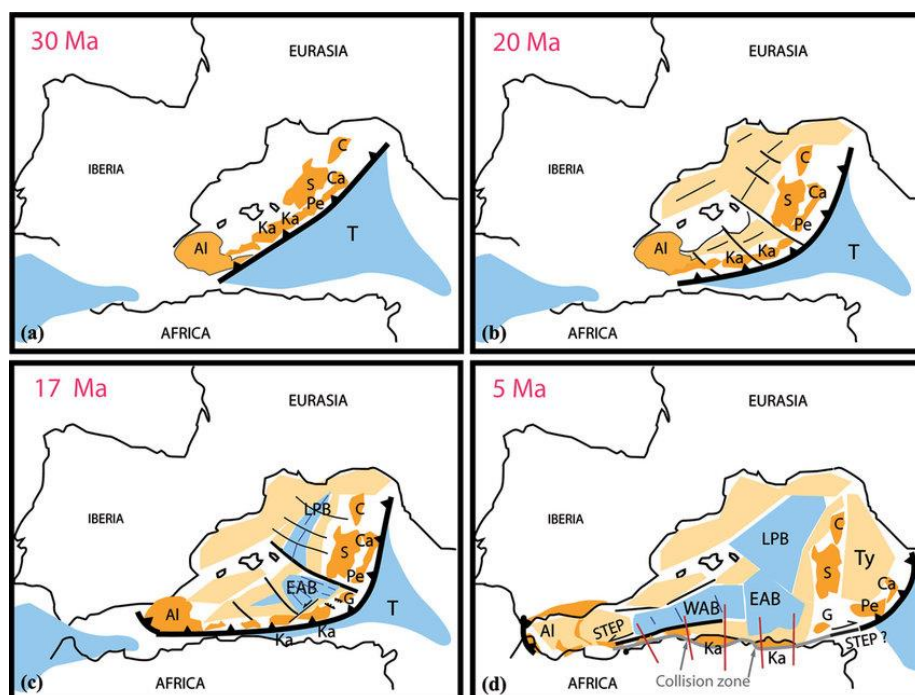
Les directions de convergence des modèles varient mais sont généralement similaires. En Méditerranée orientale, elles varient de (N0 et N330), et en Méditerranée occidentale, de N350 à N300. Par exemple, le mouvement relatif de Nubie par rapport à l'Eurasie est de  $5.3 \pm 0.1$  mm/an dans une direction  $N46 \pm 2^\circ \text{O}$  près de Sicile, et de  $4.5 \pm 0.2$  mm/an dans une direction  $N75 \pm 1^\circ \text{O}$  à une longitude de  $10^\circ \text{O}$ , selon le modèle de Nocquet (Nocquet et al. 2006 et 2012) (voir Figure 1.2).



**Figure 1.2.** Les vitesses prédites par des différents modèles sur l'ensemble de la frontière de plaques basées sur des modèles géologiques (mouvement moyen sur 3.16 Ma) et géodésiques (Argus et al. 1989; DeMets et al. 1990, 1994, 2010; Calais et al. 2003; Fernandes



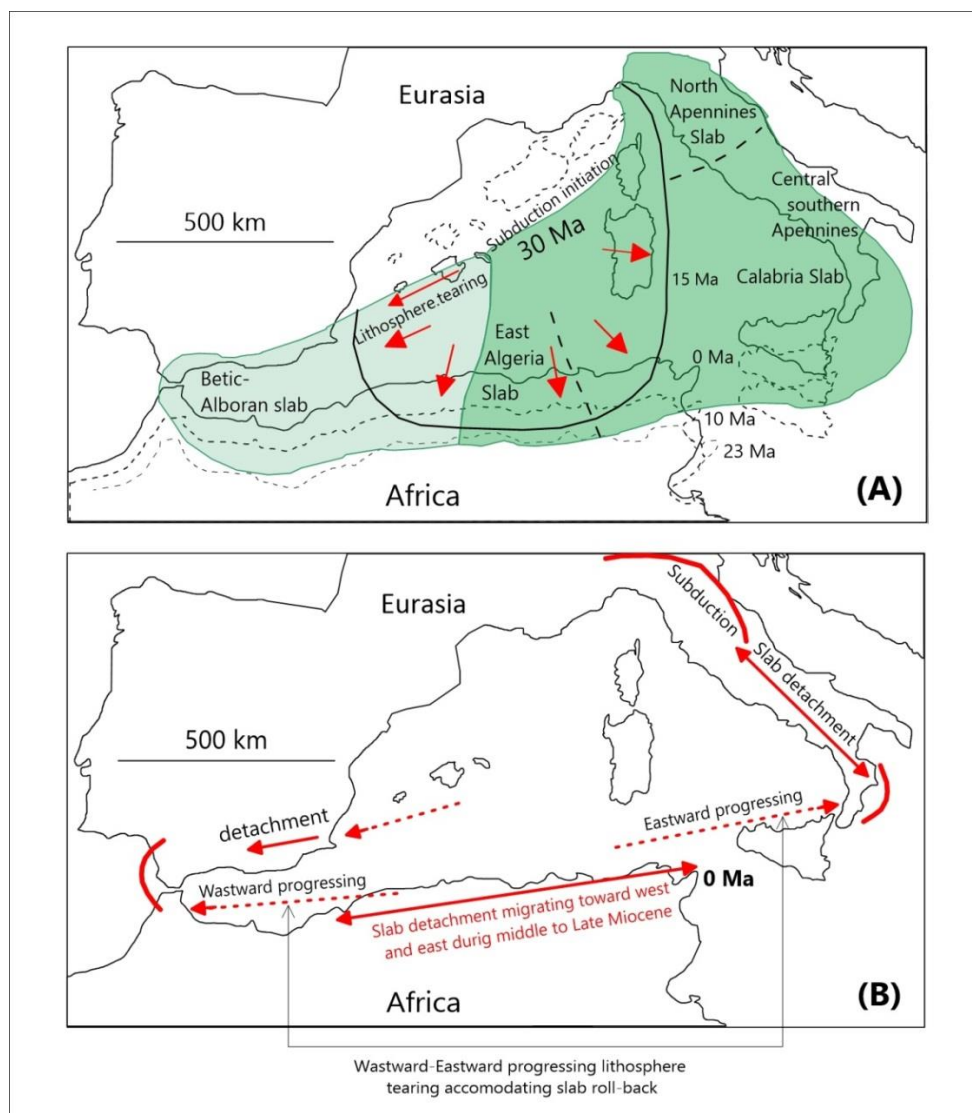
À 17 Ma, la collision entre les blocs kabyles et la bordure algérien s'est produite. À la suite de cette collision, deux failles STEP (Subduction-Transform Edge Propagator) pourraient se former alors que les déchirures de la plaque se propagent vers l'ouest le long de la marge ouest de l'Algérie et sous le domaine d'Alboran, et vers l'est le long du bord sud du domaine d'ouverture tyrrhénien. Le processus d'océanisation du bassin Tyrrhénien a commencé il y a 5 millions d'années.



**Figure 1.4.** Reconstruction cinématique du bassin méditerranéen occidental entre 30 et 5 Ma, dans le contexte de l'évolution de la Méditerranée occidentale. Les lettres représentent : Al pour Alboran, Ca: Calabre, C: Corse, EAB pour le bassin oriental algérien, G pour l'île Galite, Ka: Kabylie, LPB: liguro-provençal bassin, Pe : Peloritani, S: Sardaigne, T: Téthys, Ty pour la mer Tyrrhénienne et WAB pour le bassin occidental algérien. Les lignes rouges marquent l'emplacement des lignes sismiques grand-angle SPIRAL. La reconstruction cinématique du bassin occidental algérien provient de Medaouri et al. (2014).

La Figure 1.5 représente un modèle cinématique en deux phases expliquant l'ouverture du bassin algérien. D'abord, une ouverture nord-sud due à la migration vers le sud des blocs AlKaPeCa il y a environ 30 millions d'années, puis une ouverture est-ouest où une croûte océanique s'est formée entre 16 et 8 millions d'années grâce à des centres d'accrétion dans une direction nord-sud (Mauffret et al., 2004 et 2007; van Hinsbergen et al., 2014). Selon cette proposition, la phase finale de l'ouverture du bassin a été influencée par la migration vers l'ouest de la microplaque Alboran et vers l'est de la microplaque Calabraise (Figure 1.5-B). Ces déplacements sont survenus après la collision des Kabyliques avec l'Afrique du Nord.





**Figure 1.5.** Evolution cinématique de la Méditerranée occidentale. (A) Reconstitution de la Téthys alpine occidentale basée sur la quantité de lithosphère subduite et la géométrie du slab roll-back (B) Migration vers l'Est et vers l'Ouest des fragments de slab (modifiée d'après Spakman and Wortel, 2004).

Le processus magmatique lié au détachement du slab retiré s'est d'abord produit au centre de la côte algérienne, puis s'est étendu vers l'ouest et l'est (Figure 1.5.B), soutenant la proposition précédente d'une migration dans des directions opposées lors de la séparation du slab, où une partie se déplace vers la Calabre et l'autre vers Gibraltar (Carminati et al., 1998 ; Maury et al., 2000 ; Savelli, 2002 ; Spakman and Wortel, 2004).

Pour ce qui est de la marge algérienne, avec ses montagnes escarpées et autres formations géologiques complexes, elles témoignent d'une histoire ancienne écrite par les forces géologiques et géodynamiques. Cela est dû à l'interférence complexe entre les mouvements des plaques continentales, les collisions continentales et la

formation de nouveaux éléments qui ont façonné la marge algérienne d'aujourd'hui. La marge algérienne se situe dans la région au sud de la Méditerranée occidentale, la plaçant dans des géodynamiques qui se sont déroulées sur des millions d'années (Van Hinsbergen et al., 2014; Faccenna et al., 2014).

La lente convergence et la collision des plaques africaine et eurasienne ont façonné une partie de la terre pendant des milliers d'années. Plus important encore, le contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale n'est pas seulement un témoin du passé, mais une toile vivante en évolution constante. Les mouvements continus des plaques préparent un avenir où le paysage continuera à changer, offrant ainsi un tableau pour la recherche scientifique et un témoignage profond des forces dynamiques qui façonnent notre planète. Cette section vise à explorer la géodynamique de la Méditerranée occidentale qui a façonné la marge algérienne (Van Hinsbergen et al., 2014), Spakman and Wortel, 2015), Medaouri et al., 2014).

### **1.3 Contexte géologique et les séismes majeur du nord de l'Algérie**

#### **1.3.1 Différent unités géologiques du nord de l'Algérie**

Le nord de l'Algérie présente une variété d'unités géologiques et structurales qui font partie de la chaîne alpine des Maghrebides, s'étendant de Gibraltar à la Calabre (Durand-Delga, 1969). Cette chaîne peut être divisée en deux principales régions : le Tell au nord, caractérisé par les Kabylides, les flyschs et les nappes telliennes, et au sud, le système de l'Atlas intra-continentale (Atlas saharien + Atlas tunisien + Aurès (Selon, Durand-Delga, 1969)). (Voir Figure 1.3).

##### ***1.3.1.1 Les Kabylides***

Les Kabylides où zones internes, comprennent, d'ouest en est, les massifs du Chenoua et d'Alger, la Grande Kabylie et la Petite Kabylie (Figure 1.3 et 1.6). Elles sont composées de socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque qui provient de la fragmentation de l'AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Peloritain, Calabrais) et la dorsale Kabyle (ou chaîne calcaire Méso-Cénozoïque) qui est découpée en trois principales unités (interne, médiane et externe) (Durand Delga, 1969).

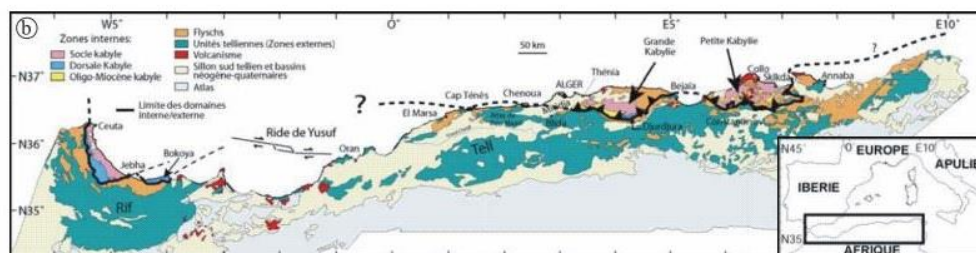


Figure 1.6. Les différentes unités géologiques des Maghrebides (Domzig, 2006).

### 1.3.1.2 Les nappes de flyschs

Les nappes de Flyschs en Algérie se trouvent dans différentes positions géologiques (Figure 1.6), ces nappes sont soit :

- En position interne, elles sont rétrocharriées sur les zones internes (flyschs nord-kabyles).
- En position relativement externe, elles se situent le long de la bordure sud de la Dorsale Kabyle, connues sous le nom de flyschs sud-kabyles.
- Certaines nappes sont complètement externes, charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud, sur le Tell externe.

### 1.3.1.3 Les nappes telliennes

Les nappes telliennes ou zones externes, sont composées de nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres (Figure 1.6), principalement des marnes d'âge triasique à néogène, provenant de la paléomarge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud. Elles sont découpées en trois grandes unités (Vila, 1980) :

- Les unités ultra-telliennes
- Les unités telliennes
- Les unités péni-telliennes.

### 1.3.1.4 L'Atlas intra-continentale

Au sud de Tell, se trouve l'Atlas intracontinental, séparé au sud par le front sud-atlasique de la plate-forme saharienne. Il est divisé en plusieurs parties distinctes : l'Atlas saharien au centre, l'Aurès dans l'est algérien, et l'Atlas Tunisien en

Tunisie (Figure 1.3). Les Hauts Plateaux à l'ouest algérien, entre le Tell et les montagnes de l'Atlas saharien (voir Figure 1.3), sont formé d'un socle paléozoïque, peu recouvert de sédiments méso-cénozoïques, et peu déformé (Bracène, 7000). Au sud de l'Atlas se trouve la plateforme saharienne, composée d'un socle précambrien recouvert de sédiments paléozoïques et mésozoïques quasiment peu déformés.

### 1.3.2 Les séismes majeurs dans le nord de l'Algérie (>5)

D'après le catalogue de la sismicité du nord de l'Algérie (catalogue du CRAAG), il y a de nombreux séismes de magnitude supérieure de cinq, parmi nous dans ce tableau :

Site	Date	Magnitude
Jijel	22/08/1856	5.7
Akbou	27/09/1860	5.2
Bejaia	25/02/1865	5.7
Beskra	16/11/1869	6.5
Msila	03/12/1886	5.9
Sour El Gozlane	17/06/1908	5.2
Mansourah	08/01/1887	5.7
Guelma	17/06/1908	5.2
Constantine	04/08/1908	5.2
Betna	16/03/1924	5.3
Guelma	03/12/1928	5.7
Sour El Gozlane	15/08/1931	5.2
Mansourah BBa	16/04/1943	5.3
Msila	12/02/1946	5.5
Sétif	09/09/1946	5.2

**1-1.** *Nombreux séismes important de magnitude supérieure de cinq dans le nord de l'Algérie*



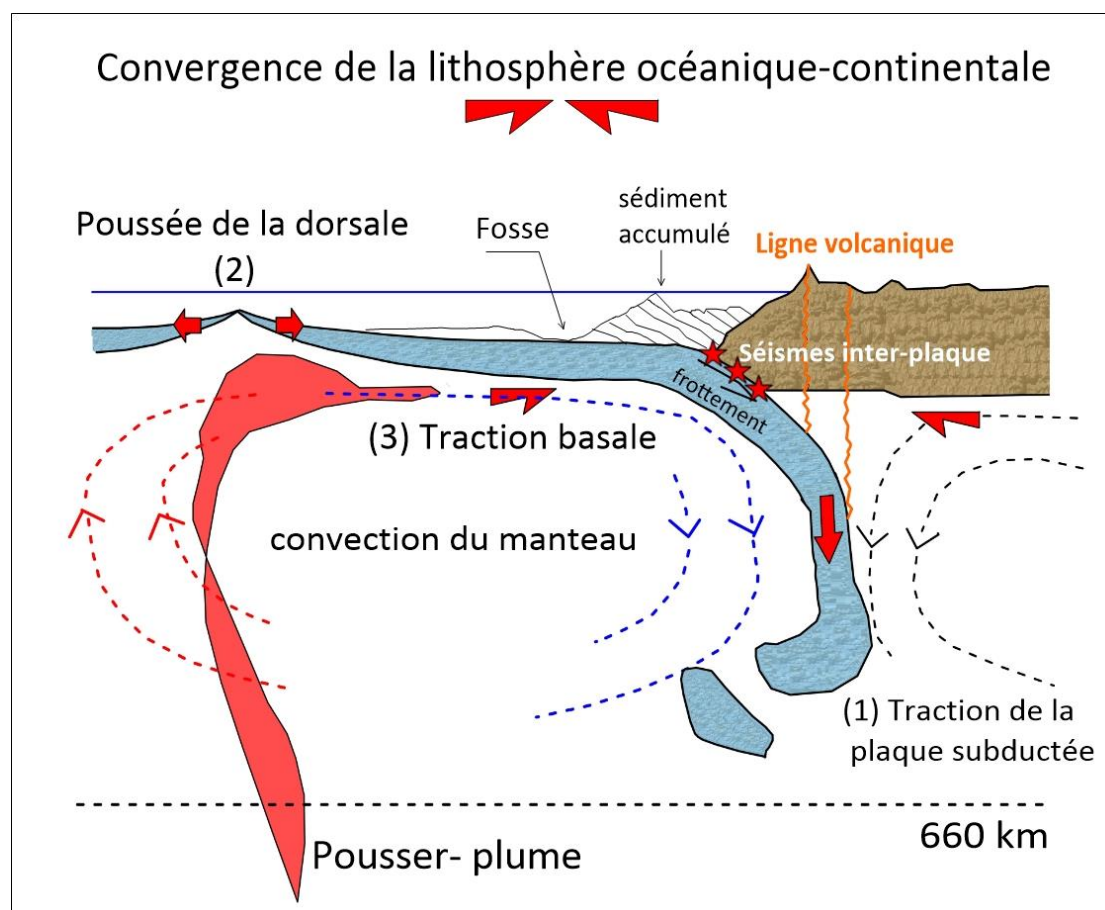
## 1.4 Les forces motrices du mouvement des plaques

Les plaques tectoniques se déplacent en raison des forces qui agissent sur elles à la surface de la Terre. Trois principales forces influencent leur mouvement (Conrad, and Lithgow-Bertelloni, 2002; Schubert et al., 2001; Forsyth and Uyeda, 1975; Van Summeren et al., 2012 ; Faccenna et al., 2013) :

**(1) Traction de la plaque subductée (Slab pull)** est causée par la flottabilité négative de la plaque de subduction. Elle se produit lorsque la lithosphère océanique, plus froide et plus dense, plonge sous la lithosphère continentale plus chaude et moins dense. Cette densité accrue crée une force gravitationnelle qui tire la plaque subductée vers le bas, ce qui est appelé slab pull (Figure 1.10).

**(2) Poussée de la dorsale (Ridge push)** : se produit dans les zones de divergence des plaques au niveau des dorsales océaniques, où la lithosphère est créée. Le panache mantellique (Plume push), qui est une colonne de roche chaude s'élevant depuis le manteau profond et crée de nouvelles roches océaniques qui poussent les plaques loin de la dorsale. Cette force pousse les plaques vers le haut et entraîne leur mouvement. Ce processus est appelé «Seafloor spreading ou Accrétion océanique». De même, les plaques tectoniques sont poussées loin de la dorsale à cause de la friction entre la lithosphère refroidie, plus dense et la plaque adjacente.

**(3) Traction basale** : si le flux de manteau sous une plaque est plus rapide que le mouvement de la plaque, le manteau entraînera la plaque sur une longue distance. Le résultat est la traction basale qui pilote le mouvement de la plaque.



**Figure 1-7 :** Coupe théorique au niveau d'une zone de subduction où sont illustrées les trois principales forces (Traction de la plaque subductée (Slab pull), Poussée de la dorsale (Ridge push) et Traction basale (Basal traction)) motrices du mouvement des plaques. Cette dernière force est provoquée par la convection du manteau (modifiée d'après Schubert et al. 2001) ; Faccenna et al., 2013).

La convection mantellique est un phénomène alimentée par la chaleur interne de la Terre, qui provient de la désintégration radioactive des matériaux présents dans son noyau. Elle se produit lorsque des matériaux de densité différentes circulent dans le manteau terrestre afin d'évacuer la chaleur. Les courants de matière chaude et légère montent depuis les profondeurs vers la surface, tandis que des courants de matière froide et dense suivent le chemin inverse (Figure 1.7). Ce mouvement de convection est essentiel pour maintenir l'équilibre thermique de la Terre.

A partir de la Figure 1.10, on voit bien le rôle bien important des Slabs de subduction dans le mouvement des plaques tectoniques et la création de courants de convection dans l'asthénosphère entraînant leur mouvement. Ce phénomène agit comme un tapis roulant, permettant à la lithosphère de bouger, car elle flotte sur l'asthénosphère (Figure 1.7). Ce mécanisme est crucial pour la compréhension de la tectonique des plaques, parce qu'elle explique comment les plaque terrestre se

déplacent et interagissent entre elles. Ces concepts ont été étudiés en profondeur par des scientifiques tels que McKenzie and Parker (1967), Forsyth and Uyeda (1975) et Conrad and Lithgow-Bertelloni (2002).

Les limites des plaques tectoniques sont des zones très actives où se produisent de nombreux phénomènes tels que les séismes inter-plaque, les volcans, la création des bassins océaniques..., en raison de l'interaction entre les plaques. Lorsque la plaque la plus dense plonge sous l'autre plaque dans la zone de subduction, elle forme une fosse océanique profonde (Trench) (Schubert, G. et al. 2001). Au cours de ce processus, des matières comme des sédiments marins et des roches, sont également entraînés dans le trench et s'accumulent au fil de temps, formant ce que l'on désigne sous le terme de « sédiments accrétés » (Figure 1.7).

La subduction provoque la fusion partielle de la plaque océanique plongeante sous l'effet de la pression et de chaleur de l'asthénosphère, formant ainsi du magma. Ce magma plus léger que la roche enivrante, remonte vers la surface, donnant naissance à une série de volcans alignés le long d'une ligne volcanique (Schubert et al., 2001) (Figure 1.7).

La subduction se produit lorsque deux plaques tectoniques entrent en convergence et en collision, mais que l'une des plaques plonge sous l'autre et s'enfonce dans le manteau terrestre. Il existe trois types de subduction, qui sont définis en fonction de la nature de la plaque océanique qui plonge sous la plaque continentale ou la plaque océanique adjacente :

**(a) Subduction intra-océanique :** ce type de subduction se produit lorsque deux plaques océaniques convergent, l'une des plaques plongeant sous l'autre. Lorsque cela se produit, la plaque la plus dense plonge sous l'autre plaque dans la zone de subduction, formant une fosse océanique profonde, d'îles volcaniques et de chaînes de montagnes sous-marines. Un exemple de subduction intra-océanique est la fosse des Mariannes dans l'océan Pacifique occidental. C'est là que la plaque pacifique plonge sous la plaque des Mariannes, formant la fosse la plus profonde de la Terre, la fosse des Mariannes.

**(b) Subduction océan-continent :** ce type de subduction se produit lorsque la plaque océanique, plus dense, plonge sous la plaque continentale moins dense. Cela se produit généralement dans les zones de convergence des plaques tectoniques, pouvant

entraîner la formation des chaînes de montagnes, d'arcs volcaniques, de séismes. De bons exemples de cette situation se retrouvent à la marge du Pacifique-Est.

(c) **Collision (continent-continent)** : En revanche, dans la collision continentale-continentale, les deux plaques sont constitués de croûte continentale, qui est moins dense que la croûte océanique. La formation des montagnes due à la collision. Dans certains cas, la formation de montagnes peut entraîner une accumulation de matériaux lourds pour être soutenue par la croûte continentale. Un bon exemple récent de cette situation, La formation de l'Himalaya par la collision entre la plaque Indienne et la plaque Eurasiatique.

## **1.5 Conclusion**

Le premier chapitre « Théorie et concepts fondamentaux » offre une compréhension approfondie de la Terre et constitue le point de départ de notre étude. Nous avons abordé le domaine de la sismologie et de ses interactions, en explorant les différents types d'ondes sismiques et leur propagation dans la Terre, en mettant l'accent sur les ondes de volume et de surface, ainsi que sur l'importance de comprendre la dispersion de ces dernières et son impact sur leur vitesse. Enfin, nous avons détaillé la structure interne de la Terre et la tectonique des plaques. Ces éléments combinent l'idée de la compréhension du principe de base de la séismologie, et ouvrent la voie à une compréhension des chapitres à venir.

## ***Chapitre 2 :***

*Contexte Géodynamique de la Marge Algérienne*

## Chapitre 2 :

### Contexte Géodynamique de la Marge Algérienne

<b>2.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>33</b>
<b>2.2</b>	<b>Etat d'art de travaux et études portant sur la région d'étude</b>	<b>33</b>
2.2.1	L'étude de Spakman and Wortel (2004)	33
2.2.2	L'étude de Fichtner and Villaseñor (2015)	34
2.2.3	L'étude de Van Hinsbergen et al. (2014)	36
2.2.4	L'étude de Peral et al. (2022)	37
2.2.5	L'étude d'El-Sharkawy et al. (2020)	39
2.2.6	L'étude de Radi and Yelles-Chaouche (2022)	40
2.2.7	L'étude de Radi et al. (2023)	42
<b>2.3</b>	<b>Synthèse sur le Moho dans la zone d'étude</b>	<b>42</b>
<b>2.4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>33</b>

## **Contexte Géodynamique de la Marge Algérienne**

### **2.1 Introduction**

Comme nous l'avons cité dans l'introduction générale, l'évolution géodynamique du bassin occidental de la Méditerranée suscite encore de nombreuses interrogations notamment autour de la marge algérienne et ce à cause essentiellement de la disponibilité de données adéquates en qualité et quantité en plus de l'existence de slabs de subduction dans cette région et leur influence du point de vue géodynamique et sismotectonique. Aussi, on a évoqué la problématique du présent travail de thèse. Mais, il est indispensable de dresser un état d'art des différents travaux et études en liaison avec notre problématique à travers le bassin occidental de la Méditerranée. Ces travaux seront des points de référence non seulement pour l'estimation et l'évaluation des résultats obtenus mais aussi, pour ce qui est de la méthode adoptée dans le traitement des données. Ainsi, après recherche, on a choisis quelques travaux qui nous ont parus incontournables par rapport à la thématique abordée qui rappelons-le est l'existence de slabs de subduction dans la zone est du bassin algérien.

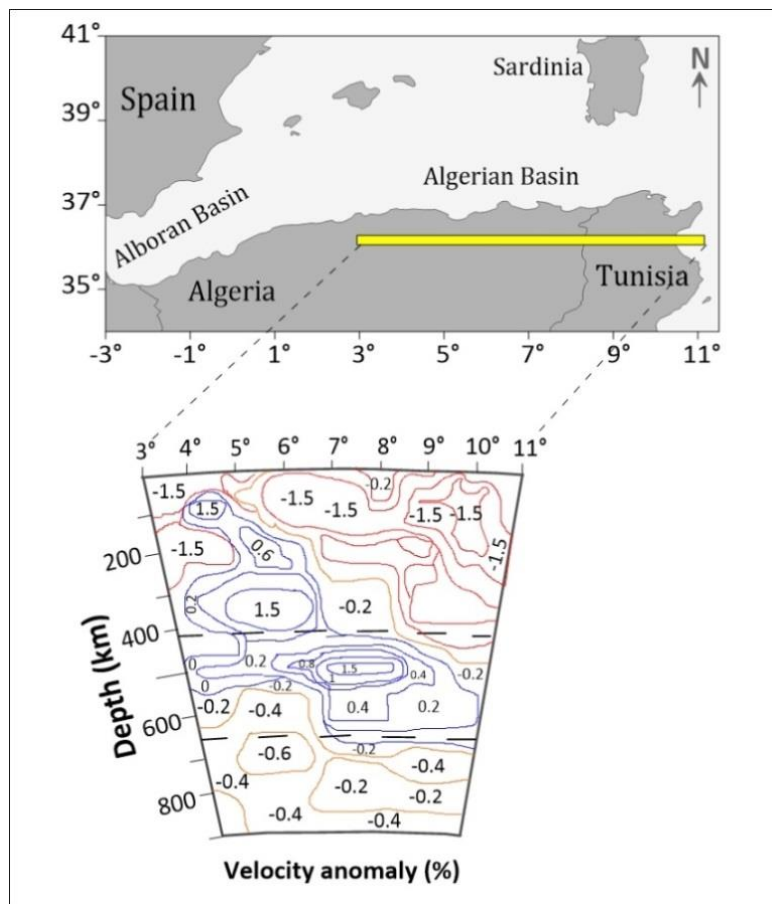
### **2.2 Etat d'art de travaux et études portant sur la région d'étude**

#### **2.2.1 L'étude de Spakman and Wortel (2004)**

Le but de l'étude de Spakman et and Wortel (2004) est de localiser les slabs ou les restes de lithosphère, dans l'évolution du Cénozoïque en utilisant le récent modèle global de tomographie BS2000 de Bijwaard and Spakman (2000). Ils ont construit ce modèle BS2000 en utilisant les données de l'onde P et le déphasage des temps d'arrivée globale des ondes pP d'Engdahl et al. (1998). Spakman et and Wortel ont ensuite interprété leurs résultats de tomographie avec des études antérieures, dans le but d'analyser la structure du manteau dans le contexte de l'évolution tectonique de la méditerranée occidentale.

Spakman et and Wortel (2004) ont montré qu'il n'y a pas de slab de subduction sous la marge africaine, sauf une zone localisée sous l'Est de l'Algérie (anomalie

positive) où les Kabylides se sont rattachées à la marge africaine il y a environ 15 millions d'années (e.g. Frizon de Lamotte et al., 2000). Ils ont montré que les slabs ont été détectés seulement dans le manteau supérieur à une profondeur inférieure à 610 km (Figure 2.0).



**Figure 2.1** : Une coupe parallèle du modèle de vitesse BS2000 d'ouest en est à travers la marge africaine. Les lignes en pointillés dans la coupe en bas représentent les discontinuités du manteau à des profondeurs de 410 et 660 km. L'anomalie positive identifie le slab de l'est de l'Algérie (modifiée d'après Spakman and Wortel, 2004).

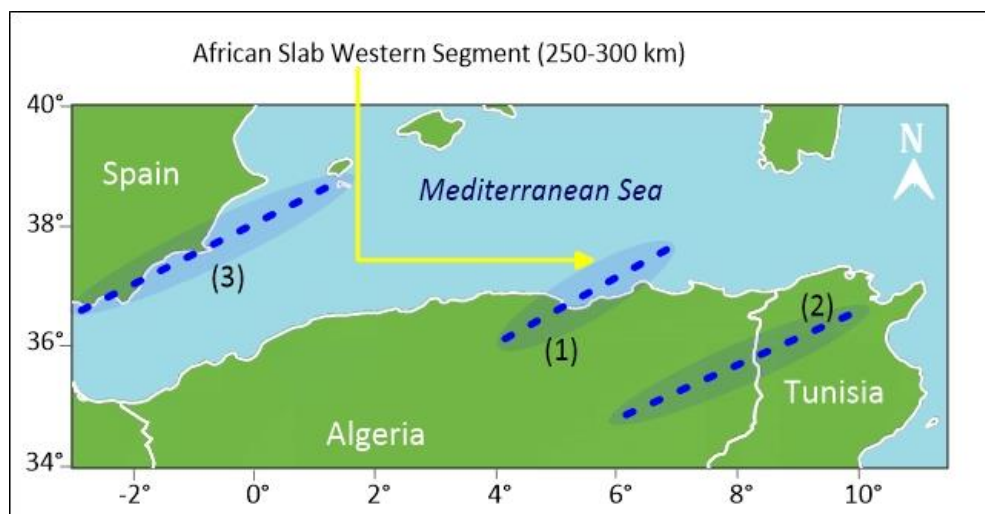
### 2.2.2 L'étude de Fichtner and Villaseñor (2015)

En 2015, Fichtner and Villaseñor ont proposé un nouveau modèle de tomographie des variations des ondes de cisaillement basé sur l'inversion complète de la forme d'ondes pour caractériser la structure actuelle de la croûte et du manteau supérieur de la Méditerranée occidentale. Ce modèle a été construit à partir d'enregistrements à trois composantes dans la plage de période de 20 à 150 secondes, en utilisant des réseaux denses permanents et temporaires. L'objectif était de contribuer à une meilleure compréhension de l'évolution géodynamique régionale



dans cette zone.

La Figure 2.2 présente une illustration des résultats obtenus dans ce travail. Elle met l'accent sur le système des slabs (Alboran-African) présents dans le sud de la Méditerranée occidentale et représente leurs orientations (Figure 2.2).



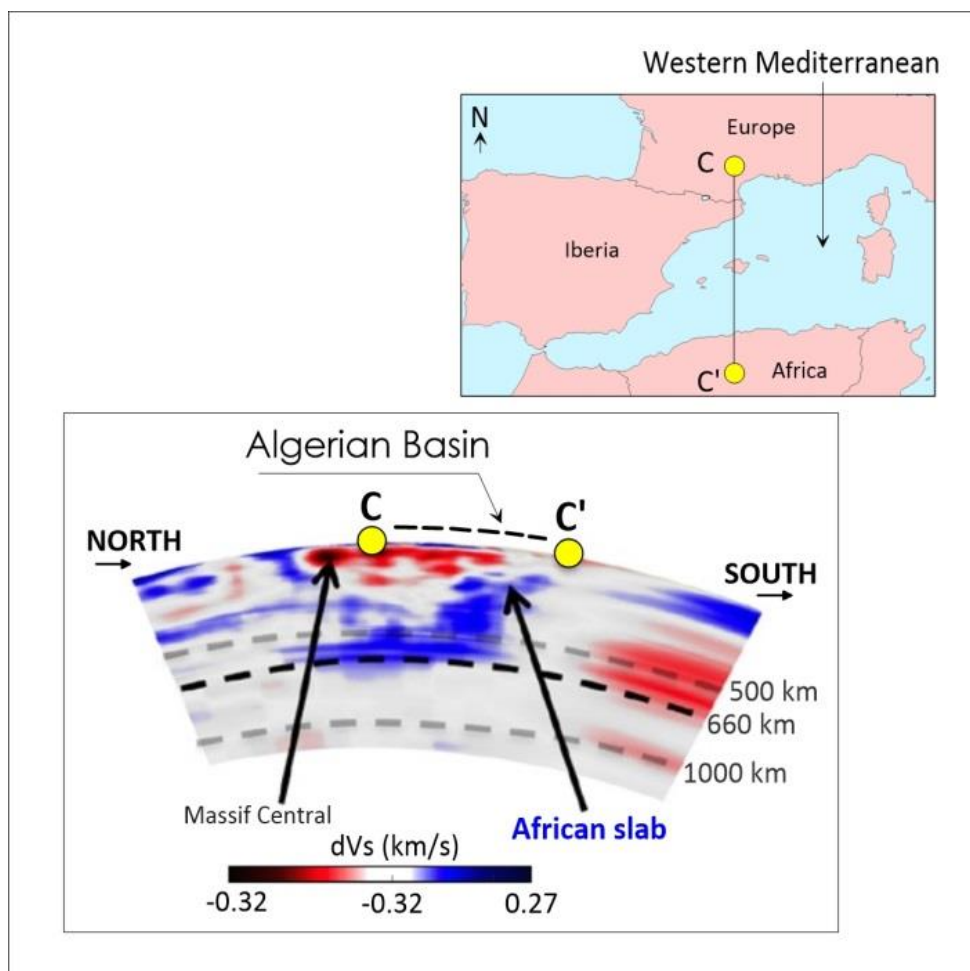
**Figure 2-2** : Cartographie montrant l'orientation des segments de slabs dans le sud de la Méditerranée occidentale, modifiée d'après Fichtner and Villaseñor (2015). Les trois lignes en pointillés marquent les possibles segments du système de slabs dans la zone Alboran-Afrique (W-E segments) respectivement.

Dans la Figure 2.2, on distingue deux segments (1) et (2), orientés NE-SW, localisés à une profondeur de 200 à 300 km sous la côte algérienne. Ces segments sont indiqués par des lignes en pointillés. Ils reflètent une anomalie de haute vitesse de la Variations relatives d'anomalie Vs selon Fichtner et Villaseñor (2015). Cette caractéristique a été interprétée comme un slab Africain, détaché de la surface et divisé en deux segments distincts : le segment ouest représenté par le numéro (1) et le segment est par le numéro (2). En outre, le slab d'Alboran, représenté dans la Figure 2.2 par le numéro (3), apparaît clairement à une profondeur de 200 à 300 km.

Selon Fichtner et Villaseñor (2015), les segments de slab africains se trouvent à des profondeurs supérieures à 150 km (entre 200 et 300 km) et cessent d'être visible au-delà de 350 km de profondeur, suggérant la possibilité d'un détachement de slab. Dans le contexte des reconstructions tectoniques récentes (Faccenna et al. 2014), elle peut être interprétée comme la slab qui a provoqué l'ouverture du bassin Liguro Provençal entre 35-15Ma.

La Figure 2.4 montre la structure verticale du slab africain dans la coupe

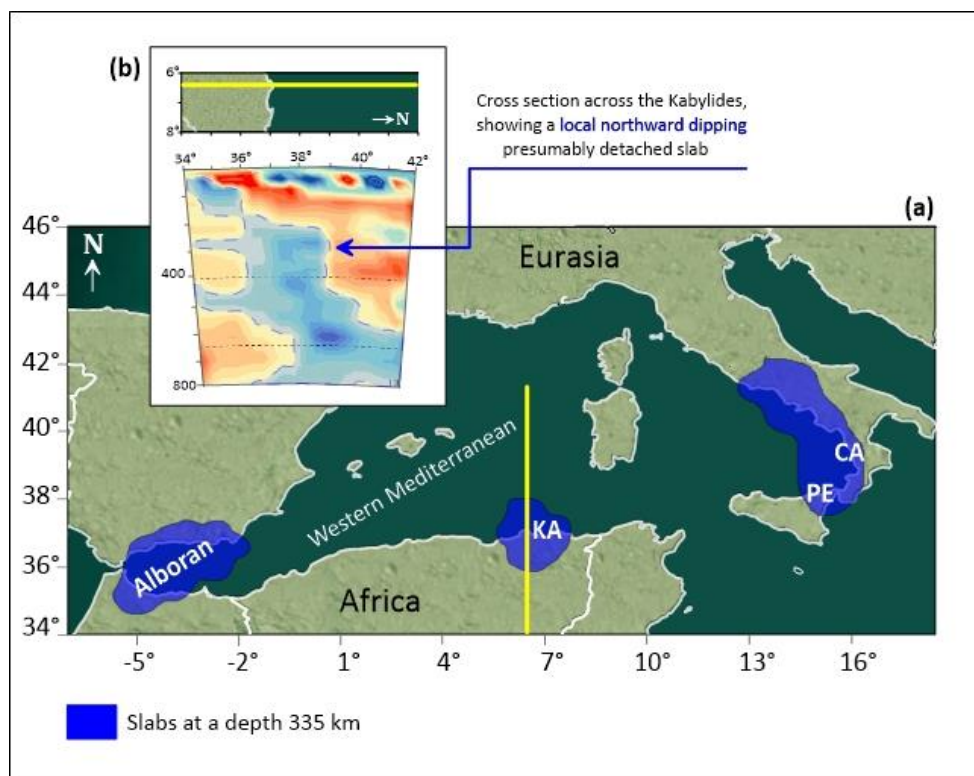
transversale CC' orienté N-S et traversant le bassin algérien. A travers tout le manteau supérieur, le slab africain plonge vers le nord avant de fusionner ou de poursuivre sous la forme d'une vaste anomalie à grande vitesse et fond sous l'Europe centrale et occidentale à des profondeurs d'environ 660 km (Figure 2.3).



**Figure 2-3** : Tomographie de variation relative d'anomalie  $V_s$  modifiée d'après Fichtner and Villaseñor (2015) le long de la coupe transversal CC' à travers le bassin algérien.

### 2.2.3 L'étude de Van Hinsbergen et al. (2014)

Van Hinsbergen et al (2014) ont utilisé une approche de reconstruction cinématique pour étudier l'histoire géologique de la méditerranée occidentale. En confrontant un scénario de reconstruction à des données de tomographie sismique du modèle UU-P07 (Amaru, 2007; van der Meer et al., 2010), les auteurs ont obtenu une image détaillée du manteau complexe de la région. Les résultats de l'étude ont révélé des preuves claires de la présence de restes de lithosphère subductée (les slabs) dans cette zone (Figure 2.4-a).



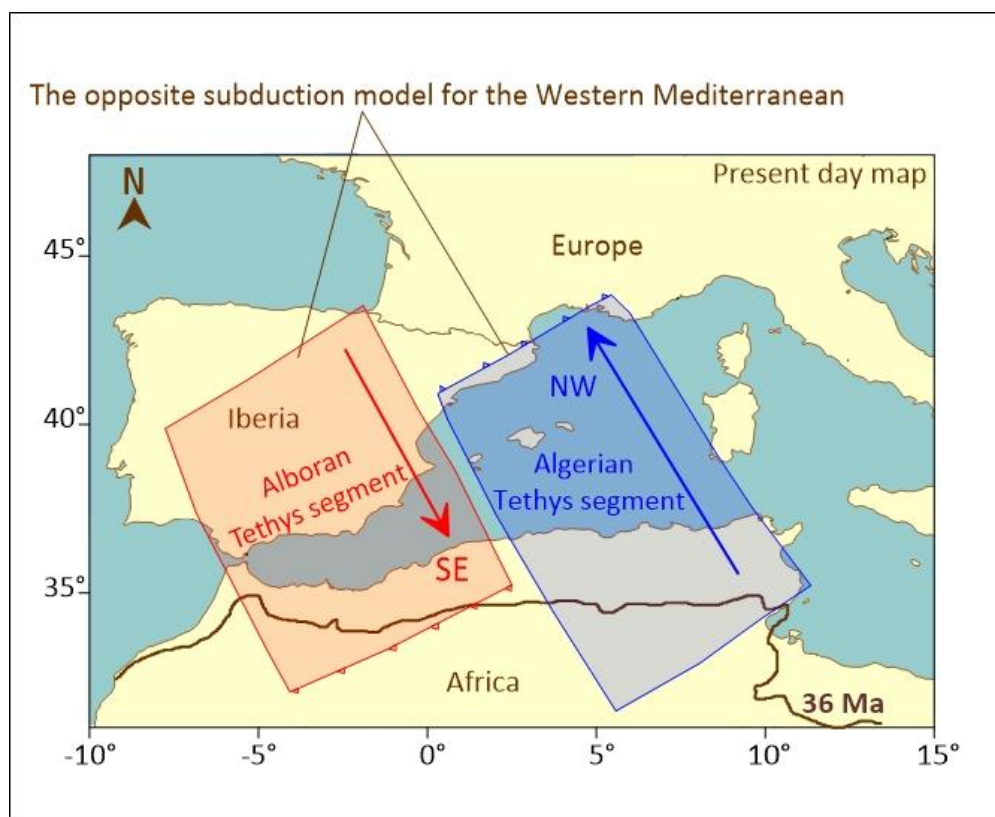
**Figure 2-4** : (a) Carte simplifiée montrant les positions des slabs extrait du résultat d'une section transversale de la tomographie sismique du modèle UU-P07 (Amaru, 2007; van der Meer et al., 2010) à une profondeur de 335 km, à travers la méditerranée occidentale. (b) Une coupe transversal à travers la Kabylie (modifiée d'après Van Hinsbergen et al (2014)).

En se référant aux résultats de la figure 2.4-a, la coupe horizontale de la tomographie sismique réalisée à une profondeur de 335 km montre la présence de trois segments distincts de slab subductés sous les régions de Alboran, les Kabylides et de la Calabre-Apennins, qui sont séparés les uns des autres. Cette configuration est en accord avec un scénario d'ouverture E-W du bassin algérien, comme suggéré par Mauffret et al. (2004) et Spakman and Wortel (2004). D'où a été conclu que le modèle UU-P07 et BS200 ont extrait le même résultat. Une autre coupe transversale (b) à travers les Kabylides montre un pendage local vers le nord, suggérant le probable détachement de slab.

#### 2.2.4 L'étude de Peral et al. (2022)

L'étude récente de Peral et al. (2022) présente un nouveau modèle numérique de double subduction à polarité opposée pour les segments adjacents d'Alboran et d'Algérie (Figure 2.5), simulant la réactivation tectonique de la segmentation héritée des marges Ligurian-Téthys à 36 Ma. L'objectif de cette recherche est de mieux comprendre l'évolution géodynamique de la méditerranée occidentale. Ainsi, ils ont

apporté une contribution significative dans la compréhension de ce domaine grâce à leur modèle numérique.



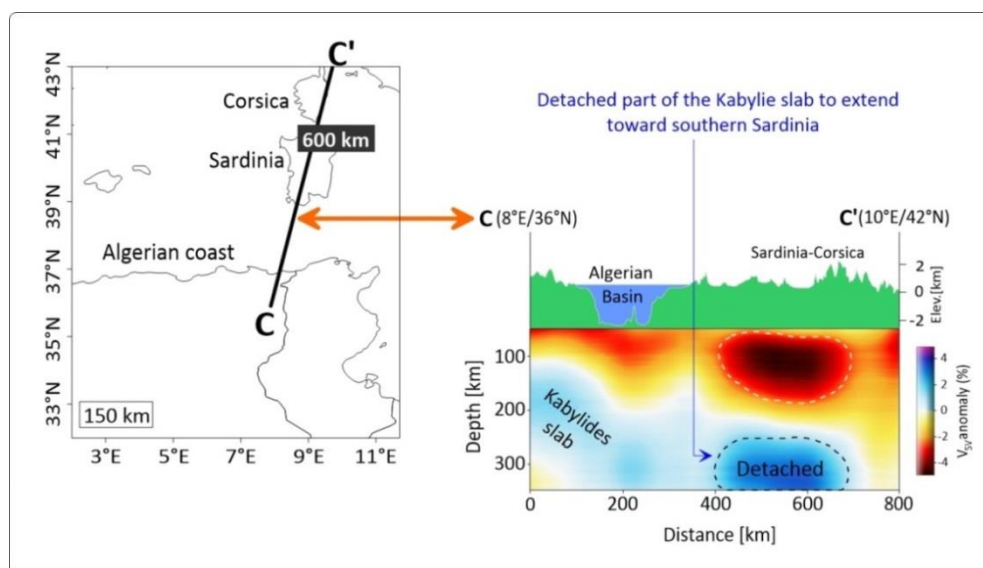
**Figure 2-5** : Projection de la configuration du modèle sur la carte actuelle de la méditerranéenne occidentale, indiquant la position de côte africaine il y a 36 Ma selon Macchiavelli et al. (2017), représentée en ligne brown. Les flèches bleue et rouge représentent les directions de subduction des segments Téthys-Algérien et Alboran. (modifiée d'après Peral et al., 2022).

La compréhension de la composition du modèle implique la prise en compte de la configuration actuelle de la lithosphère et du manteau supérieur dans la zone d'étude, ainsi que de son évolution temporelle. Par conséquent, les auteurs ont utilisé des éléments clés déduits de nombreuses études scientifiques bien établies dans la région, qui ont été unanimement acceptées. Ils ont adopté le modèle de reconstruction de plaques de Macchiavelli et al. (2017), qui permet de contraindre les mouvements relatifs entre l'Ibérie, l'Afrique et l'Europe depuis 83.5 Ma jusqu'à présent. Le modèle intègre les reconstructions cinématiques des plaques en tenant compte de la présence d'une zone de transfert orientée NW-SE entre les deux segments de plaques, à savoir Alboran-Téthys et Algérien-Téthys (Figure 2.5). Ceci permet un changement de polarité de subduction, avec un pendage vers le SE dans le

segment Alboran-Téthys et un pendage vers le NW dans le segment Algérien-Téthys (Figure 2.5).

### 2.2.5 L'étude d'El-Sharkawy et al. (2020)

En 2020, El-Sharkawy et al ont présenté un nouveau modèle de vitesse des ondes de cisaillement de haute résolution pour le manteau supérieur, s'étendant jusqu'à environ 350 km de profondeur. Ils ont utilisé des données télésismiques provenant de stations à large bande (Broad-Band) et des courbes de vitesse des ondes de Rayleigh interstation pour la tomographie. L'objectif était de mieux comprendre la structure et la fragmentation de la plaque subductée dans la région méditerranéenne. En se basant sur les résultats de leurs recherches, la Figure 2-6 illustre une coupe verticale CC' traversant le sud-est de la méditerranée occidentale à une profondeur de 150 km (Figure 2.6). À des profondeurs de 75 et 100 km, on observe la présence d'une anomalie de faible vitesse (rouge foncé) dans le bassin algérien (Figure 2.9), sans trace du Slab Kabyliques traduite par l'absence d'anomalie de haute vitesse.



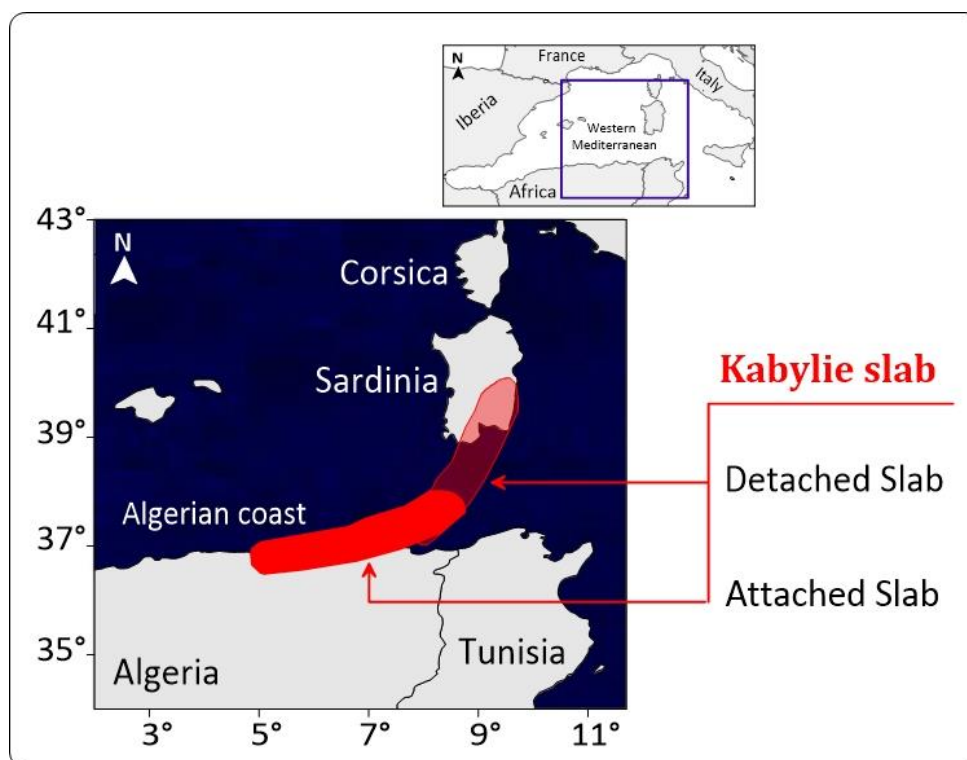
**Figure 2-6** : Coupe verticale à travers le modèle MeRE2020. À gauche, la localisation du profil CC' sur la carte géographique. À droite, la perturbation des anomalies de vitesse des ondes de cisaillement avec la profondeur. La topographie (élévation) est tracée le long du profil CC' au-dessus de la section de la tomographie (modifiée d'après El-Sharkawy et al., 2020).

Une anomalie de haute vitesse est observée jusqu'à des profondeurs de 200 et 250 km sous le bassin algérien, le long de la côte africaine dans la région des Kabyliques (Figure 2.6), ce qui est interprété comme étant la subduction de la lithosphère africaine (Kabyliques slab). Il est attaché à l'Afrique continentale sous les



Kabyliques, mais une partie qui s'étend vers la région du sud de la Sardaigne semble être détachée (section verticale C-C' dans la Figure 2.6). Cette partie détachée est bien séparée de la plaque Calabria selon le modèle MeRE2020.

La Figure 2.7 représente un schéma imaginaire montrant l'état de segment de slab kabyle et sa localisation sur la méditerranée occidentale, qu'ils ont déduit des résultats qu'ils ont obtenus. Sous l'Algérie, nous avons deux catégories de slab : le slab attaché et le slab détaché. Le slab kabyle est attaché à la lithosphère nord-Africaine le long de la côte est algérienne. Une partie détachée de ce slab s'étend vers le sud de la Sardaigne (Figure 2.7).



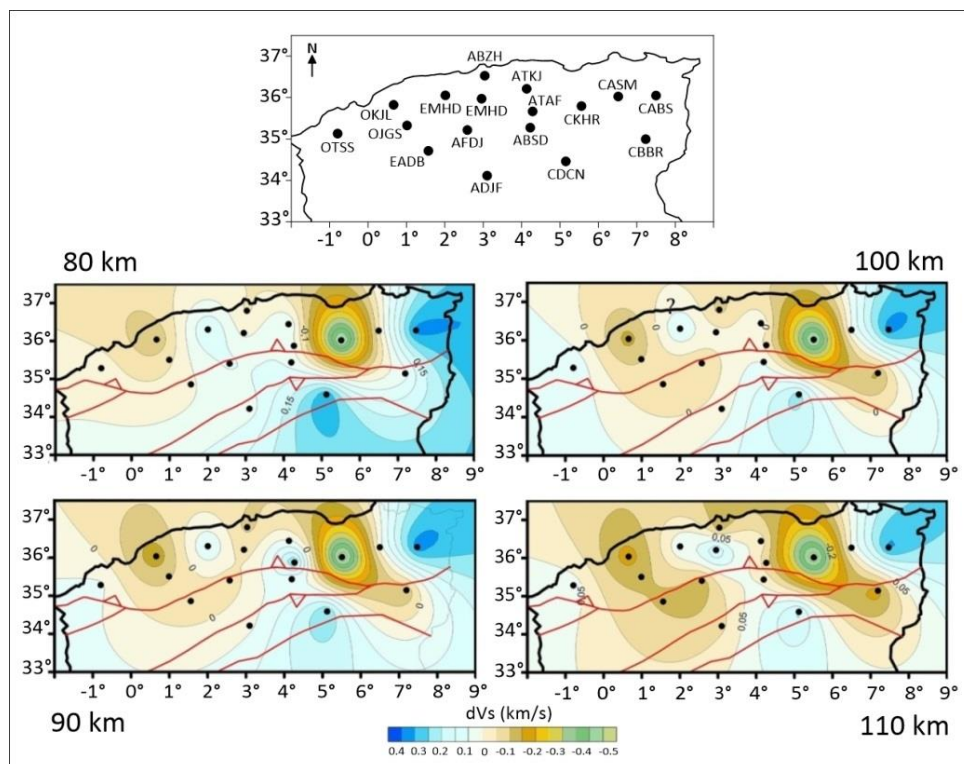
**Figure 2-7 :** Carte simplifiée montrant la localisation et le type de segment de slab kabyle dans le manteau supérieur jusqu'à une profondeur de 300 km. Les couleurs rouge foncé et clair indiquent deux catégories de slab: slab attachée et un morceau de slab séparé de cette dernière, appelé slab détachée (modifiée d'après El-Sharkawy et al., 2020).

### 2.2.6 L'étude de Radi and Yelles-Chaouche (2022)

Radi and Yelles-Chaouche (2022) ont réalisé une analyse approfondie des données des ondes de surface enregistrées par 17 stations sismologiques de large bande du réseau ADSN (*Algerian Digital Seismic Network*). L'objectif principal était

de comprendre la variation de la vitesse de cisaillement ( $V_s$ ) relative à différentes profondeurs dans le nord algérien. Pour parvenir à des conclusions, les auteurs ont utilisé des événements télesismiques enregistrés entre 2007 et 2016 et ont appliqué la méthode d'inversion des courbes de dispersion de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à l'aide de la méthode single-station.

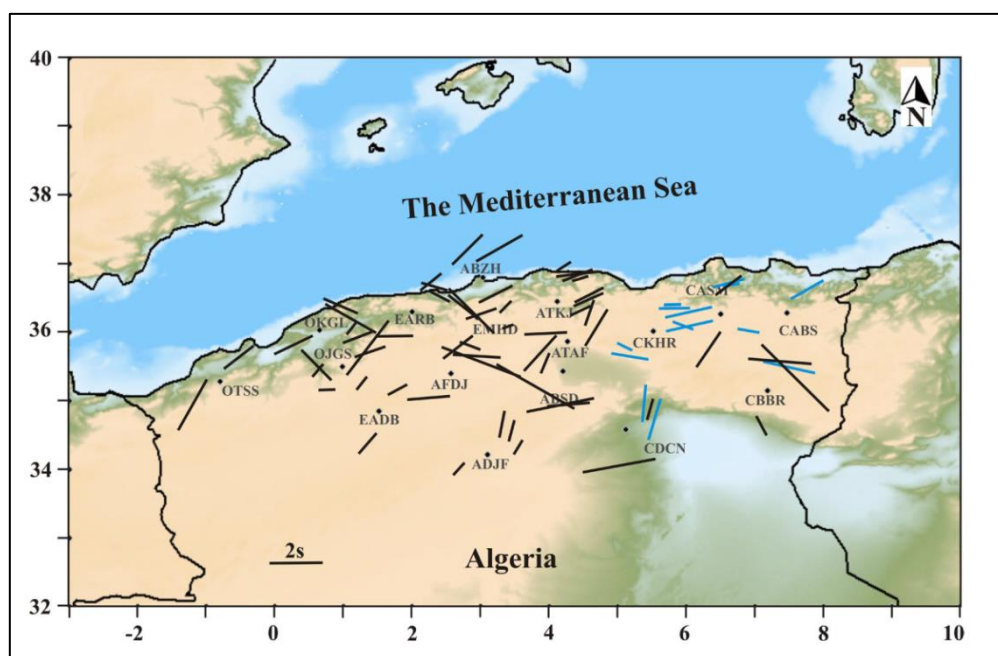
Selon résultats Radi and Yelles-Chaouche (2022), une anomalie de vitesse négative a été identifiée dans la partie orientale de l'Algérie (Figure 2.8). Cette zone négative, localisée dans la région de Constantine (zone de la station CKHR), s'est graduellement étendue vers la région de Khenchela (zone de la station CBBR), ça augmente en profondeur (entre 80 et 110 km) et est absente dans la partie centre-ouest de l'Algérie. Ces deux anomalies orientée SE-NW, anomalie de l'Est s'étendant de la station CDCN au SE à la station ATKJ au NW. Les anomalies négatives observées dans l'est de Algérie ont été interprétée comme la trace d'un slab détaché ou à une rupture de la lithosphère le long de la marge africaine (Wortel and Spakman, 1992; Wortel and Spakman., 2000; Spakman and Wortel., 2004 ; Koulakov et al., 2009). Figure (2.8).



**Figure 2-8:** Variations relatives d'anomalie  $V_s$  à des profondeurs de 80 à 110 km (modifiée d'après Radi and Yelles-Chaouche, 2022).

### 2.2.7 L'étude de Radi et al. (2023)

Dans l'étude de Radi et al. (2023), les auteurs ont étudié l'anisotropie sismique, par l'utilisation de données téléseismiques enregistrées par 17 stations sismologiques à large bande du réseau ADSN. L'objectif principal était de mieux comprendre l'anisotropie sismique dans le nord de l'Algérie. En adoptant la méthode SKS *Shear wave Splitting*. Deux paramètres ont été calculés, la direction de polarisation rapide et le temps de retard pour chaque paire station-événement. Les résultats montrent que l'anisotropie sismique peut être décrite par des directions principales, ENE-WSW dans les parties centrale et occidentale, et ESE-WNW suivant les montagnes du Hodna dans le sud-est de l'Algérie (Figure 2.9).



**Figure 2. 9:** Carte montrant les orientations individuelles d'anisotropie sismique, et se projetant à une profondeur de 100 km, rapportées par Radi et al. (2015) (lignes bleues) et Radi et al. (2022) (lignes noir)

### 2.3 Synthèse sur le Moho dans la zone d'étude

La connaissance de la profondeur du Moho dans la région d'étude est un paramètre essentiel qui aide à bien discerner l'existence d'éventuels slabs de subduction. Il permet de déterminer le seuil de profondeur pour caractériser des structures en éliminant les effets liés à la croûte terrestre. Ainsi, plusieurs travaux ont été menés pour la détermination du Moho sous le Nord de l'Algérie utilisant différentes approches. Mickus et Jallouli (1999) ont analysé la structure crustale sous les montagnes du Tell et de l'Atlas dans l'Algérie, en se basant sur des données



gravimétriques terrestres où ils ont révélé une croûte variant entre (22-38) km sous l'atlas tellien, entre (35-40) km sous les hauts plateaux et 38 et 40 km sous l'Atlas saharien algérien. De leur part, Ydri et al (2020) se sont basés sur des données gravimétriques satellitaires pour établir une géométrie 3D du Moho sous le nord de l'Algérie. Ainsi, ils ont montré le Moho varie entre (~11 km) sous le bassin algérien au large, vers une profondeur plus élevée (~34 km) sous l'Atlas saharien, les Aurès et les montagnes du Hodna (voir tableau 2.1).

Par contre, Radi et Yelles-Chaouche., (2022) ont étudié la structure de la croûte et du manteau supérieur du nord de l'Algérie et extrait la profondeur de Moho, en utilisant les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh, à partir des événements téléseismiques enregistrés par des stations à large bande du réseau sismique numérique algérien (ADSN). Ils ont trouvés que les profondeurs de Moho est variant entre (20-35) km sous l'atlas tellien, entre (30-40) km sous les hauts plateaux et 25 et 40 km sous l'Atlas saharien algérien. (Voir tableau 2.1).

Par la suite du projet SPIRAL en 2009 (Sismique Profonde et Investigation Régionale du Nord de l'Algérie), des enregistrements sismiques multicanaux et grand angle ont été réalisés (Yelles-Chaouche and the Spiral Team 2010). Ces profils sismiques N-S grand angle produits dans le cadre de ce projet ont permis d'imager la marge algérienne sur une distance d'environ 250 km. Allant de la croûte océanique, traversant la zone de transition océan-continent, et en s'étendant jusqu'à la croûte continentale. L'épaisseur résolue à la côte est comprise entre 22 et 25 km (Leprêtre et al. 2013) ; Mihoubi et al., 2014 ; Badji et al., 2015 ; Bouyahiaoui et al., 2015 ; Aidi et al., 2018].

En revanche, (Melouk et al., 2023) ont établi une cartographie du Moho sous Nord de l'Algérie en utilisant une inversion jointe de l'analyse de la fonction récepteur (RF) des ondes P et l'inversion de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh à partir des données recueillies par les stations sismiques à large bande de l'ADSN. Ils ont trouvés que les profondeurs de Moho les plus faibles (~20-30 km) étaient sous la marge continentale algérienne et le Tell Atlas, alors que dans les Hauts Plateaux, le Moho variait entre 30 et 36 km et les valeurs élevées étaient identifiées dans l'Atlas saharien à (36-44 km) (vor le tableau 2.1 au-dessous).

Région	Type des données	Profondeur de Moho	Références
Atlas tellien	(23-27) km	Gravité satellite	Ydri et al. (2020)
	(22-38) km	Gravité	Mickus et al. (1991)
	(20-30) km	Shear-wave velocity	Melouk et al. (2023)
	(20-35) km	Les ondes de surface	Radi et Yelles (2022)
Hauts Plateaux	(30-34) km	Gravité satellite	Ydri et al. (2020)
	(35-40) km	Gravité	Mickus et al. (1991)
	(30-36) km	Shear-wave velocity	Melouk et al. (2023)
	(30-40) km	Les ondes de surface	Radi et Yelles (2022)
Atlas Saharien	(30-34) km	Gravité satellite	Ydri et al. (2020)
	(38-40) km	Gravité	Mickus et al. (1991)
	(36-44) km	Shear-wave velocity	Melouk et al. (2023)
	(25-40) km	Les ondes de surface	Radi et Yelles (2022)

**Tableaux 2-1:** les valeurs de profondeur de Moho, selon des travaux antérieurs déjà publiés sur le Nord de l'Algérie

## 2.4 Conclusion

A travers ce chapitre, nous avons passé en revue quelques travaux qui ont mis en évidence l'existence de slabs de subduction dans la partie ouest de la Méditerranée et ayant adopté différentes approches dans le traitement des données. La méthode qu'on a adopté est l'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh pour établir une tomographie 3D de la vitesse des ondes de cisaillement et parvenir ainsi à caractériser et imager les structures en profondeur. Les différentes étapes d'acquisition, de traitement des données feront l'objet du chapitre qui suit.

## ***Chapitre 3:***

*Méthodologie Adoptée et Traitement des Données*

## Chapitre 3:

### *Méthodologie Adoptée et Traitement des Données*

<b>3.1</b>	<b><i>Introduction</i></b>	<b>47</b>
<b>3.2</b>	<b><i>Présentation du réseau de stations sismologiques sélectionné</i></b>	<b>47</b>
3.2.1	<i>Réseau ADSN</i>	47
3.2.2	<i>Les stations hors ADSN</i>	49
3.2.3	<i>Catalogue des données :</i>	50
<b>3.3</b>	<b><i>L'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh</i></b>	<b>51</b>
3.3.1	<i>Théorie de la dispersion et d'atténuation</i>	51
3.3.1.1	<i>La propagation des ondes de Rayleigh dans un demi-espace</i>	52
3.3.1.2	<i>Les solutions des équations d'ondes</i>	53
3.3.1.3	<i>L'équation de dispersion</i>	54
3.3.1.4	<i>La vitesse de phase d'onde de Rayleigh et la vitesse de cisaillement (Vs) ondes d</i>	57
3.3.2	<i>Détermination de la vitesse du cisaillement (Vs) par l'analyse des ondes de Rayleigh</i>	59
3.3.2.1	<i>Mesure de la dispersion</i>	60
3.3.2.2	<i>Inversion des vitesses de phase pour l'obtention du modèle de vitesses d'ondes de cisaillement</i>	69

## ***Méthodologie Adoptée et Traitement des Données***

### **3.1 Introduction**

Ce chapitre présente les différentes étapes de traitement et d'analyse des données sismiques utilisé dans l'étude d'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh. La première partie de ce chapitre présente le réseau ADSN et les stations hors ADSN qui ont été considérées dans l'étude. La seconde partie se concentre sur la théorie et les principes utilisés pour le traitement des données ainsi que les conditions requises pour le choix des données. La méthodologie employée repose sur l'inversion des courbes de dispersion de la vitesse de groupe/phase des ondes de Rayleigh entre deux stations. Ce processus implique la sélection de paires de stations-événement appropriées, l'inspection de la qualité des signaux, l'isolation précise de la vitesse de groupe et de la vitesse de phase et de l'inversion visant à estimer la structure de la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) à travers la croûte terrestre et le manteau supérieur, en fonction de la profondeur.

Tous les enregistrements sismiques recueillis ont été minutieusement inspectés au moyen du code d'analyse sismique (SAC; Goldstein et al., 2003). Trois codes développés par Herrmann (2013) ont été exploités pour l'analyse et l'inversion des traces d'ondes de surface : MFT96, POM96 et SURF96. Le premier « MFT96 » isole la vitesse de groupe en fonction de la période. Le second « POM96 » effectue un décalage temporel afin de produire une courbe de dispersion de la vitesse de phase. Une fois la courbe de dispersion de la vitesse de phase établie, « SURF96 » procède à l'inversion pour déterminer  $V_s$  en fonction de la profondeur, en se basant sur la courbe de dispersion de la vitesse de phase des ondes de Rayleigh.

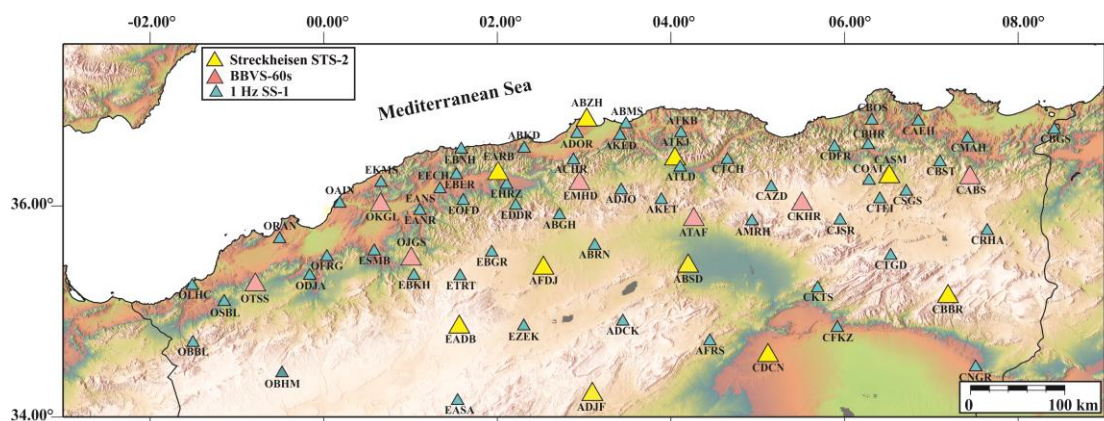
### **3.2 Présentation du réseau de stations sismologiques sélectionné**

#### **3.2.1 Réseau ADSN**

Suite au séisme de 2003, le Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique (CRAAG) a lancé le premier réseau sismologique numérique (ADSN) en deux phases. La première phase, en 2006, a impliqué une collaboration avec la CEA (China Earthquake Administration) pour obtenir leur expertise et du matériel.

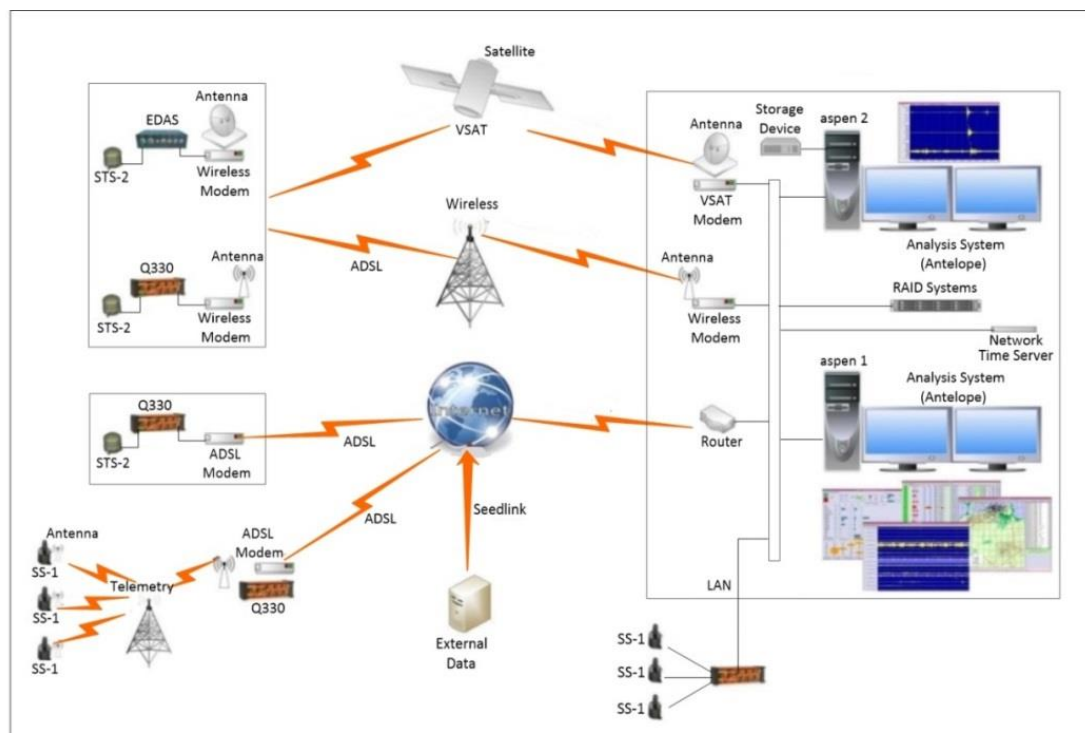
En 2009, la seconde phase a introduit un nouvel équipement de type américain. L'installation du matériel a été effectuée à travers plusieurs étapes: prospection, choix de sites, mode de communication et installation (Yelles-Chaouche et al., 2007 ; 2013).

A présent, le réseau sismique algérien compte 69 stations permanentes, comprenant 18 stations à large bande et 51 stations à courte période (Yelles-Chaouche et al., 2013, 2022). Ces stations permanentes sont équipées de capteurs à large bande Geodevice BBVS-60 et de Streckeisen STS-2, connectés respectivement aux numériseurs Geodevice EDAS-24IP et Q330, respectivement. De plus, les stations à courte période sont équipées de capteurs SS-1 avec une fréquence coin à 1 Hz couplés aux numériseurs Q330. La couverture spatiale de ces stations s'étend sur la majeure partie du nord de l'Algérie (Figure 3.1).



**Figure 3-1 :** Carte du réseau sismologique permanent Algérien (ADSN), montre les Répartition des stations sismiques (modifiée d'après Yelles-Chaouche et al., 2022). Les différentes couleurs des triangles représentent les différents types des stations.

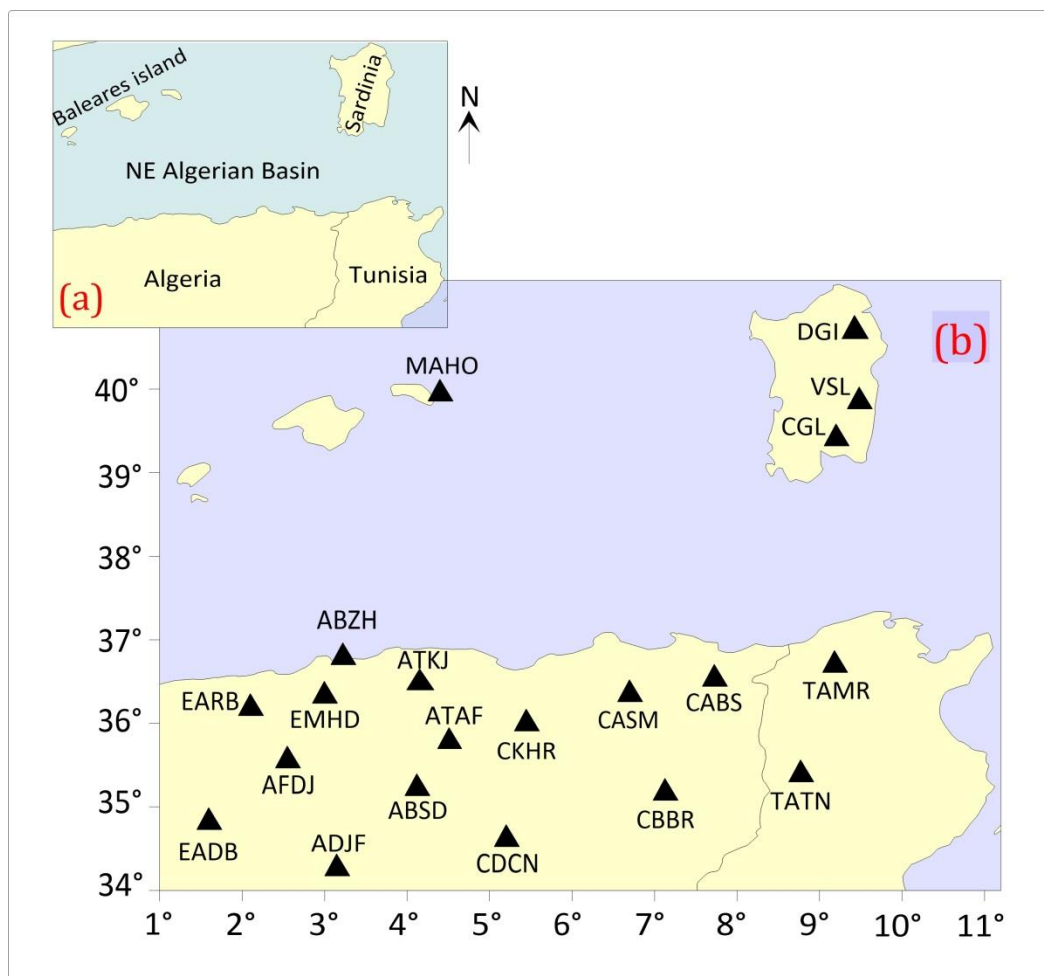
Le CRAAG utilise divers modes de transmission des données tels que le satellite, internet ou télémetrie (Yelles-Chaouche et al, 2013), comme illustré dans la Figure 3.2. Le logiciel Antelope de Kinemetrics est utilisé pour la gestion du réseau, incluant l'acquisition, la sauvegarde et le traitement des données.



**Figure 3-2** : Différents types de stations sismologiques constituant le réseau ADSN avec les étapes d'acquisition de données en temps réel depuis la station sismologique jusqu'au centre de données à Bouzaréah (modifiée d'après Radi, 2016).

### 3.2.2 Les stations hors ADSN

En plus des données sismologiques provenant de l'ADSN, nous avons eu recours au données de stations appartenant à l'institut américain IRIS-DMC (Incorporated Research Institutions for Seismology-Data Management Center). La Figure 3.3 illustre les stations spécifiquement déployées à travers l'Algérie, la Tunisie et dans les régions de la Sardaigne et Baléares.



**Figure 3-3:** (a) Répartition géographique des stations large bande BB utilisées dans cette étude (dans et hors ADSN). (b) Noms des régions de stations.

### 3.2.3 Catalogue des données :

L'étude des séismes constitue un domaine crucial de la sismologie, offrant des informations vitales pour la compréhension de la structure de la Terre. Dans ce contexte, notre travail de thèse repose sur une analyse des données sismiques, mettant en lumière leurs caractéristiques et informations essentielles. Notre étude s'est appuyée sur le catalogue global CMT (Centroid Moment Tensor) pour répertorier tous les séismes utilisés dans le présent travail de thèse. Ce catalogue renferme tous les paramètres de la source, tels que la date, l'heure d'origine, la localisation, la profondeur et la magnitude, pour chaque événement sismique. Une fois les paramètres des sources obtenues, nous les avons utilisées pour calculer d'autres paramètres essentiels de notre étude, comme l'azimut et la distance épacentrale.



### 3.3 L'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh

#### 3.3.1 Théorie de la dispersion et d'atténuation

La relation fonctionnelle entre la période des ondes de Rayleigh et leur vitesse définit la dispersion de ces ondes. Deux étapes sont nécessaires à l'obtention de l'équation de dispersion permet de calculer la vitesse de phase de l'onde de Rayleigh : tout d'abord la formulation mathématique des déplacements particuliers et des contraintes en assumant que les ondes de Rayleigh se propagent uniquement dans un plan (x - z) puis celle de la condition de surface libre, c'est-à-dire l'annulation des contraintes (Aki and Richards, 2002 ; Corchete, 1990).

La vitesse de cisaillement et le coefficient de dissipation sont deux paramètres essentiels pour décrire un modèle de comportement des sols. Aussi, les vitesses de phase, de groupe et le modèle d'atténuation permettent de discerner les caractéristiques structurales de la croûte et du manteau supérieur. Le schéma 3.4 résume les équations clés de la théorie de dispersion, partant de l'équation du mouvement pour aboutir à la courbe de dispersion de vitesse des ondes de Rayleigh.

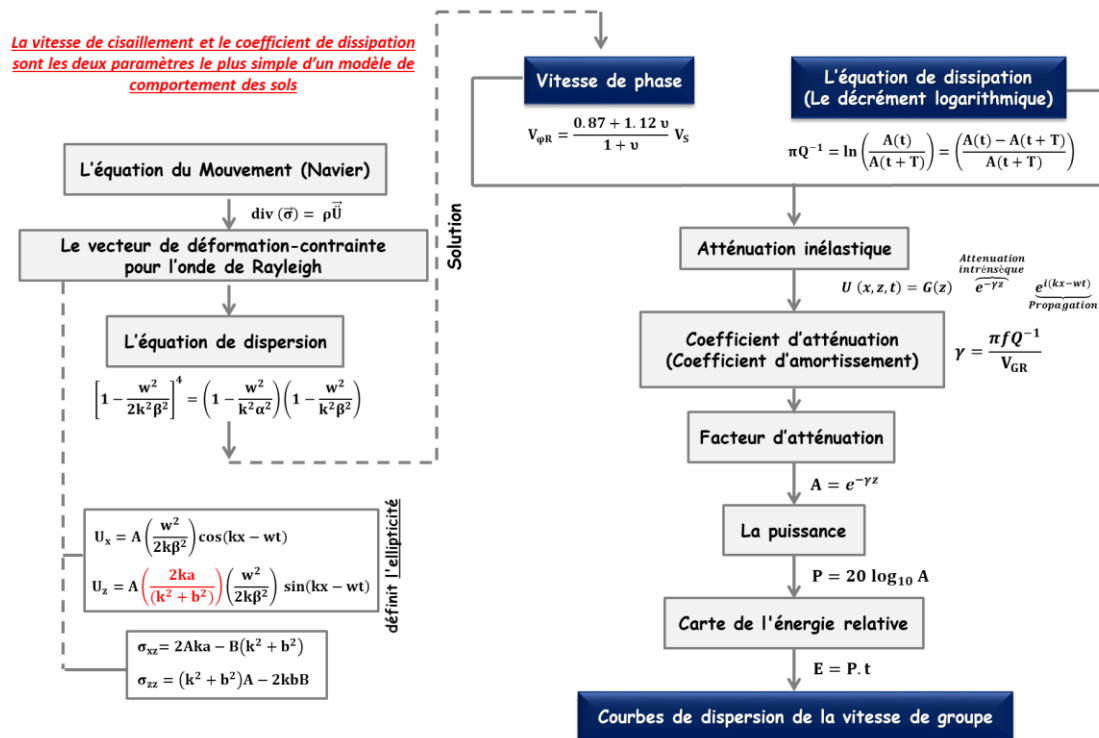


Figure 3-4 : Organigramme de la théorie de dispersion des ondes de Rayleigh (les équations est modifié d'après Aki and Richards, 2002; Corchete, 1990).

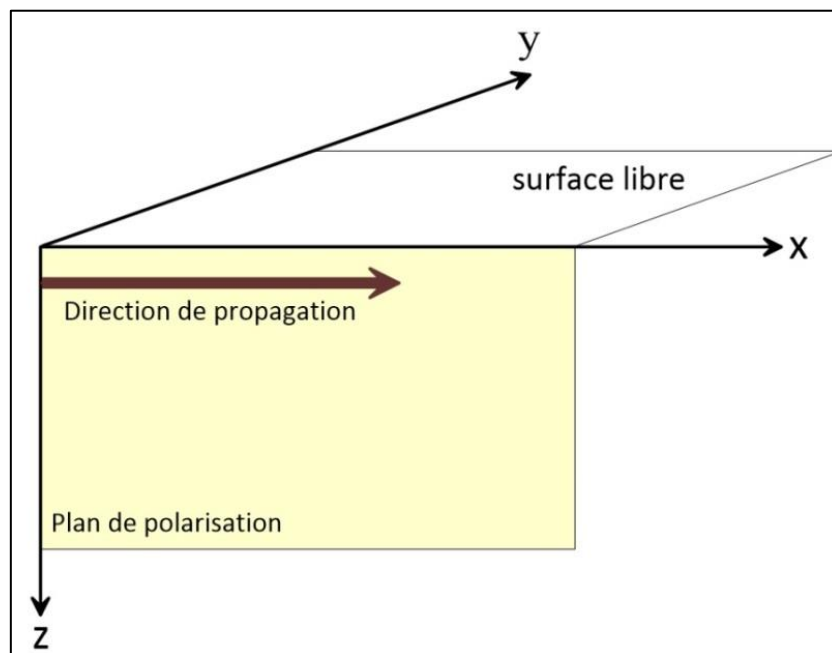
### 3.3.1.1 La propagation des ondes de Rayleigh dans un demi-espace

Dans un plan  $(x - z)$  (Figure 3.5), les ondes de Rayleigh résultent de l'interaction entre l'onde P et  $S_v$  à une surface libre (Foti, 2003) où  $S_v$  est une onde de cisaillement se déplaçant dans le plan vertical. Afin de dériver l'équation de dispersion des ondes de Rayleigh, il est essentiel d'établir les équations de mouvement pour les ondes P et  $S_v$ . Ainsi, l'équation de Navier en termes de la dilatation  $\theta$  et la rotation  $A$  est donnée par la relation 3.1 :

$$(\lambda + 2\mu)\nabla\theta - \mu\nabla \times A = \rho\ddot{U} \quad 3.1$$

Avec  $\nabla$  le gradient,  $\nabla \cdot$  la divergence et  $\nabla \times$  la rotation du  $\vec{U}$  le vecteur déplacement, ainsi que  $\rho$  est la densité volumique du matériau. Les coefficients de Lamé  $\lambda$  et  $\mu$ , sont des grandeurs fondamentales en élasticité : le premier est le module de cisaillement, tandis que le second est relié au module d'incompressibilité.

La surface libre signifie qu'il doit y avoir une interface entre deux milieux différents, comme entre l'air et la terre, où les ondes peuvent se propager. Ces ondes se déplacent le long de cette interface, oscillant à la fois dans la direction de propagation et perpendiculairement à cette direction (Figure 3.5). Dans un plan  $x-z$  avec  $(U_x, 0, U_z)$  peut être exprimée dans plan de polarisation comme suit :



**Figure 3-5:** Schéma représentant le plan de propagation de l'onde Rayleigh (surface libre en deux dimensions) (modifiée d'après Aki and Richard., 2002).

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 U_x = \rho \ddot{U}_x \quad 3.2$$

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 U_z = \rho \ddot{U}_z \quad 3.3$$

Avec  $\nabla \times A = \nabla \times \nabla \times U = \nabla(\nabla \cdot U) - \nabla^2 U = \nabla \theta - \nabla^2 U$ . Où,  $\theta = \partial U_x / \partial x + \partial U_z / \partial z$

avec le théorème de Helmholtz,  $\vec{U} = \nabla \Phi + \nabla \times \vec{\Psi}$ , on détermine:  $U_x$  et  $U_z$ , on obtient :

$$U_x = \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad \text{et} \quad U_z = \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad 3.4$$

Après avoir identifié les dérivées qu'on substitue ensuite dans l'équation 3.2 et 3.3 on obtient les deux équations suivant :

$$(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Phi - \rho \left( \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \right) = 0 \quad \text{et} \quad \mu \nabla^2 \Psi - \rho \left( \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \right) = 0 \quad 3.5$$

Enfin, les équations d'onde pour l'onde P et  $S_V$  sont respectivement :

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} - \alpha^2 \nabla^2 \Phi &= 0 \\ \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} - \beta^2 \nabla^2 \Psi &= 0 \end{aligned} \quad 3.6$$

Où  $\alpha^2$  et  $\beta^2$  correspondant respectivement aux vitesses des ondes P et aux vitesses des ondes  $S_V$ .

### 3.3.1.2 Les solutions des équations d'ondes

Présentons les solutions des équations (3.6) sous la forme suivante :

$$\begin{aligned} \Phi(x, z, t) &= A e^{-az} \sin(kx - wt) \\ \Psi(x, z, t) &= B e^{-bz} \cos(kx - wt) \end{aligned} \quad 3.7$$

Avec,  $a^2 = k^2 - (w^2/\alpha^2)$  et  $b^2 = k^2 - (w^2/\beta^2)$

A et B sont des constantes reliées aux amplitudes des ondes respectivement longitudinales et transverses ;  $w$  correspond à la pulsation ou fréquence angulaire, et est définie par  $w = 2\pi f$ ;  $k$  désigne le nombre d'onde suivant  $x$  avec  $w = k/V_R$ ,  $V_R$  la vitesse de propagation de l'onde de Rayleigh. Les nombres  $a$  et  $b$  sont des nombres positifs. , donc il faut deux conditions :

$$k^2 > \left( \frac{w}{\alpha} \right)^2 \quad \text{ou} \quad \alpha^2 > \left( \frac{w}{k} \right)^2 ; \quad V_R^2 < \alpha^2$$

$$k^2 > \left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2 \quad \text{ou} \quad \beta^2 > \left(\frac{\omega}{k}\right)^2 ; \quad V_R^2 < \beta^2$$

C'est-à-dire que la vitesse  $V_R$  est inférieure à la vitesse de l'onde transversale  $\beta$ .

### 3.3.1.3 L'équation de dispersion

Les déplacements particuliers  $U_x$  et  $U_z$  respectivement suivant  $x$  et  $z$ , sont ensuite dérivés en introduisant la solution des potentiels de 3.7 dans 3.5, on obtient :

$$\begin{aligned} U_x &= (Ake^{-az} - Bbe^{-az}) \cos(kx - \omega t) \\ U_z &= (Ake^{-az} - Bbe^{-az}) \sin(kx - \omega t) \end{aligned} \quad 3.8$$

Les contraintes tangentielles  $\sigma_{xz}$  et normales  $\sigma_{zz}$  doivent être nulles à la surface libre, elles sont finalement dérivées à partir de l'expression de déplacement particulière 3.6 en utilisant la loi de Hook :

$$\sigma_{xz} = 2\mu\varepsilon_{xz} = \mu \left[ \frac{\partial U_x}{\partial z} + \frac{\partial U_z}{\partial x} \right] = 0 \quad 3.9$$

$$\sigma_{zz} = \lambda\theta + 2\mu\varepsilon_{zz} = \lambda \left[ \frac{\partial U_x}{\partial x} + \frac{\partial U_z}{\partial z} \right] + 2\mu \frac{\partial U_z}{\partial z} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial U_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial U_x}{\partial x} = 0 \quad 3.10$$

En utilisant les expressions 3.8 pour déterminer les dérivées dans l'expression des contraintes au-dessus, avec les conditions aux limites  $z = 0$ . Donc, après avoir remplacé les dérivées dans l'expression de  $\sigma_{xz}$ ,  $\sigma_{zz}$  et simplifié, on obtient les deux équations importantes suivantes :

$$\sigma_{xz} = 2Aka - B(k^2 + b^2) = 0 \quad 3.11$$

$$\sigma_{zz} = (k^2 + b^2)A - 2kbB = 0 \quad 3.12$$

Avec,  $\lambda = \rho(\alpha^2 - \beta^2)$  et  $2\rho\beta^2 = 2\mu$

Les équations 3.11 et 3.12 comprennent une paire des équations, et une solution se produit uniquement si le déterminant de la matrice de coefficients  $\sigma_{xz}$  et  $\sigma_{zz}$  est égal à zéro :

$$\begin{bmatrix} 2ka & -(k^2 - b^2) \\ (k^2 + b^2) & -2kb \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \end{bmatrix} = 0 \quad 3.13$$

Donc,

$$(k^2 + b^2)^2 = 4k^2ab \quad 3.14$$

Maintenant, Substitution des a et b :

$$\left[1 - \frac{w^2}{2k^2\beta^2}\right]^4 = \left(1 - \frac{w^2}{k^2\alpha^2}\right)\left(1 - \frac{w^2}{k^2\beta^2}\right) \quad 3.15$$

L'équation ci-dessus nous permet d'obtenir une contrainte sur les combinaisons possibles de nombre d'ondes et de fréquence, dite **la relation de dispersion**. Avec  $V_R = w/k$  et  $\beta = V_T$ , l'équation de dispersion peut être exprimée de la façon suivante :

$$\left[1 - \frac{V_R^2}{2\beta^2}\right]^4 = \left(1 - \frac{V_R^2}{\alpha^2}\right)\left(1 - \frac{V_R^2}{\beta^2}\right) \quad 3.16$$

Une solution approchée de l'équation (3.16), a été proposée par Viktorov (1967). Cette solution s'obtient dans la section suivante : la vitesse de phase d'onde de Rayleigh et la vitesse de cisaillement ( $V_s$ ).

Si la relation de dispersion est satisfaite, l'amplitude des composants P et  $S_v$  est alors obtenue à partir des équations (3.11) et (3.12) :

$$B = \frac{2Ka}{(k^2 + b^2)} A \quad 3.17$$

La substitution de (3.17) dans (3.8), les déplacements suivant x et z deviennent :

$$U_x = A \left(\frac{w^2}{2k\beta^2}\right) \cos(kx - wt) \quad 3.18$$

$$U_z = A \left(\frac{2ka}{(k^2 + b^2)}\right) \left(\frac{w^2}{2k\beta^2}\right) \sin(kx - wt) \quad 3.19$$

Si chaque composant avait la même amplitude, le mouvement serait circulaire, mais le rapport  $2ka/(k^2 + b^2)$  définit l'ellipticité. Les ondes de Rayleigh observables sur les composantes verticales et radiales des sismogrammes, à la surface, sont polarisées avec un mouvement elliptique dans la direction de propagation. Ceci est cohérent avec l'équation à laquelle nous sommes arrivés ci-dessus.

### 3.3.1.4 La vitesse de phase d'onde de Rayleigh et la vitesse de cisaillement ( $V_s$ )

La substitution de  $\zeta = (V_R/\beta)^2$  et  $q = (\beta/\alpha)^2$  dans l'équation 3.16, la valeur  $q$  est liée au coefficient de Poisson  $\nu$ , permet d'obtenir :

$$\left(1 - \frac{\zeta}{2}\right)^4 = (1 - \zeta q)(1 - \zeta) \quad 3.20$$

Cela peut être étendu pour produire :

$$\zeta^3 - 8\zeta^2 + 8\zeta(3 - 2q) - 16(1 - q) = 0 \quad 3.21$$

Les solutions d'équation 3.21 dépendent des valeurs de  $q$ . Puisque le rapport de Poisson  $\nu$  a des valeurs comprises entre 0 et 0.5,  $q$  varie entre 0 à 0.5.

Pour chaque valeur de  $q$ , l'équation 3.21 à 3 racines, Deux seulement pour les valeurs  $V_R/\beta < 1$ , puisqu'elles doivent satisfaites la condition précédent  $V_R < \beta$ .

Alors, à titre d'exemple considérons le cas suivant :  $\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)} = \frac{1}{4}$  si  $\lambda = \mu = 1$  (cas pour de nombreuses roches), donc :

$$q = \left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^2 = \frac{\frac{\mu}{\rho}}{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{1}{3} \quad 3.22$$

Maintenant, en remplaçant la valeur de  $q$  dans l'équation (3.21) pour résoudre, on obtient, plus simplement :

$$(\zeta - 4) \left( \zeta^2 - 4\zeta + \frac{8}{3} \right) = 0 \quad 3.23$$

Les trois racines de cette équation (3.23) sont :  $\zeta = 4$ ,  $\zeta = 2 + \frac{2}{\sqrt{3}}$  et  $\zeta = 2 - \frac{2}{\sqrt{3}}$

Avec  $V_R < \beta$ , et donc  $V_R/\beta < 1$  la seule solution acceptable est :

$$\zeta = \left(\frac{V_R}{V_s}\right)^2 = 2 - \frac{2}{\sqrt{3}} = 0.845 \quad 3.24$$

Finalement, la vitesse de phase de Rayleigh ( $V_{\phi R}$ ) est alors simplement proportionnelle à la vitesse des ondes de cisaillement  $\beta$  (ou  $V_s$ ):

$$V_{\phi R} = V_s \sqrt{0.845} = 0.9194 V_s \quad 3.25$$

Dans le tableau suivant, les valeurs de  $\zeta$  et  $V_R$  correspondant à une certaine valeur du coefficient de Poisson ( $\nu = \sigma$ ) sont données, ainsi que les relations entre les valeurs de  $q$ ,  $\lambda$  et  $\mu$ .

$\sigma$	$q$	$\lambda$	$\mu$	$\zeta$	$V_R$
0	$\frac{1}{2}$	0	$\frac{3}{2}K$	0.7640	$0.8741 V_s$
$\frac{1}{8}$	$\frac{3}{7}$	$\frac{1}{3}\mu$	$K$	0.8059	$0.8977 V_s$
$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{3}$	$\mu$	$\frac{3}{5}K$	0.8453	$0.9194 V_s$
$\frac{1}{2}$	0	$K$	0	0.9128	0.0

**Tableau 3- 0-1:** Valeurs de la vitesses des ondes de Rayleigh ( $V_R$ ) et de  $\zeta$  (représenté par le rapport entre la vitesse des ondes de Rayleigh ( $V_R$ ) et des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) au carré) correspondant à certaines valeurs de coefficient de Poisson ( $\sigma$ ), ainsi que les relations entre les valeurs de  $q$ , la longueur d'onde ( $\lambda$ ) et le coefficient de cisaillement ( $\mu$ ) (d'après Vallina et al., 2018).

### 3.3.3.5 Atténuation anélastique

L'atténuation ou l'affaiblissement est la diminution relative de la puissance d'un signal ou cours de sa transmission. C'est la quantité par laquelle il faut multiplier le facteur de signal à la sortie pour obtenir au signal à l'entrée de la section considérée, c'est-à-dire, il s'agit de mesurer une qualité interne du corps, à l'aide d'une mesure externe.

Lorsqu'un milieu solide vibre, une partie de l'énergie élastique se dissipe sous forme de chaleur. Le frottement interne de la matière est la principale cause de cette dissipation d'énergie. Ainsi, les ondes élastiques subissent une atténuation ou une réduction de leur amplitude. La mesure de cette atténuation est donc une mesure directe de l'anélasticité de la matière. En général, l'équation de propagation d'onde dépend de l'atténuation anélastique :

$$U(x, z, t) = G(z) \overbrace{e^{-\gamma z}}^{\text{Attenuation}} \underbrace{e^{i(kx - \omega t)}}_{\text{Propagation}} \quad 3.26$$

Une relation reliant le coefficient d'atténuation ( $\gamma$ ) à la fonction de dissipation ( $Q^{-1}$ ) et la fréquence ( $f$ ) et la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh ( $V_{GR}$ ) est décrite par Lavergne (1986) comme étant égale à :

$$\gamma = \frac{\pi f Q^{-1}}{V_{GR}} \quad 3.27$$

Donc, une fois  $Q^{-1}$  est connue, il est possible d'obtenir le coefficient d'atténuation.

### 3.3.3.6 Fonction de dissipation de Rayleigh

En théorie, il est d'usage d'utiliser le facteur  $Q$  sans dimension comme mesure de l'atténuation anélastique. Ce paramètre est appelé facteur de qualité  $Q$ , mais on utilise plus couramment son inverse  $Q^{-1}$ , qui est connu sous le nom de fonction de dissipation ou aussi de frottement interne. Plus exactement,  $Q^{-1}$  est compris comme la fraction l'énergie dissipée pendant un cycle d'onde (Aki and Richard, 2002). Il s'agit bien d'une relation de proportionnalité qui s'écrit par :

$$Q^{-1} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad 3.28$$

$\Delta E$  est l'énergie dissipée par le système sur une période. Puisque cette énergie élastique est convertie en chaleur selon le deuxième principe de la thermodynamique  $\Delta E = T\Delta S$ , Ce qui permet aussi décrit :

$$2\pi Q^{-1} = \frac{T\Delta S}{E} \quad 3.29$$

En pratique, il s'agit de mesurer une qualité interne du corps  $Q^{-1}$ , à l'aide de mesure externe, comme le calcul de la décroissance logarithmique des amplitudes. La proportionnalité de  $Q^{-1}$  est utilisée comme définition de  $Q$  avec le décrement logarithmique de deux amplitudes successives  $A_1$  et  $A_2$  de sorte que :

$$\pi Q^{-1} = \ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) = \left(\frac{A_1 - A_2}{A_2}\right) = \gamma T \quad 3.30$$

Avec  $T$  est la période.



Les relations ci-dessus sont équivalentes, car l'énergie est proportionnelle au carré de l'amplitude (Aki and Richards, 2002). Donc, une fois l'atténuation ( $e^{-\gamma z}$ ) est connue, il est possible d'obtenir la courbe de dispersion des vitesses de groupe à travers les étapes finales de l'organigramme de la Figure 3.4.

### 3.3.2 Détermination de la vitesse du cisaillement ( $V_s$ ) par l'analyse des ondes de Rayleigh

La détermination de la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) via l'analyse des ondes de Rayleigh repose sur l'étude de la courbe de dispersion des vitesses de groupe/phase de ces ondes entre différentes stations. Cette approche, utilise la méthode à deux stations. Elle nécessite la sélection de paires de stations-événements adéquates et l'identification précise des vitesses de groupe et de phase puis suivie par une inversion visant à estimer la structure de  $V_s$  à travers la croûte terrestre et le manteau supérieur en fonction de la profondeur. L'organigramme de la Figure 3.6 représente les différentes étapes suivies dans notre étude.

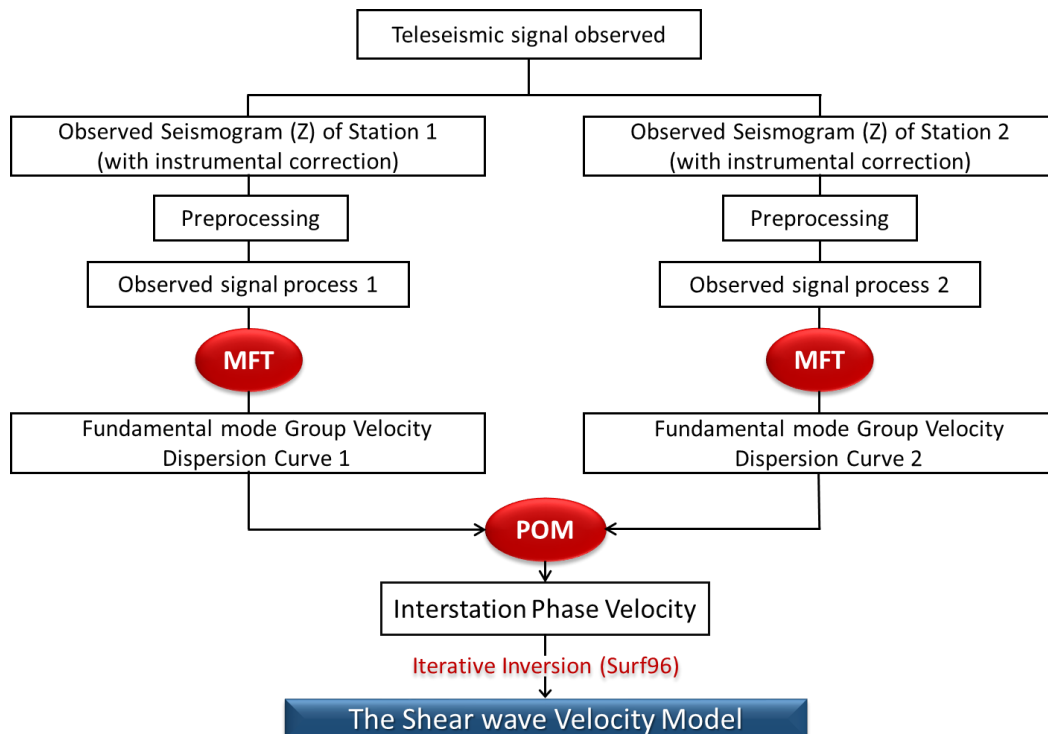


Figure 3-6: Diagramme montrant les différentes étapes de calcul pour l'obtention du modèle de vitesse du cisaillement ( $V_s$ ) par l'analyse des ondes de Rayleigh.

Trois codes de calcul ont été utilisés dans cette étude inclus dans la suite de programmes "Computer Programs in Seismology" (Herrmann, 2013) Leur utilisation sera détaillée dans la suite.

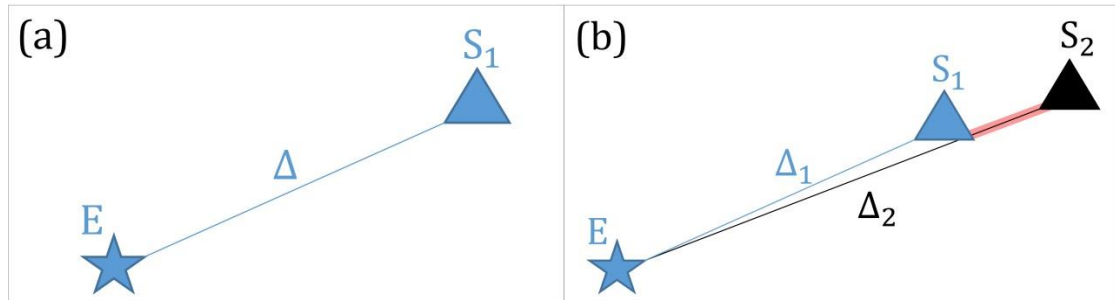
### 3.3.2.1 *Mesure de la dispersion*

Pour mesurer la dispersion, les séismogrammes des composantes verticales d'événements lointains entre 2010 et 2021 enregistrés au niveau de plusieurs stations sismologique appartenant à différents réseaux (Figure 3.10). Pour mieux visualiser l'enveloppe des ondes de surface, nous avons choisi une fenêtre temporelle d'une minute avant, et de 30 minutes à 1 heure après le temps d'origine du séisme en fonction de sa localisation. Cela garantit l'inclusion des ondes de surface captées par les différentes stations étudiées. Au départ, les données enregistrées sont sous format miniSEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data), les données ont été converties au format SAC (Seismic Analysis Code) (Goldstein et al., 2003), puis on procède à la suppression de la réponse instrumentale pour convertir les count du signal de sortie en vitesse donnée par m/s. Pour plus de détails sur cette étape, voir la thèse de Layadi (2017).

La tomographie des ondes de surface utilise différentes approches pour analyser les données, nous mentionnons les plus importantes méthodes est la méthode de Vitesse de groupe à une station et la méthode de Vitesse de phase à deux stations.

- **Vitesse de groupe à une station (Événement-Station) :**

La méthode de vitesse de groupe à une seule station estime la vitesse de groupe ( $U$ ) en divisant la distance epicentrale ( $\Delta$ ) par le temps d'arrivée des ondes ( $t_g$ ) à une seule station  $S_1$  (Figure 3.7-a)



**Figure 3-7:** Différentes méthodes adoptées dans la tomographie des ondes de surface : (a) Technique à une station ; (b) Technique à deux stations (modifiée d'après Yao et al., 2006).

La détermination de la vitesse de groupe peut se faire avec cette formule :

$$U = \Delta/t_g \quad 3.31$$

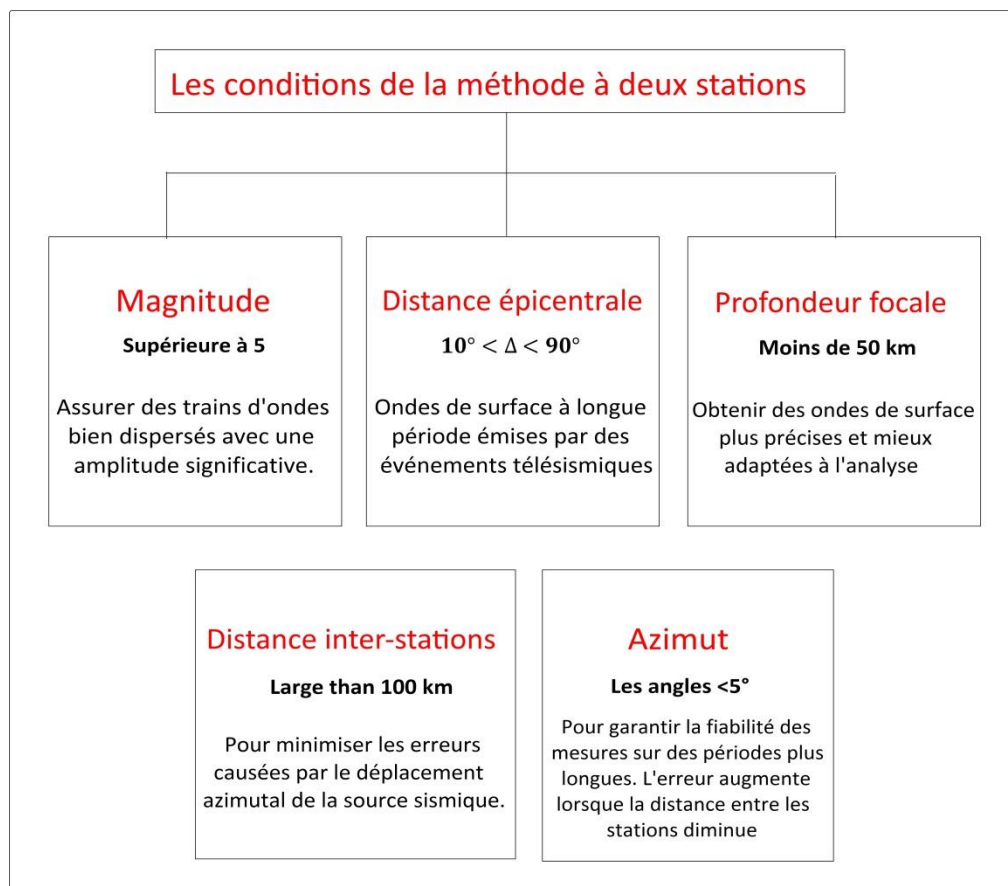
o **Vitesse de phase à deux stations (Événement-Station 1\_Station 2) :**

En revanche, la méthode de vitesse de phase (C) à deux stations utilise deux stations proches l'une de l'autre ( $S_1$  et  $S_2$ ), enregistrant le même événement à des distances légèrement différentes. En comparant la distance épacentrale ( $\Delta_1$  et  $\Delta_2$ ) et la différence de temps d'arrivée entre les deux stations ( $\Delta t$ ), la vitesse de phase interstation (représentée par la ligne rouge dans la Figure 3.7.b) peut être déterminée avec cette relation :

$$C = \Delta_2 - \Delta_1/\Delta t \quad 3.32$$

**a) La méthode à deux stations et ses conditions**

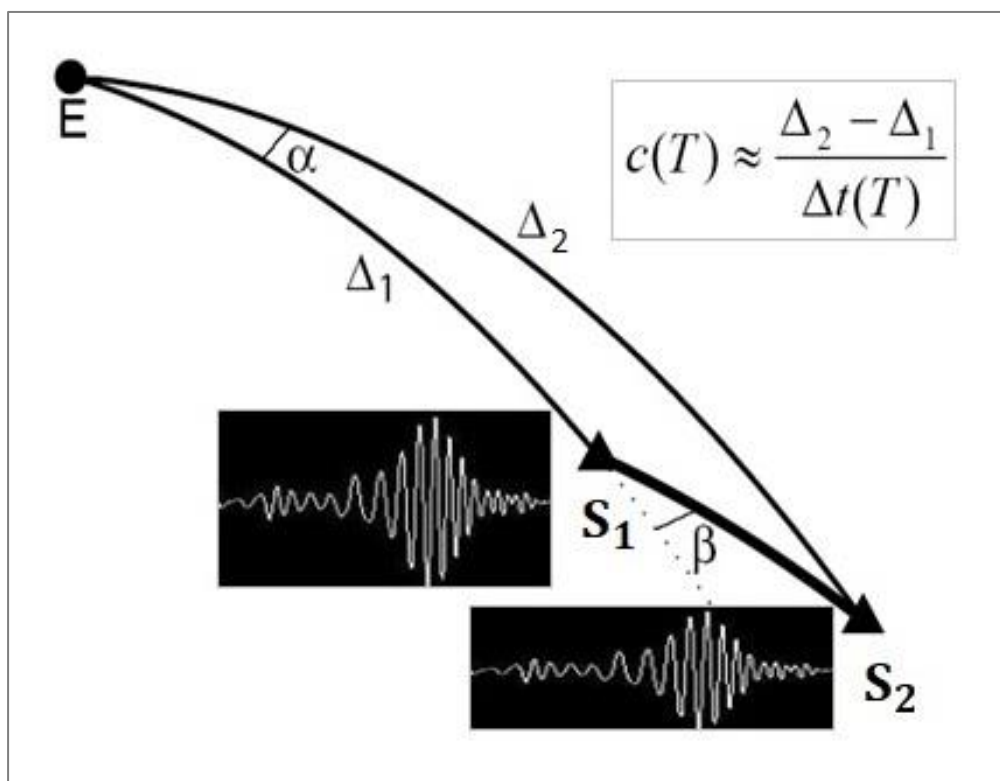
Dans cette étude, nous avons employé la méthode des deux stations (Dziewonski and Hales, 1972) comme moyen efficace pour réduire la sensibilité des mesures face à l'hétérogénéité le long du trajet interstation (Brisbourne and Stuart, 1998). Pour ce faire, des conditions spécifiques sont requises énoncées dans le schéma suivant :



**Figure 3-8:** Schéma résume les cinq conditions qui doivent être remplies dans la méthode à deux stations.

En résumé, il est impératif :

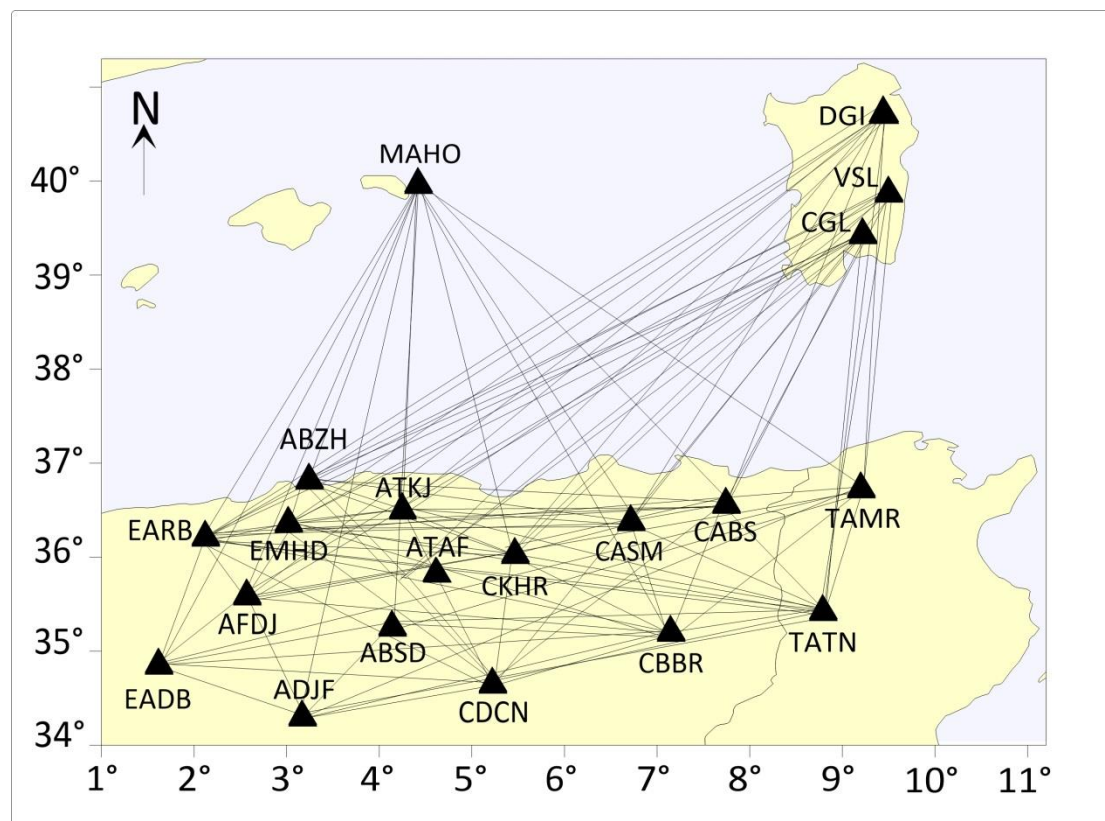
1. Tout d'abord, que la magnitude du séisme doit être supérieure à 5, afin d'assurer une trainée d'ondes bien dispersée avec une amplitude significative (tel qu'elle représentée par l'exemple de la Figure 3.9), facilitant une analyse précise.
2. Ensuite, que la distance épacentrale, doit être comprise entre  $10^\circ$  et  $90^\circ$ . Cette plage permet l'observation des ondes de surface à longue période émises par des événements téléseismiques.
3. De plus, la profondeur focale du séisme doit être inférieure à 50 km, pour obtenir des ondes de surface plus précises adaptées à l'analyse.
4. En outre, l'azimut joue un rôle important dans la méthode à deux stations. À la fois la différence azimutale  $\alpha$  entre le séisme et les deux stations, et  $\beta$  entre le séisme et la station distante (Yao et al., 2006) (Figure 3.9), devraient être inférieurs ou égale à  $5^\circ$ . Ce critère vise à minimiser les erreurs causées par la trajectoire des ondes sismiques.



**Figure 3-9:** Schéma représentant le trajet pour la méthode des deux stations. Le cercle représente l'événement, tandis que les deux triangles représentent les stations. Les angles  $\alpha$  et  $\beta$  ne doivent pas être trop importants pour garantir que les stations et source soient proches sur le même trajet (modifiée d'après Yao et al., 2006).

5. Enfin, la distance inter-stations, qui est la distance entre les deux stations sismiques, devrait être supérieure à 100 km (Foster et al., 2014). Cette exigence garantit des mesures fiables sur une période plus longue. La distance interstation minimale a été fixée à 123 km, entre la station CASM et la station CABS. À mesure que la distance inter-stations diminue, l'erreur dans l'analyse augmente (Fang et al., 2010a).

Dans notre travail, nous avons assuré la garantie de toutes les conditions mentionnées dans chaque profil sélectionné (Figure 3.10).



*Figure 3-10: les trajets entre chaque paire de stations pour couvrir toute la région d'étude.*

### **b) Calcul la Vitesse de groupe**

Nous avons employé la méthode d'analyse en filtrage multiples (Multiple Filtre Technique, MFT) dans le code Herrmann (2013) pour mesurer la dispersion de la vitesse du groupe de l'onde de Rayleigh. Cette méthode consiste à appliquer une séquence de filtre gaussien au sismogramme sur une certaine plage de période (10-200 second) et à calculer l'enveloppe du signal filtré pour créer une courbe de vitesse de group en fonction de la période (Figure 3.11).

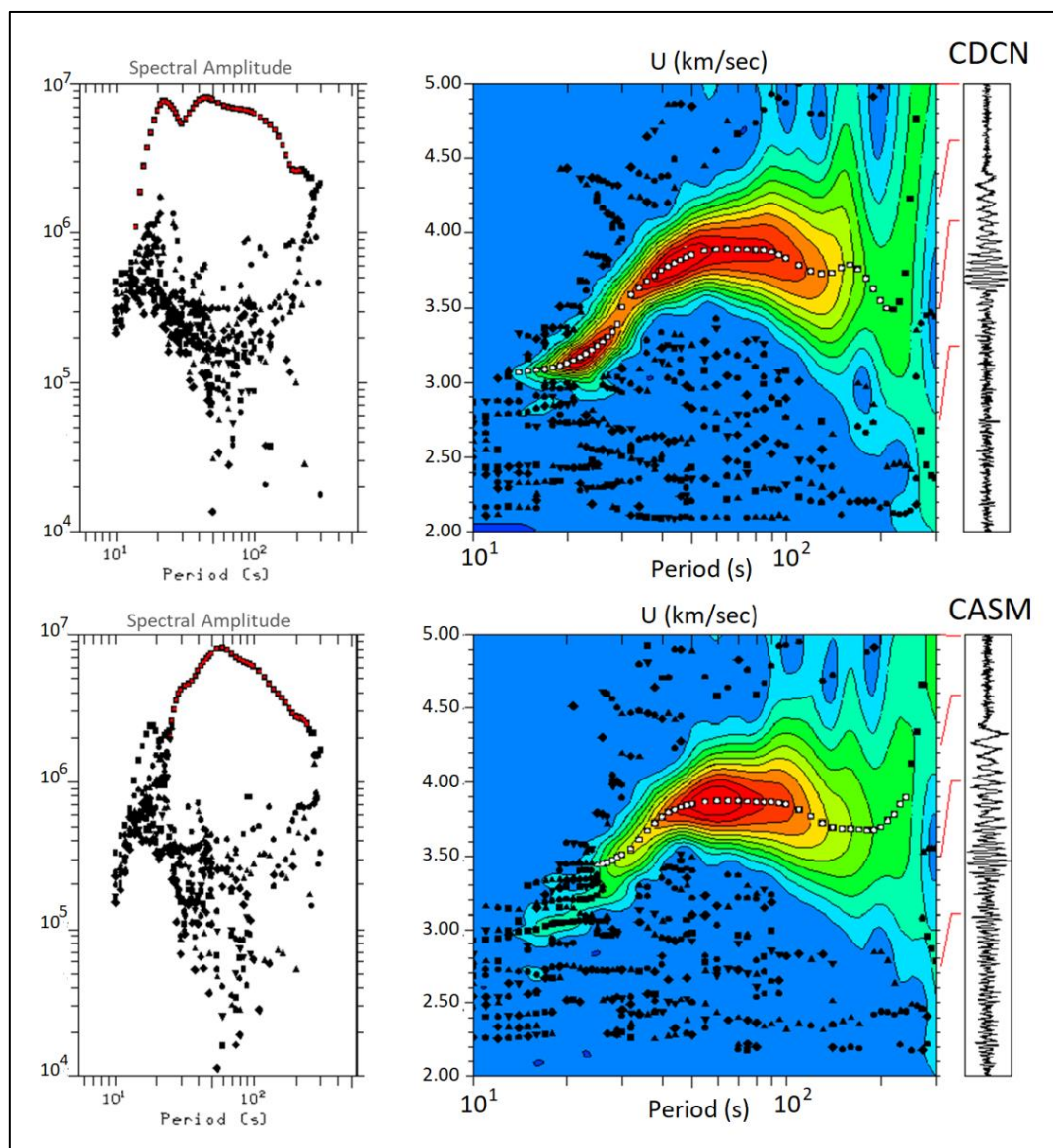
Par ailleurs, nous avons défini une plage de périodes (période min et période max) pour chaque sismogramme afin d'obtenir des courbes de dispersion continues dans cette plage de période choisie. Il est crucial de garantir la qualité des courbes de dispersion, surtout aux courtes et longues périodes où l'énergie diminue. Lors de l'analyse des courbes de dispersion, nous avons exclu les courbes avec une énergie trop faible. La gamme de périodes de chaque courbe de dispersion dépend de la magnitude du séisme, avec les périodes les plus longues associées à des séismes de magnitude élevée. Etant donné que nous avons utilisé les télé-séismes de grande magnitude (>5)

dans notre étude, les mesure ont été prise sur de longues périodes (basses fréquences) entre 10-200 sec.

Pour chaque signal filtré obtenu par MFT entre 10 et 200 sec de période, nous avons pointé le temps d'arrivée de l'amplitude maximale de l'enveloppe de l'onde pour mesurer la vitesse de propagation de l'énergie associée à cette onde à chaque période (à partir de la distance épacentrale connue). Ces mesures composent la courbe de dispersion étudiée (courbe vitesse de groupe-période) (Figure 3.11 et 3.12).

La Figure 3.11 illustre un exemple de sélection d'une courbe de dispersion de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à partir d'un événement sismique du 01 septembre 2021, à 13:50:13, avec une magnitude Md de 5.9 enregistré à la paire de stations CDCN-CASM, obtenue par la technique MFT. L'énergie présente dans chaque sismogramme filtré est indiquée par la variation de couleur (le rouge correspond à l'énergie la plus élevée). Les carrés blancs au centre du contour rouge correspondent à l'énergie maximale, c'est-à-dire la courbe de dispersion de la vitesse de groupe et au spectre de la période.

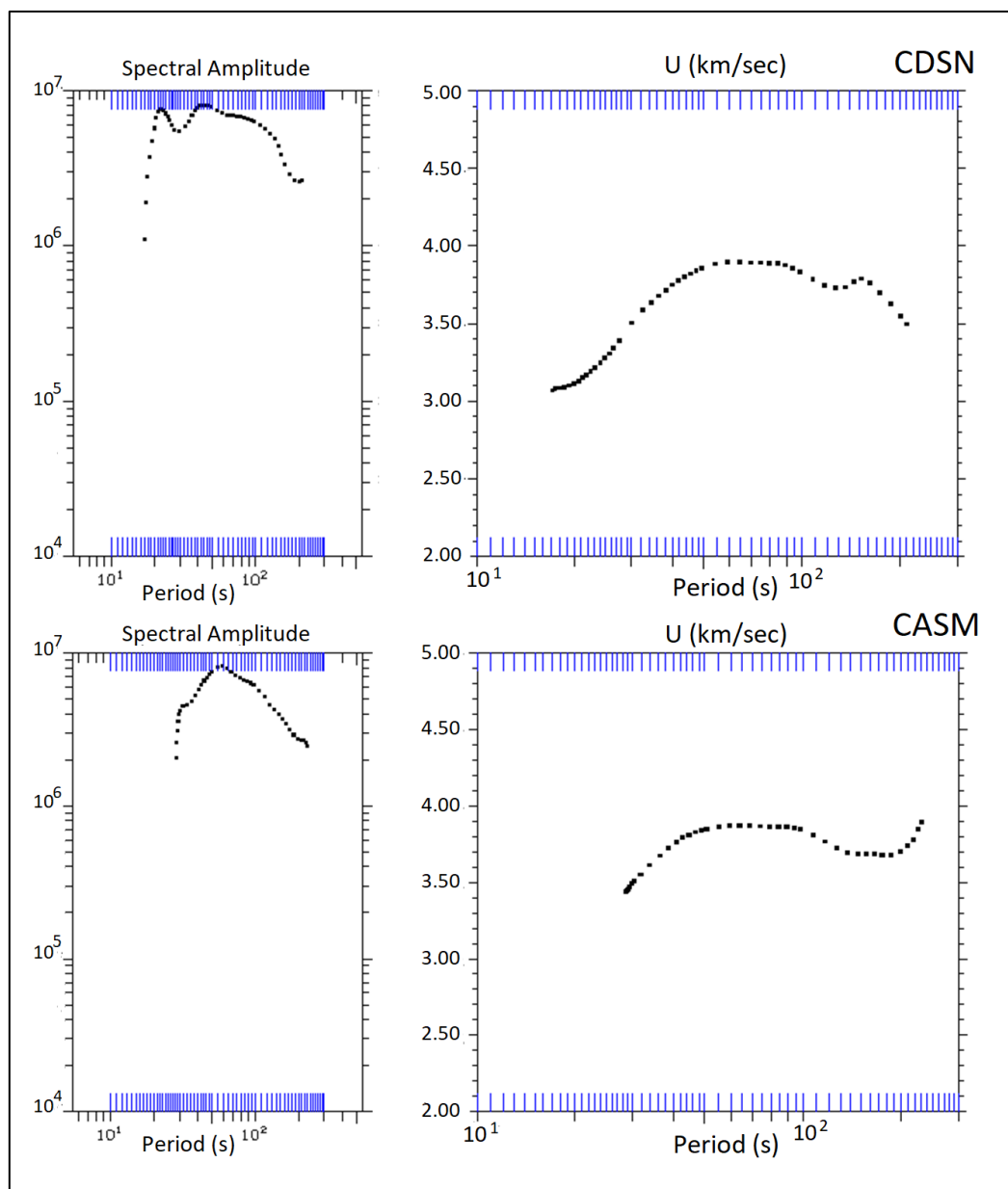




**Figure 3-11:** Affichage de sortie du programme d'Hermann (2013) des analyses en filtrage multiple (MFT). Le graphique de gauche montre l'amplitude spectrale en fonction de la période. Le graphique de droite montre la vitesse du groupe ( $U$ ) en fonction de la période. L'énergie présente dans chaque séismogramme filtré est indiquée par la couleur (rouge=plus grand énergie). Les carrés blanche au centre du contour de couleur rouge a été sélectionné manuellement et correspondent à l'énergie maximale et représentent la dispersion de vitesse de groupe. Les carrés noirs sont des arrivées de formes d'onde secondaire. Données provenant d'un séisme (01-09-2021; 13 :50 :13 ;  $M_d=5.9$ ) enregistrées par la paire-stations CDSN et CASM.

Pour une meilleure visualisation du résultat extrait de la Figure 3.11, le code MFT (Multiple Filtre Technique) permet de visualiser uniquement la courbe pointée comme illustré dans la Figure 3.12. Le code MFT isole ensuite l'amplitude de l'onde ainsi que la vitesse de groupe, en fonction de la période (Figure 3.12).



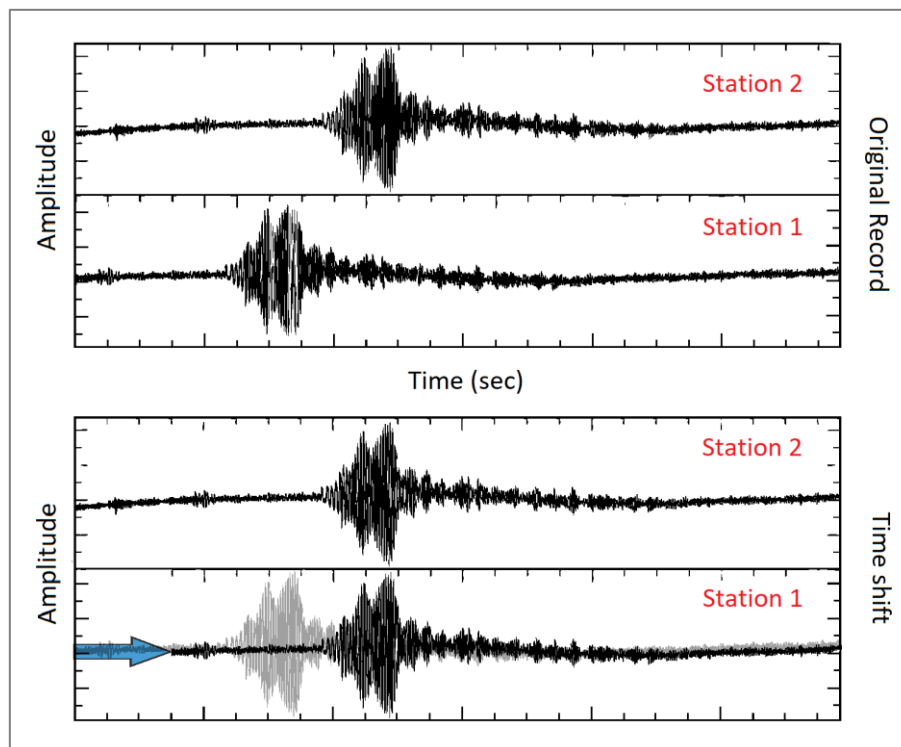


**Figure 3-12:** Courbe de dispersion de vitesse de groupe extrait de la paire-stations CDSN et CASM. La courbe de dispersion mesurée est indiquée sur le graphique de l'amplitude spectrale à gauche et sur le diagramme vitesse de groupe-période à droit.

### c) Calcul la Vitesse de phase

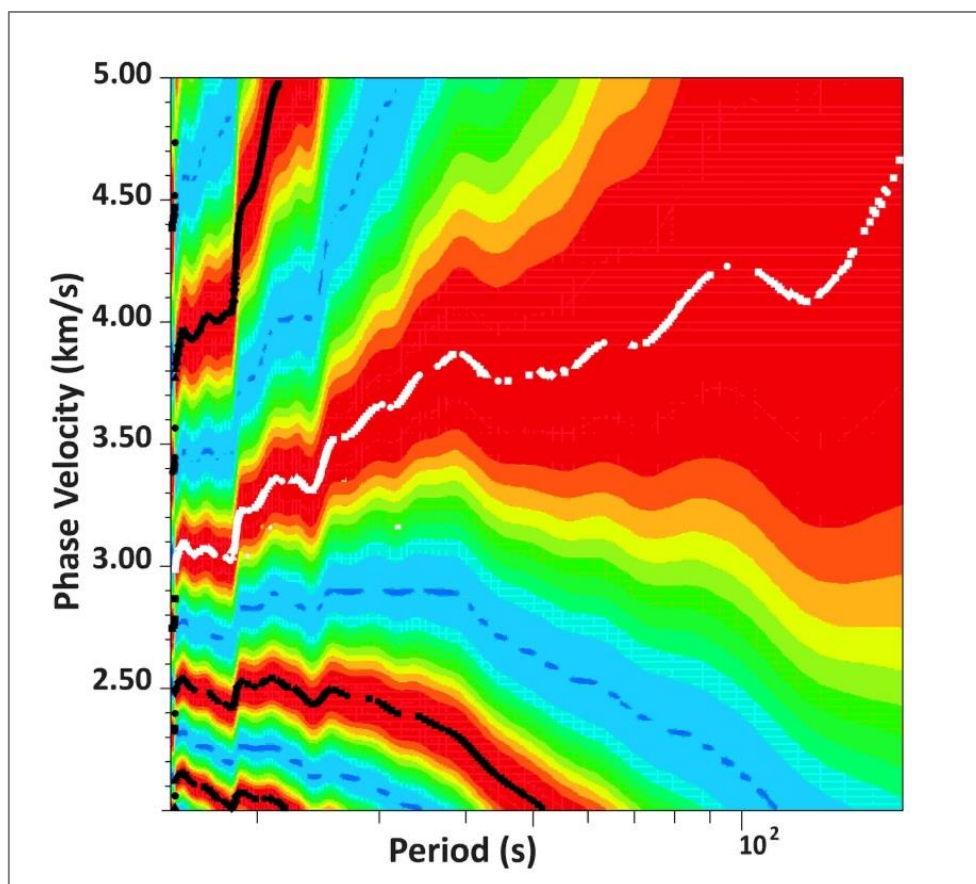
Pour la mesure de la vitesse de phase entre deux stations, le code POM (Phase Offset Measurement) d'Hermann (2013) effectue un décalage temporel pour produire une courbe illustrant la dispersion de cette vitesse entre deux stations (Figure 3.14). Ce décalage temporel aligne les pics des formes d'onde (groupe d'onde) (Figure 3.13), alors que la pile intègre les signaux des deux stations. « Pile » c'est une technique de traitement des données utilisée pour combiner les signaux enregistré par

deux stations et extraire un seul signal (signal entre deux stations) pour calculer la vitesse de phase entre les deux stations. La partie colorée dans Figure 3.14, montre les valeurs de la pile crée la courbe de dispersion, le rouge représentant la valeur la plus élevée.



**Figure 3-13:** Décalage temporel des formes d'onde entre deux stations. Les mêmes formes d'onde enregistrées aux stations 1 et 2, à une certaine distance l'une de l'autre. L'axe horizontal représente le temps et l'axe vertical représente l'amplitude. La station 1 étant plus proche de l'événement, elle reçoit l'arrivée avant la station 2. Le décalage temporel déplace la forme d'onde le long de l'axe temporel jusqu'à aligner les pics. Après l'application du décalage temporel, les deux traces sismiques sont intégrées et chaque mode dans les deux formes d'onde est additionné. La flèche bleue indique qu'un changement s'est produit, et c'est le décalage temporel (time shift) entre le premier mode du signal (la couleur du signal gris) et le noir (la position de la forme d'onde après l'application du décalage temporel).

Pour créer la courbe de dispersion de vitesse de phase, on utilise les courbes de dispersion de vitesse de groupe en fonction de la période mesurée dans les paires de stations de la section précédente (CDCN-CASM), en utilisant le Code POM (Figure 3.14).



**Figure 3-14:** Courbe de dispersion de la vitesse de phase. Diagramme de dispersion affichant la vitesse de phase (km/s) en fonction de la période (s). La plus grande énergie (zone rouge est la plus large), tandis que les formes d'onde qui sont légèrement désalignées produisent des énergies légèrement plus petites (zones rouges plus petites). L'énergie présente dans chaque séismogramme filtré est indiquée par la couleur (rouge=plus grand énergie). Les carrés blancs au centre du contour rouge ont été sélectionnés manuellement et correspondent à l'énergie maximale et représentent la dispersion de vitesse de phase en fonction de la période. Alors que les carrés noirs indiquent les formes d'onde qui sont légèrement désalignées produisant des énergies légèrement plus petites (zones rouges plus petites et désalignées).

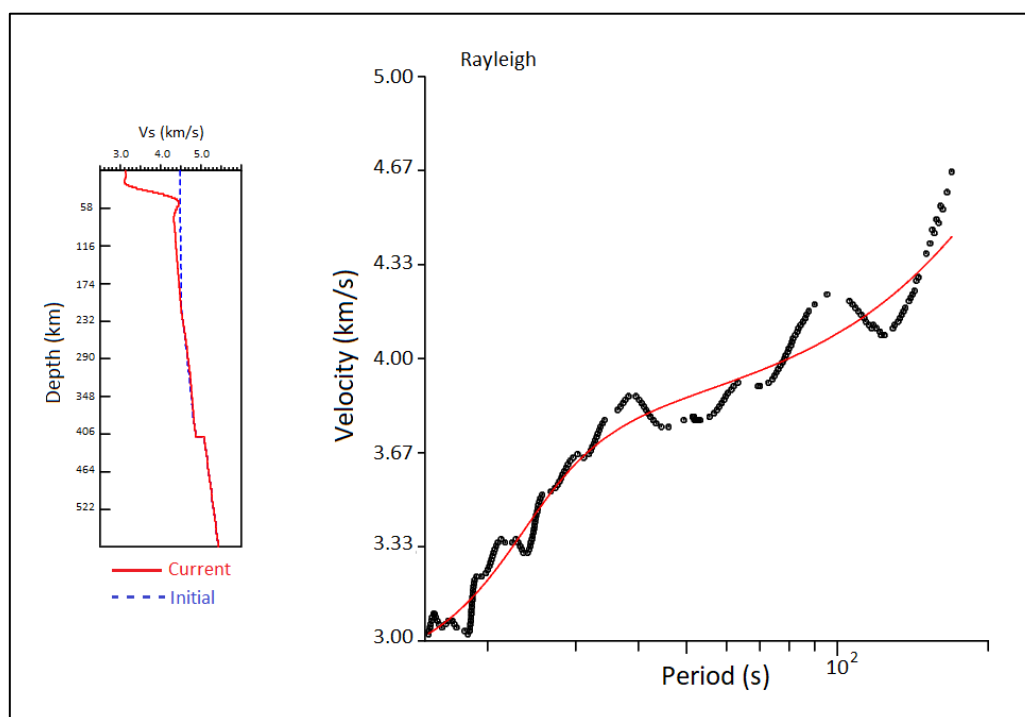
La vitesse de phase est sélectionnée manuellement à partir de la courbe de dispersion (Figure 3.14), créant ainsi un fichier de dispersion qui est utilisé pour l'inversion dans Surf96 (section suivante).

### 3.3.2.2 Inversion des vitesses de phase pour l'obtention du modèle de vitesses d'ondes de cisaillement

Une fois que la courbe de dispersion de la vitesse de phase est établie, Surf96 utilise l'inversion pour déduire les vitesses moyennes des ondes de cisaillement ( $V_s$ )

en fonction de la profondeur. Cela se fait à partir de courbe de dispersion de la vitesse de phase en utilisant le modèle de vitesse initial AK135 (Figure 3.15).

Le code utilisé, Surf96, applique l'inversion des moindres carrés de manière itérative (30 itérations). L'objectif de cette méthode est de minimiser les écarts entre le modèle et l'observation. Surf96 compare la vitesse de chaque couche du modèle AK135 afin de déterminer son fit avec les données observées. Le résultat obtenu est un profil 1D de la vitesse des ondes de cisaillement en fonction de la profondeur, illustrant un exemple de trajet inter-stations représenté dans la Figure 3.15.



**Figure 3-15:** Profil de vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) pour la paire de stations CDCN-CASM. Sur le schéma à gauche, la profondeur (km) est représentée sur l'axe vertical et  $V_s$  (km/s) sur l'axe horizontal. La ligne rouge solide représente les données obtenues après inversion, tandis que la ligne bleue en pointillés illustre le modèle initial utilisé (AK135) pour l'inversion. À droite, le graphique montre la vitesse de phase (km/s) en fonction de la période (s). Les cercles noirs représentent les données observées, tandis que la ligne rouge dénote la dispersion modélisée, soulignant le fit entre les données et le modèle AK135.

## **Chapitre 4:**

# Résultats et Discussion

## **Résultats et discussion**

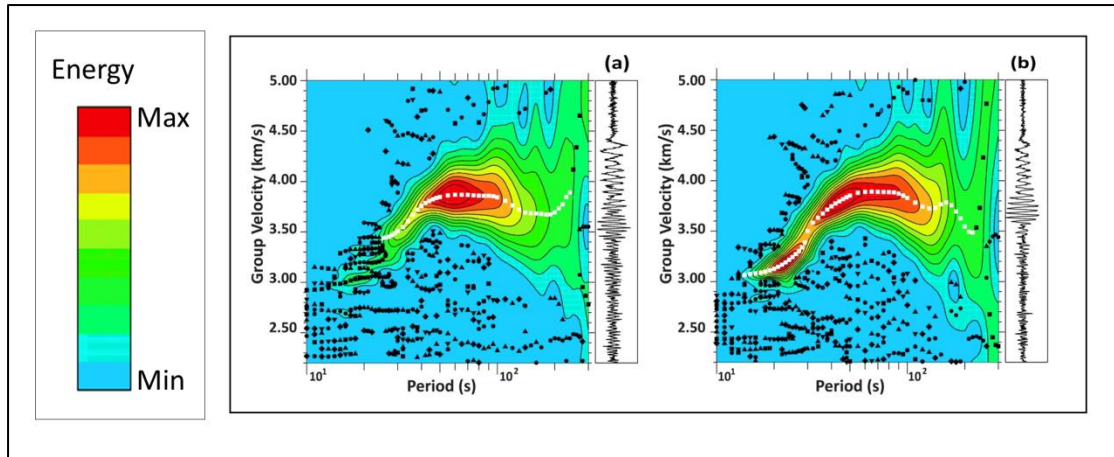
### **4.1 Introduction**

Dans ce chapitre, on présente les résultats obtenus en suivant la méthodologie adoptée décrite précédemment suivis par une comparaison avec ceux trouvés par des études antérieures. Ceci nous permettra de mettre en évidence l'importance de nos résultats et leur apport dans l'étude de l'évolution géodynamique du bassin algérien par rapport aux études antérieures.

### **4.2 Résultats et discussion**

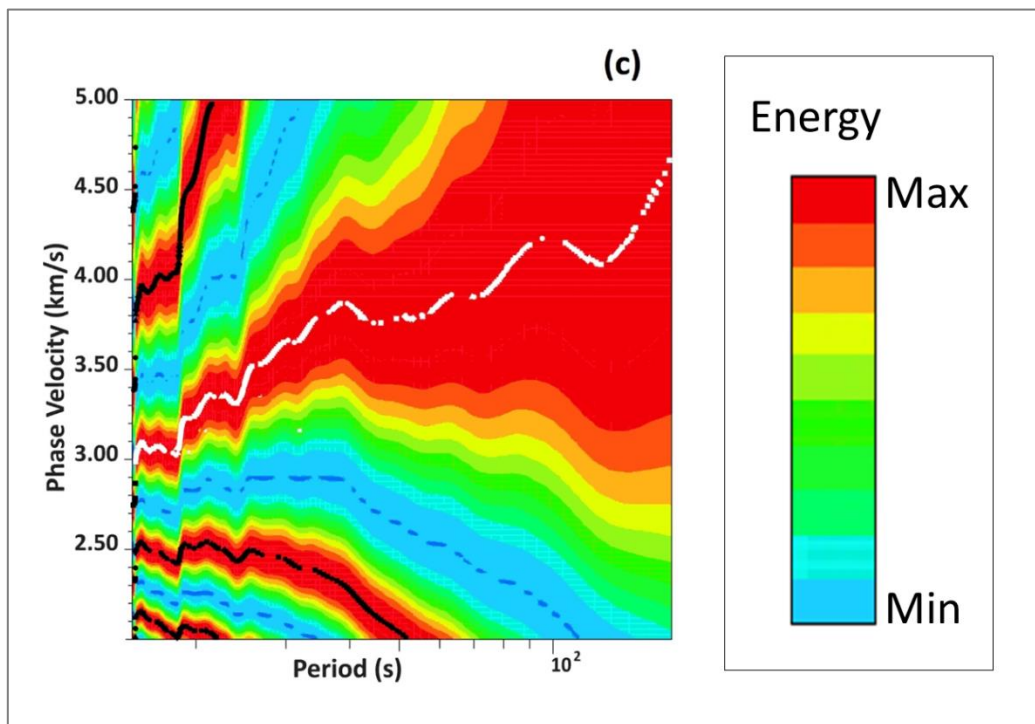
#### **4.2.1 Courbes de dispersion des vitesses de groupe et de phase**

En premier lieu, on présente les courbes de dispersion des vitesses de groupe puis on déduit celles des vitesses de phase et ce pour chaque paire de stations utilisées dans la présente étude. A titre d'exemple, les figure 4.1 et 4.2, montre les résultats après traitement d'un télé-séisme de magnitude 5.7 survenu en Argentine le 01 Septembre 2021 pour la paire de stations (CASM, CDCN). La figure 4.1 montre les courbes de dispersion des vitesses de groupe où les carrés blancs au centre du contour rouge ont été sélectionnés et correspondent à l'énergie maximale.



**Figure 4.1.** Résultats des différentes étapes de notre méthode utilisée dans cette étude afin d'extraire les vitesses groupe.

La figure 4.2 montre les courbes de dispersion des vitesses de phase où les carrés blancs au centre du contour rouge ont été sélectionnés et correspondent à l'énergie maximale.



**Figure 4.2.** Résultats des différentes étapes de notre méthode utilisée dans cette étude afin d'extraire les vitesses de phase et d'obtenir le modèle 1D de la vitesse de cisaillement ( $V_s$ .)

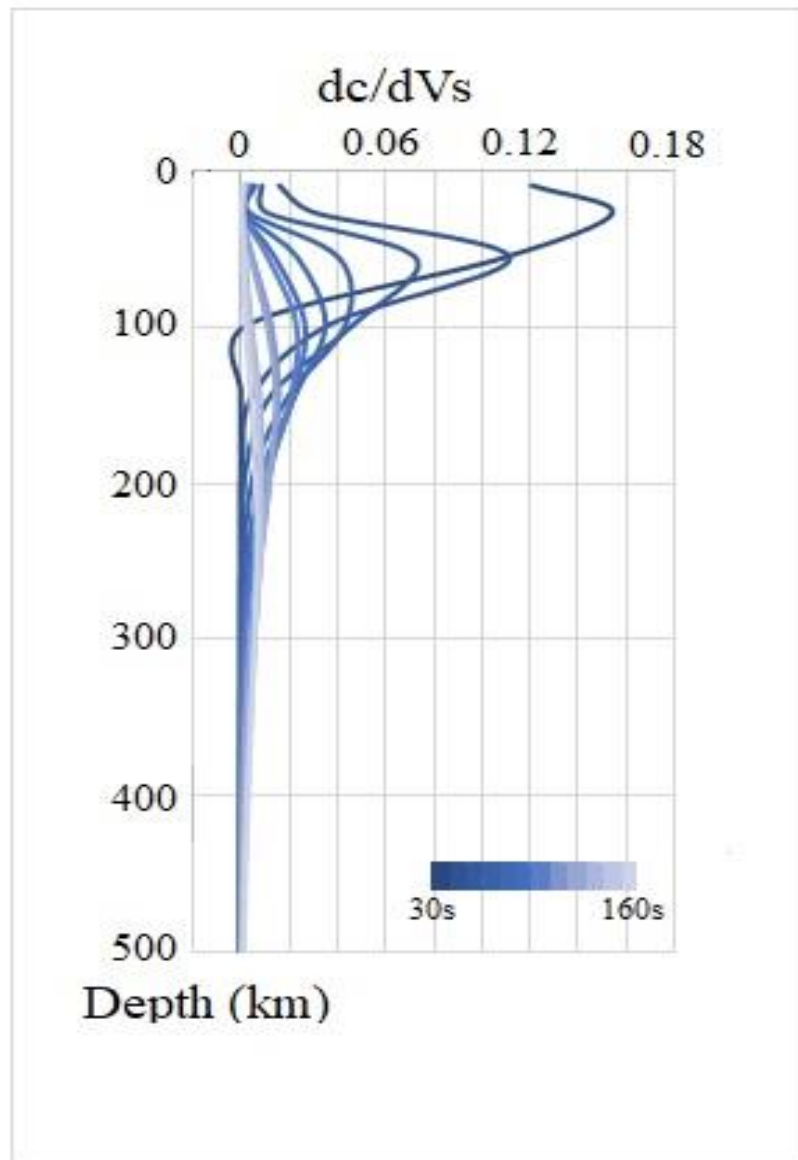
#### 4.2.2 La profondeur de la sensibilité de Kernels

Pour effectuer l'inversion des courbes de dispersion des vitesses de phase et obtenir le modèle 1D de la vitesse de cisaillement, on a vérifié d'abord la sensibilité



des Kernels par rapport à la profondeur en termes de longueur d'ondes. Par exemple, pour l'événement du 08 mai 2010 avec une magnitude de 6 enregistré par les deux stations ATAF-CKHR avec un pas de période comprise entre 30 à 160 s.

La figure ci-dessous (Figure 4.3) montre une structure  $V_s$  préliminaire sensible jusqu'à une profondeur d'environ 40 km, avec des pics de sensibilité de 30 s et une profondeur d'environ 300 km avec des pics de sensibilité de 160 s.



**Figure 4.3.** Variation de la sensibilité à la profondeur des vitesses de phase des ondes de Rayleigh ( $dc/dV_s$ ) pour 30 à 160 s inversées en utilisant le modèle initial ak135 de Kennett et al., 1995.

Pour d'autres événements traités, la gamme de fréquences est plus supérieure (plus de 200s) et par conséquent la sensibilité est plus supérieure à 300 km.

### 4.2.3 1D-Modèles de vitesses de cisaillement ( $V_s$ ) de différente paire

Le modèle 1D de la vitesse de cisaillement ( $V_s$ ) pour chaque paire de stations sont résumés dans la figure qui suit. On remarque clairement la présence d'une zone de haute et de basse vitesse (indiquées des cercles verts).

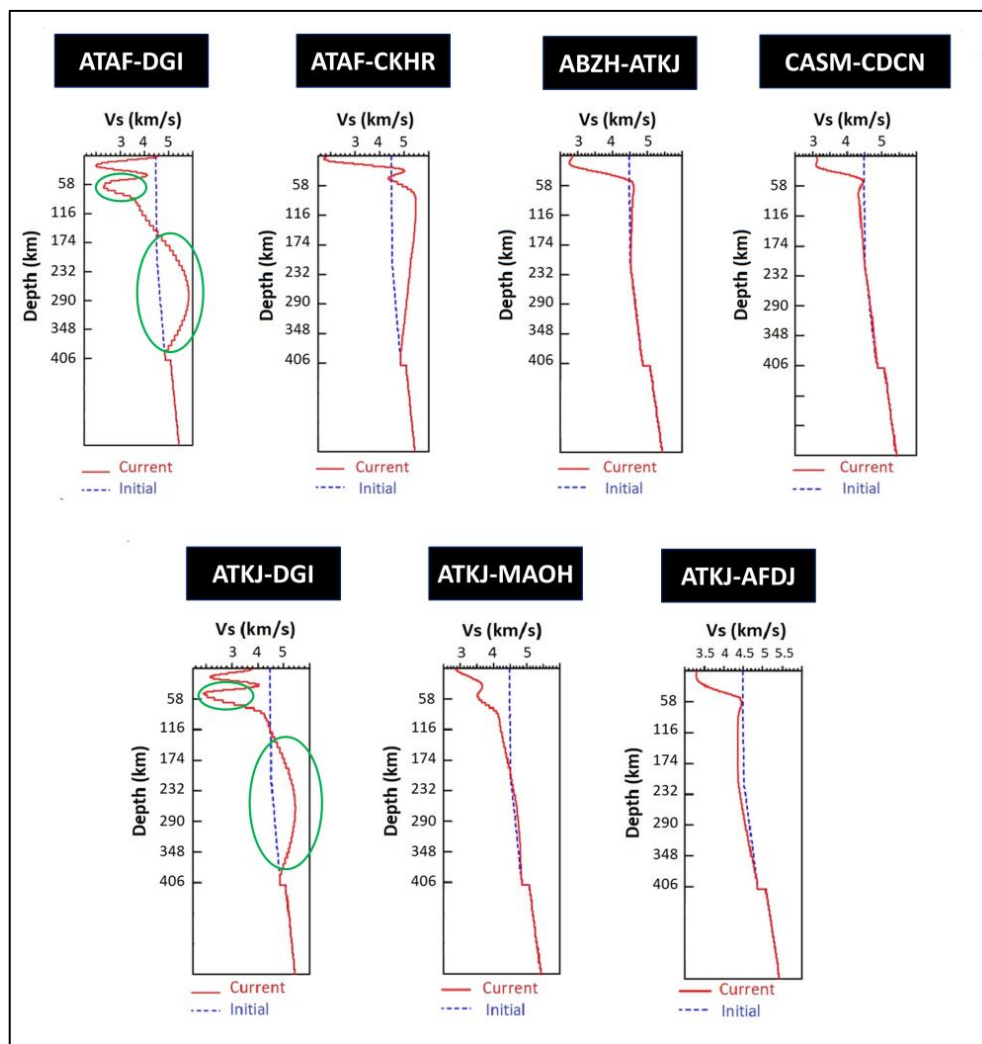
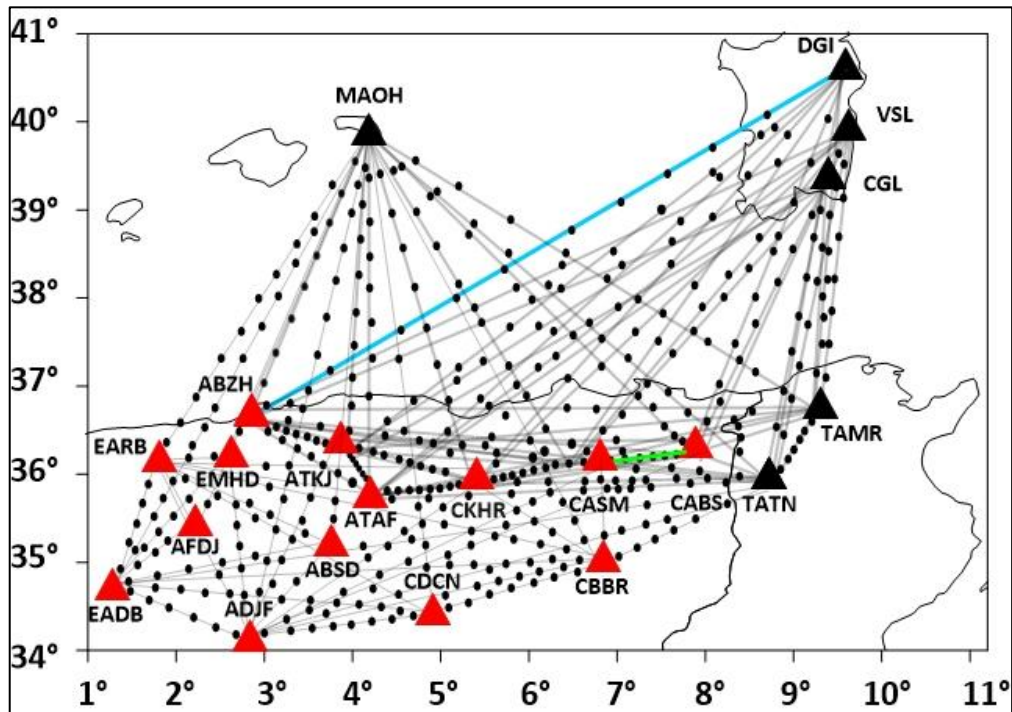


Figure 4.4. Exemples des 1D-Modèles de vitesses de cisaillement ( $V_s$ ) de différente paire obtenue après le processus d'inversion.

### 4.2.4 Interpolation des modèles

Après l'obtention des modèles 1D de la vitesse de cisaillement, on procède à une interpolation afin d'établir une tomographie sous la région d'étude en divisant chaque

trajet entre paire de stations en 10 points obtenant ainsi une grille sous celle-ci. La figure 4.5 illustre la procédure suivie.



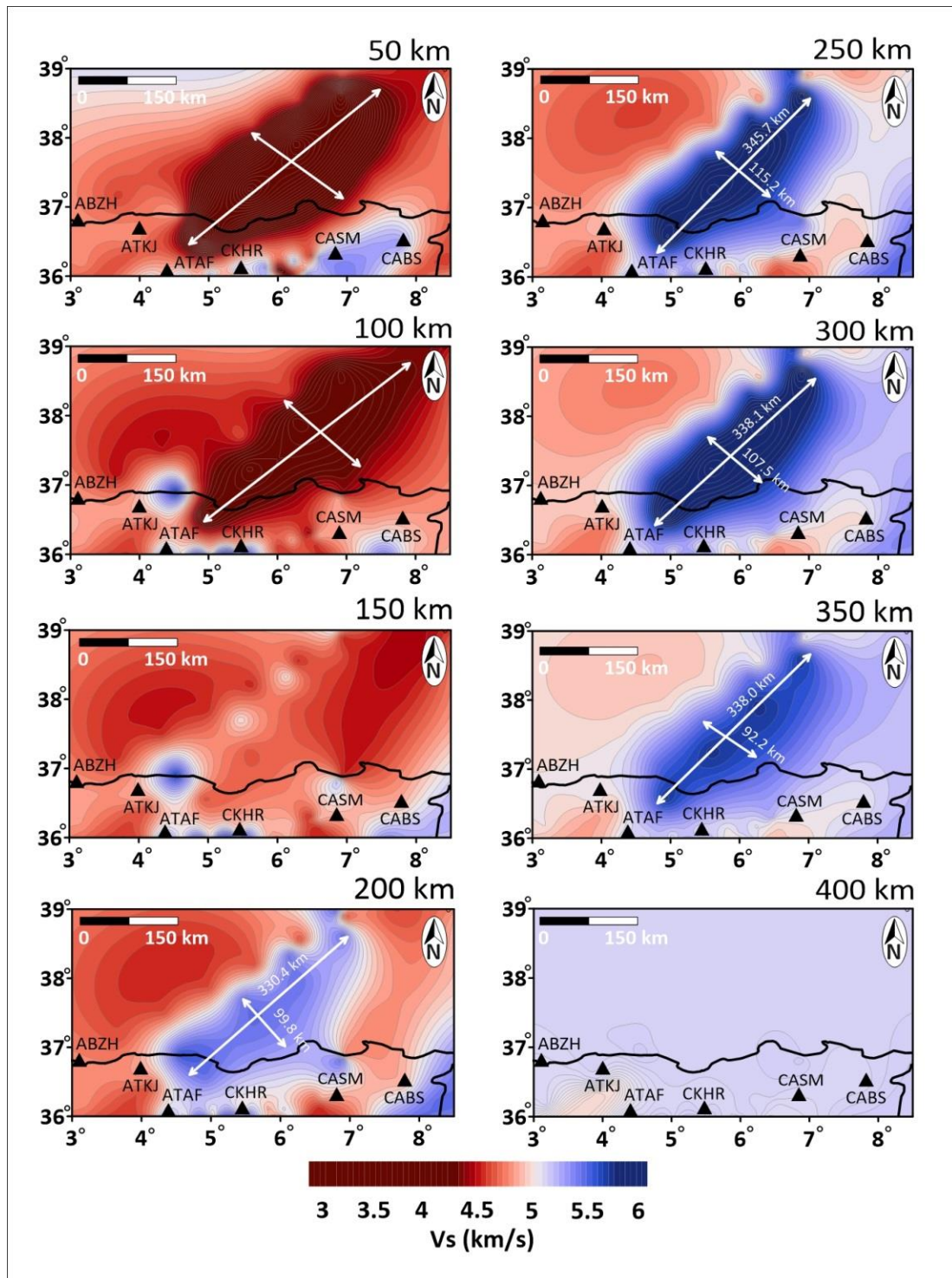
**Figure 4.5.** Distribution des données des Vs pour établir une tomographie de la vitesse Vs sous la région d'étude.

Afin de faciliter l'interprétation, nous avons adopté des coupes 2D en profondeur puis essayer d'imager l'ensemble en 3D du bassin nord-est algérien.

#### 4.2.5 Résultats de la tomographie sismique

La figure 4.6 représente une image tomographique couvrant une plage de profondeurs allant de 50 jusqu'à 400 km, avec l'emplacement des stations dans la zone d'étude.

Les résultats montrent deux principales anomalies de vitesse parallèles dans la même zone (s'étendant des côtes algériennes jusqu'au sud de la Sardaigne) et ayant la même direction (NE-SW) avec presque la même extension. Entre 200 et 350 km, une anomalie de haute vitesse existe sous le bassin algérien, avec des variations des vitesses entre 5 et 6 km/s. au-delà de 350 km, le corps à haute vitesse n'est plus visible. L'autre anomalie à haute vitesse est située à une profondeur de 50 à 100 km (voir figure 4.6), avec des valeurs de vitesses comprises entre 3 et 4 km/s.



**Figure 4.6.** Carte de la structure de la vitesse des ondes de cisaillement 2D obtenue par inversion de la courbe de dispersion de la vitesse de phase moyenne à une profondeur allant de 50 à 400 km, ainsi que la localisation des stations dans la zone d'étude, délimité par le carré jaune dans la figure 2 (a) précédente.

On remarque que notre modèle a pu mettre en évidence les dimensions (longueur et largeur) du corps à haute vitesse, cela est indiquée dans la figure 4.6 et noté dans le tableau suivant :

<i>La géométrie du corps à haute vitesse</i>		
<i>Profondeur (km)</i>	<i>Longueur (km)</i>	<i>Largeur (km)</i>
200	330.4	99.8
250	345.7	115.2
300	338.1	107.5
350	338.0	92.2

**Tableau 4-1.** La géométrie du corps à haut vitesse (profondeur, longueur et largeur)

La géométrie du corps à haute vitesse suggère la présence d'un slab lithosphérique sous le bassin nord-est algérien comme souligné par Fichtner and Villaseñor (2015) et El Sharkawy et al (2020).

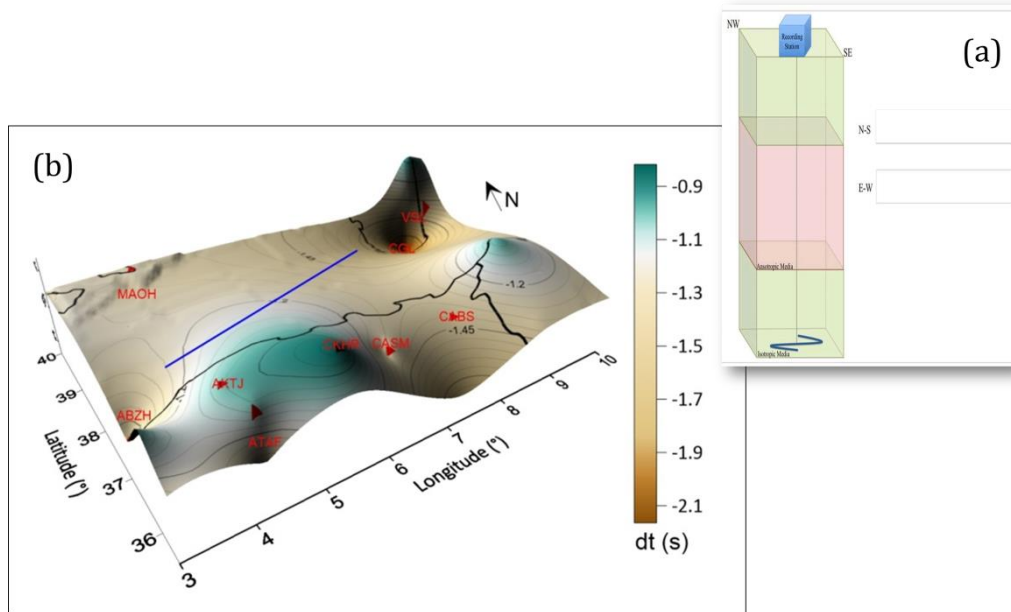
Physiquement, la relation entre la vitesse et la température est inverse. Donc, la présence des zones de vitesse plus faible existe entre 50 et 100 km en raison de la présence d'une anomalie thermique causée par un flux à haute température induit dans le manteau en raison de la présence d'un slab lithosphérique en détachement par fusion entre 200 et 350 km de profondeur.

#### **4.2.6 L'anisotropie sismique**

Pour bien interpréter nos résultats, on eut recours au travail de *Radi et al. (2023)* portant sur l'étude de l'anisotropie sismique le nord de l'Algérie en utilisant la technique la division des ondes SKS (Seismic anisotropy from SKS Shear wave Splitting). Ces ondes lorsqu'elles se propagent 'elle se propage dans un milieu anisotrope, elles se scindent en phase rapide orientée (N-S) et une onde lente orientée (E-W). alors que dans un milieu isotrope, elles ne subissent aucun effet (comme illustré dans la figure 4.7). les résultats tirés de cette technique en l'occurrence le retard entre les deux phases et l'angle de déphasage, peuvent nous renseigné sur la profondeur et l'étendue des structures existantes sous la région d'étude.

La figure (4.7b) montre la forme spatiale des corps a vitesse à un intervalle de temps de valeur moyen entre -1.2 et -1.4 s, entre deux faibles valeurs à la station ABZH (-1.8s) et VSL (-2s) (voir figure 4.7).





**Figure 4.7.** (a) schéma représentant le principe de l'anisotropie sismique. (b) montre la distribution spatiale en 3D du temps de retard,  $dt$ , résultant des mesures d'anisotropie dans la zone sélectionnée. Les résultats sont tirés de Radi et al. (2023) et de la base de données Shear Wave Splitting Product Query. La ligne bleue représente la direction du corps de vitesse situé dans une zone avec des directions d'anisotropie sismique très dispersées entre la station VSL en Sardaigne au nord-est et les stations ABZH, ATKJ et CASM en Algérie au sud-ouest.

La différence de valeur entre les deux stations sismologiques (ABZH et VSL) pourrait être attribuée à l'absence de station sismologique dans la zone offshore (au large de la mer). Les valeurs obtenues à ces deux stations reflètent la présence d'une structure profonde et cela est cohérent avec nos résultats de la tomographie sismique (figure 4.6).

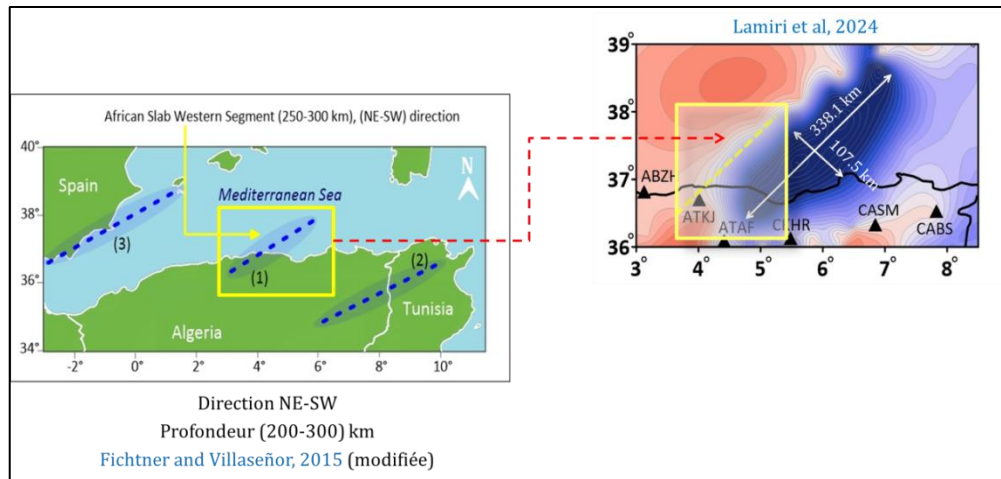
### 4.3 Comparaison avec d'autres modèles existants

Dans cette partie, on compare nos résultats avec ceux des travaux précédents mentionnés au deuxième chapitre. Cette comparaison nous permettra de déterminer les similitudes et les différences entre notre modèle et les modèles de ceux-ci et d'en tirer les conclusions.

#### 4.3.1 Modèle de Fichtner and Villaseñor en 2015

La différence entre notre modèle diffère et celui de Fichtner and Villaseñor (2015) se résume comme suit :

- Le corps à haute vitesse s'étend du large du bassin algérien jusqu'au Tell **à la station ATAF, pas à la station ATKJ.**
- **Notre modèle** a pu mettre en évidence **les dimensions** (longueur et largeur) du segment de Slab par rapport au modèle de Fichtner and Villaseñor, (2015), qui ne montrait que la direction et la profondeur seulement.

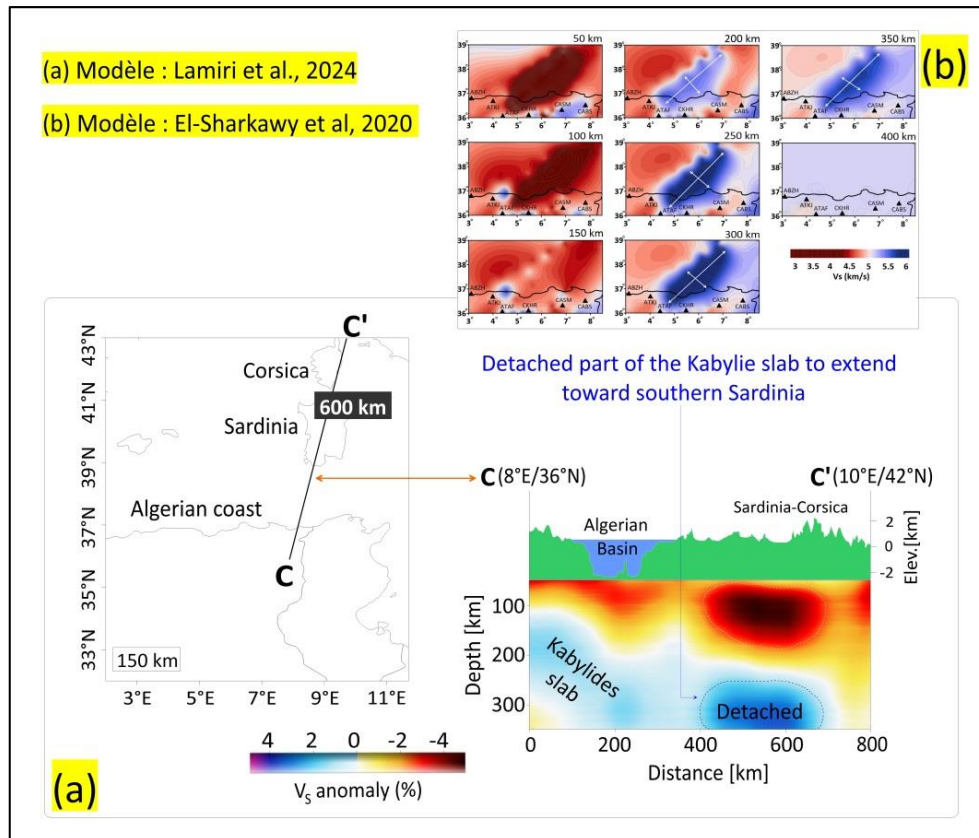


**Figure 4.8.** La comparaison entre notre modèle et modèle de Fichtner and Villaseñor en 2015.

En utilisant nos stations locales, nous avons découvert une anomalie de faible vitesse à une profondeur de 50 à 100 km. Fichtner and Villaseñor, (2015) n'ont pas découvert cela dans leur modèle.

### 4.3.2 Modèle d'El-Sharkawy et al, (2020)

El-Sharkawy et al (2020), ont présenté un nouveau modèle de vitesse des ondes de cisaillement de haute résolution pour le manteau supérieur, s'étendant jusqu'à environ 350 km de profondeur (voir figure 4.9). Le modèle de El-Sharkawy et al, (2020) est le modèle le plus proche du notre modèle, étant donné qu'il a mis en évidence les mêmes anomalies à savoir la présence d'un slab détaché et une zone de vitesse faible dirigée vers le sud de Sardaigne, dans la direction NE-SW.



**Figure 4.9.** Comparaison entre le modèle d'El-Sharkawy et al, 2020 (a) et notre modèle de tomographie (b).

Dans le modèle d'El-Sharkawy et al (2020), aux profondeurs de 75 et 100 km, on observe la présence d'une anomalie de faible vitesse (rouge foncé) dans le bassin algérien et vers le sud de Sardaigne (Figure 4.9), sans trace du Slab des Kabyliques traduite par l'absence d'anomalie de haute vitesse. Ce résultat correspond à notre conclusion, car nous avons également prouvé l'existence d'une faible vitesse entre 50 et 100 km, vers le sud de Sardaigne dans la direction NE-SW.

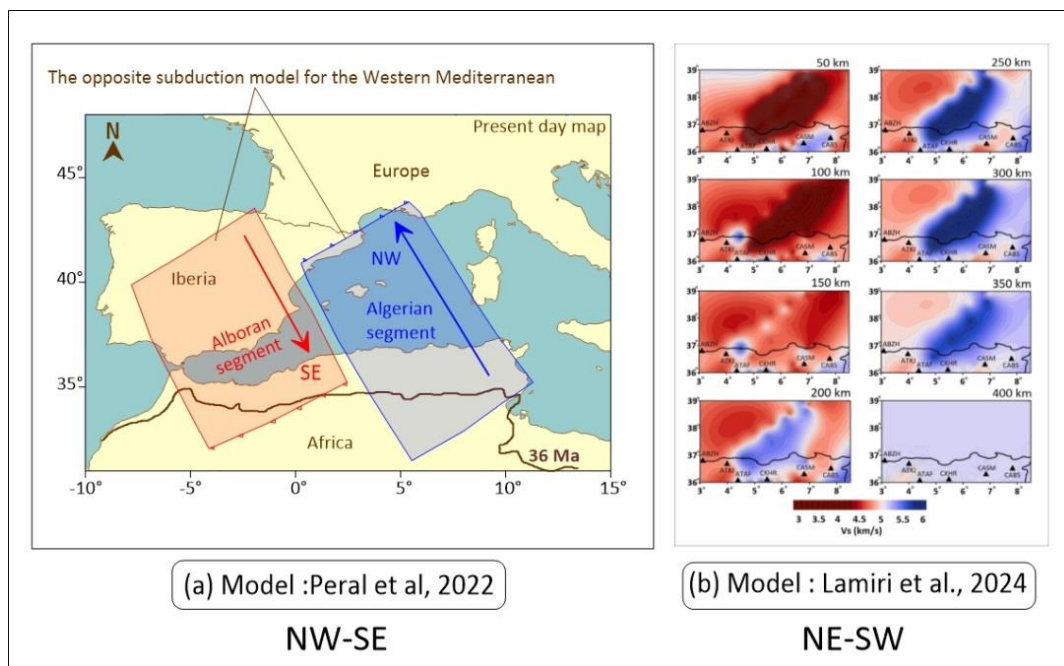
D'autre côté, dans le modèle d'El-Sharkawy et al (2020), une anomalie de haute vitesse est observée jusqu'à des profondeurs de 200 et 250 km, s'étend vers le sud de Sardaigne (Figure 4.9), ce qui est interprété comme une partie détachée du slab des Kabyliques. Ce résultat correspond à notre résultat en termes de preuve d'existence de slab détaché, mais la profondeur qu'on a trouvée est différente de leur modèle qui la situe entre 200 jusque à 350 km.

Notre résultat est plus précis en ce qui concerne la localisation exacte de l'anomalie, car on a utilisé des données du réseau ADSN.



### 4.3.3 Modèle de Peral et al, (2022)

Peral et al (2022) ont présenté un nouveau modèle numérique de double subduction pour les zones adjacente de l'Alboran et le bassin algérien (voir Figure 4.10.a). Dans la coté NE algérien, Peral prouvé l'existence d'un slab continu et n'est pas détaché dans la direction NW-SE. Et cela ne correspond pas à notre résultat, car nous avons trouvé le contraire, où nous avons prouvé un slab détaché dans la direction opposée de, NE-SW.



**Figure 4.10.** Comparaison entre le modèle de Peral et al, 2020 (a) et notre modèle de tomographie (b).

Par conséquent, le modèle de Peral et al. (2022) ne correspond pas à notre modèle, contrairement aux autres modèles qui sont cohérent.

## 4.4 Conclusion

Après avoir comparé les résultats de notre modèle avec d'autre étude, il semble que certains comme Fichtner and Villaseñor (2015) et El Sharkawy et al, (2020) soutiennent nos résultats. Cependant, Peral et al. (2022) présentes des conclusions opposées, soulignant ainsi la nécessité de futures recherches pour clarifier ces divergences et améliorer nos modèles actuels.

## **Conclusion Générale**

## *Conclusion Générale*

Cette thèse, première du genre pour cette région, exploite l'ensemble des stations autour de la zone étudiée. Ses principaux objectifs sont de démontrer l'existence de segments lithosphériques, slabs, sous la marge de la plaque africaine afin de contribuer à l'étude de la géodynamique de la région. La méthode de dispersion des ondes de Rayleigh extraite entre deux stations enregistrant le même téléseïsme est employé pour déterminer les différentes vitesses des ondes structures profondes entre 50 et 400 km. Cette thèse représente une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique du bassin nord-est de l'Algérie, un concept qui a été étudié dans plusieurs travaux régionaux.

Dans cette étude, Les données utilisées sont les sismogrammes à large bande de la composante verticale obtenus à partir de la base de données des stations permanentes de l'ADSN installées dans la région nord-est de l'Algérie et des stations externes installées en Tunisie (stations TAMR et TATN), en Sardaigne (stations CGL, VSL et DGI) et aux Baléares (station MAHO) de IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). L'ensemble de données considéré pour notre analyse afin d'extraire e des courbes de dispersion a été collecté entre 2010 et 2021. La base de données répond à toutes les conditions de la méthode de deux stations, magnitude supérieure à 5, avec des distances d'épicentres allant de 10° à 90°, et des profondeurs focales inférieures à 50 km.

Les résultats indiquent la présence de deux principaux corps parallèles, l'un caractérisé par une vitesse élevée et l'autre par une vitesse faible. Ils s'étendent de la région du Tell (station ATAF) jusqu'à la zone offshore algérienne. Ces corps présentent une géométrie similaire dans la même direction NE-SW.

La zone à haute vitesse est localisée entre 200 et 300 km de profondeur, avec une vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) comprise entre 5 et 6 km/s. En dessous de 350 km, le corps à haute vitesse n'est plus visible. Sa géométrie suggère la présence d'un matériel de slab sous le bassin Nord-Est Algérien, et la donnée la plus significative est que ce slab est confiné à une profondeur varie entre 200 et 300 km, ce qui suggère la possibilité d'un détachement de slab. D'autre part, des zones présentant des vitesses faibles sont observées entre 50 et 100 km de profondeur, avec un  $V_s$  compris entre 3 et 4 km/s. Cette opposition de vitesse (haute et faible)

s'explique par une possible existence d'un flux de haute température dans le manteau, causé par la présence d'un slab entre 200 et 300 km, par ce que la relation entre la vitesse et la température est relation inverse.

Notre exploration des deux corps de vitesse parallèles avec leurs dimensions géométriques (a une forme presque ovale, la corps de haute vitesse mesurant 345.7 km de long et 115.2 km de large et la corps de faible vitesse mesurant 399.6 km de long et 196 km de large) et leur profondeur à partir de nos données récentes dans le bassin nord-est algérien dans le manteau supérieur et la croûte inférieure, en particulier avec leur changement continu, est très importante pour le développement de nouveaux modèles géodynamiques bien adaptés pour la région de la Méditerranée occidentale.

Ce travail ouvre des perspectives, on peut citer :

1. Développer un modèle de tomographie des variations de la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ), basé sur l'inversion de la forme d'ondes complètes pour caractériser la structure de la croûte et du manteau supérieur jusqu'à une profondeur de 700 km, en utilisant des enregistrements à trois composantes à partir de stations à large bande de notre réseaux.
2. L'analyse de la structure du manteau supérieur sous le Bassin Nord-Est algérien repose sur l'utilisation de la tomographie des ondes de surface (Rayleigh et Love) et les données gravimétriques du satellite. Cette étude se suit en plusieurs étapes, notamment la détermination du modèle de vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) et du modèle des densités, en examinant le couplage entre la densité et le modèle  $V_s$  (densité- $V_s$ ) modèle.
3. Établir un modèle de tomographie de la structure  $V_p$  du croûte et manteau supérieur, basé sur les temps d'arrivée téléseismiques des ondes P enregistrés par des stations à large bande, s'étendant jusqu'à une profondeur de 600 km.
4. Examiner la structure de la vitesse des ondes P du manteau supérieur dans la zone du Bassin Nord-Est algérien jusqu'à une profondeur de 1000 km, en utilisant la tomographie sismique des temps de trajet des ondes P, inversant les résidus à partir de données téléseismiques de première arrivée d'ondes P.

## **Références Bibliographiques**

## **Références Bibliographiques**

- Adrien Romagny, Laurent Jolivet, Armel Menant, Eloïse Bessière, Agnès Maillard, Albane Canva, Christian Gorini and Romain Augier. Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020040>.
- Aichaoui, M., Abtout, A., Bourouis, S., & Bouyahiaoui, B., 2022. Crustal and upper mantle structure of northern Algeria inferred from a 3-D inversion of teleseismic tomography. *Journal of African Earth Sciences*, 190, 104501.
- Aidi C., M.O. Beslier, A.K. Yelles -Chaouche, F. Klingelhoefer, R. Bracene, A. Galve, A. Bounif, L. Schenini, L. Hamai, P. Schnurle, H. Djellit, F. Sage, P. Charvis, J. Déverchère., 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*, Vol. 728–729, 1-22, doi:/10.1016/j.tecto.2018.01.007.
- Aki, Keiiti, and Paul G. Richards. *Quantitative Seismology*. 2002.
- Amaru, M. L., 2007. *Global travel time tomography with 3-D reference models* (Vol. 274). Utrecht University.
- Anderson, Don L. *New theory of the Earth*. Cambridge University Press, 2007.
- Argus .D.F, Gordon, R.G., DeMets, C and Stein, S., 1989. Closure of the Africa-
- Artemieva, I. M., Billien, M., Lévêque, J. J, & Mooney, W. D., 2004. Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle. *Geophysical Journal International*, 157(2), 607-628.
- Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., & Cordoba, D., 1980. Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 49(2), 219-230.
- Bartzsch, S., Lebedev, S., Meier, T., 2011. Resolving the lithosphere asthenosphere boundary with seismic Rayleigh waves, *Geophys. J. Int.* 186, 1152–1164. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05096.x>.
- Belinić, T., Kolínský, P., Stipčević, J., and Alp Array Working Group., 2021. Shear-wave velocity structure beneath the Dinarides from the inversion of Rayleigh-wave dispersion. *Earth and Planetary Science Letters*, 555, 116686.
- Bijwaard, Harmen, and Wim Spakman. "Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion." *Geophysical Journal International* 141.1 (2000): 71-82.

- Bomann, Peter, Bob Engdahl, and Rainer Kind, "Seismic wave propagation and earth models." *New manual of seismological observatory practice 2 (NIMSOP2)*. Deutsches GeoForschungs GFZ; 2012. 1-105.
- Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A and Calais. E., 2018. Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. *Geophysical Journal International*. (2019)217, 572–588
- Bouillin, J.P., D.Delga, M., Gelard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond,D., Tefiani, M. & Vila, J.M., 1970. Definition of a Massylian flysches and a Mauretanian flysches in heart of allochthon flysches of Algeria, *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Séances De L'Académie Des Sciences, Série D*, 270(19), 22–49.
- Bracène, R., 2000. Géodynamique du nord de l'Algérie : impact sur l'exploration
- Braginsky, Stanislav I., and Paul H. Roberts. "Equations governing convection in Earth's core and the geodynamo." *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics* 79.1-4 (1995): 1-97.
- Brisbourne, A. M., & Stuart, G. W., 1998. Shear-wave velocity structure beneath North Island, New Zealand, from Rayleigh-wave interstation phase velocities. *Geophysical Journal International*, 133(1), 175-184.
- Brune, J. N., Nafe, J. E., & Oliver, J. E., 1960. A simplified method for the analysis and synthesis of dispersed wave trains. *Journal of Geophysical Research*, 65(1), 287-303.
- Brune, J., & Dorman, J., 1963. Seismic waves and earth structure in the Canadian Shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(1), 167-209.
- Calais, E., DeMets, C and Nocquet, J.M., 2003. Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions? *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 216, 8–92.
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173–192.
- Carminati, E., M. J. R. Wortel, W. Spakman, and R. Sabadini., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: Some geological and geophysical evidence, *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), 651-665.
- Chertova, M. V., Spakman, W., Geenen, T., Van Den Berg, A. P., & Van Hinsbergen, D. J. J., 2014. Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5876-5902.
- Condie, Kent C. "A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga?." *Geoscience Frontiers* 9.1 (2018): 51-60.

- Condie, Kent C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge university press, 2001.
- Condie, Kent C. Plate tectonics & crustal evolution. Elsevier, 2013.
- Conrad, Clinton P., and Carolina Lithgow-Bertelloni. "How mantle slabs drive plate tectonics." *Science* 298.5591 (2002): 207-209.
- Corchete, V., and Chourak, M., 2011. Shear-wave velocity structure of the south-eastern part of the Iberian Peninsula from Rayleigh wave analysis. *International Journal of Earth Sciences*, 100(7), 1733-1747.
- De Mers, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R.G and Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181 (1), 1–80.
- DeMets, C.R. Gordon, G., Argus, D.F and Stein, S., 1994. Effect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Letters*, 21: 2191-2194.
- Deschamps, F., Lebedev, S., Meier, T., & Trampert, J., 2008. Azimuthal anisotropy of Rayleigh-wave phase velocities in the east-central United States. *Geophysical Journal International*, 173(3), 827-843.
- Domzig, A., 2006. Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne, Thèse de Doctorat. dissertation, 333 pp., Inst. Univ. Eur. de la Mer, Brest Univ., Brittany, France.
- Domzig, A., Yelles-Chaouche, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J. P., Bracène, R., ... & Pauc, H., 2006. Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 80-91.
- Douwe J.J. van Hinsbergen, Trond H. Torsvik, Stefan M. Schmid, Liviu C. Matenco, Marco Maffione, Reinoud L.M. Vissers, Derya Gürer, Wim Spakman. Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research* 81 (2020) 79e229.
- Duarte, João C., and Wouter P. Schellart. "Introduction to plate boundaries and natural hazards." *Plate Boundaries and Natural Hazards* (2016): 1-10.
- Durand-Delga, G. (1969). *Champs de l'imaginaire*. Ellug.
- Dziewonski, A. M., & Hales, A. L., 1972. Numerical analysis of dispersed seismic waves. *Seismology: surface waves and earth oscillations*, 11, 39-84.
- Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(1), 427-444.



- El-Sharkawy, Amr, et al. "The slab puzzle of the Alpine-Mediterranean region: Insights from a new, high-resolution, shear wave velocity model of the upper mantle." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 21.8 (2020): e2020GC008993.
- Engdahl, E. Robert, Rob van der Hilst, and Raymond Buland. "Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination." *Bulletin of the Seismological Society of America* 88.3 (1998): 722-743. Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. J.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F., 2004, Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics*, 23(1), TC1012 1011-1021.
- Faccenna, Claudio, et al. "Mountain building and mantle dynamics." *Tectonics* 32.1 (2013): 80-93.
- Fang, L., Wu, J., Ding, Z. and Panza, G. F., 2010. High resolution Rayleigh wave group velocity tomography in North China from ambient seismic noise, *Geophys. J. Int.*, 181, 1171–1182. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04571.x>.
- Fichtner, A., Villaseñor, A., 2015. Crust and upper mantle of the western Mediterranean – Constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters* 428, 52-62.
- Forsyth, Donald, and Seiya Uyeda. "On the relative importance of the driving forces of plate motion." *Geophysical Journal International* 43.1 (1975): 163-200..
- Foster, A., Ekstrom, G., Nettles, M., 2014. Surface wave phase velocities of the Western United States from a two-station method. *Geophys. J. Int.* 196, 1189–1206. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt454>. Jadamec et al., 2018
- Foti, S. "Small-strain stiffness and damping ratio of Pisa clay from surface wave tests." *Geotechnique* 53.5 (2003): 455-461.
- Frizon de Lamotte, Dominique, et al. "The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean." *Tectonics* 19.4 (2000): 740-761. *Geophys. Res.*, 94 : 5585-5602.
- Gérault, M., et al. "The role of slabs and oceanic plate geometry in the net rotation of the lithosphere, trench motions, and slab return flow." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13.4 (2012).
- Gérault, Mélanie, et al. "Flat-slab subduction, topography, and mantle dynamics in southwestern Mexico." *Tectonics* 34.9 (2015): 1892-1909.
- Goldstein, Peter, et al. "SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers." *The IASPEI international handbook of earthquake and engineering seismology* 81 (2003): 1613-1620.

- Gómez de la Peña, L., Ranero, C. R., & Gràcia, E., 2018. The crustal domains of the Alboran Basin (western Mediterranean). *Tectonics*, 37(10), 3352-3377.
- Hamai, L., Petit, C., Abtout, A., Yelles -Chaouche, A., & Déverchère, J., 2015. Flexural behavior of the north Algerian margin and tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1426-1436.
- Haskell, Norman A. "The viscosity of the asthenosphere." *American Journal of Science* 5.193 (1937): 22-28.
- Hasterok, Derrick, et al. "New maps of global geological provinces and tectonic plates." *Earth-Science Reviews* 231 (2022): 104069.
- Herrmann, R.B., 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seism. Res. Lettr.* 84, 1081–1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>.
- Heukelom, W and Foster, CR., 1960. Dynamic Testing of Pavements. *Journal of the soil Mechanics and Foundations division* 86 (1), 1-28.
- Jadamec, M. A., Kreylos, O., Chang, B., Fischer, K. M., & Yikilmaz, M. B., 2018. A visual survey of global slab geometries with Show Earth Model and implications for a three-dimensional subduction paradigm. *Earth and Space Science*, 5(6), 240-257.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122, 108–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
- Knopoff, L., 1971. A stochastic model for the occurrence of main-sequence earthquakes. *Reviews of Geophysics*, 9(1), 175-188.
- Koulakov, I., et al. "P-and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data." *Geophysical Journal International* 179.1 (2009): 345-366.
- Lavergne, Michel, and Michel Lavergne. *Méthodes sismiques*. Editions Technip, 1986.
- Lay, Thorne, and Terry C. Wallace. *Modern global seismology*. Elsevier, 1995.
- Lay, Thorne, John Hernlund, and Bruce A. Buffett. "Core–mantle boundary heat flow." *Nature geoscience* 1.1 (2008): 25-32.
- Lonergan, L., and White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504-522.
- Macchiavelli, Chiara, et al. "A new southern North Atlantic isochron map: Insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122.12 (2017): 9603-9626.

- Manu-Marfo, D., Aoudia, A., Pachhai, S., & Kherchouche, R., 2019. 3D shear wave velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the Tyrrhenian basin and margins. *Scientific reports*, 9(1), 1-10.
- Mauffret, A (2007). The northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) plate. *Tectonophysiques*, 429 (1-2), 21-44.
- Mauffret, A., et al. "E–W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean)." *Terra Nova* 16.5 (2004): 257-264.
- Maury, René C., et al. "Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 331.3 (2000): 159-173.
- McKenzie, Dan P., and Robert L. Parker. "The North Pacific: an example of tectonics on a sphere." *Nature* 216.5122 (1967): 1276-1280.
- Medaouri, Mourad, et al. "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 (2014): 186-205.
- Melouk, B., Yelles-Chaouche-Chaouche, A., Semmane, F., & Galiana-Merino, J. J., 2023. Moho depth variation and shear wave velocity structure in northern Algeria from joint inversion of P-wave receiver functions and Rayleigh wave dispersion data. *Geophysical Journal International*, 233(2), 1229-1244.
- Moresi, Louis, Frédéric Dufour, and H-B. Mühlhaus. "A Lagrangian integration point finite element method for large deformation modeling of viscoelastic geomaterials." *Journal of computational physics* 184.2 (2003): 476-497.
- Nocquet, J., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579 (2012) 220–242.
- Nocquet, J.M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale p géodésie spatiale. Thèse de Doctorat. Université de Nice Sophia-Antipolis, UFR Sciences.
- Nocquet, J.M., Willis, P and Garcia, S., 2006. Plate kinematics of Nubia–Somalia using a combined DORIS and GPS solution. *Journal of Geodesy* 80, 591–607, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-006-0078-0>.
- Peral, M., Fernandez, M., Vergés, J., Zlotnik, S., & Jiménez-Munt, I., 2022. Numerical modelling of opposing subduction in the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 830, 229309.
- pétrolière. Thèse de Doctorat, université de Gergy-Pontoise, 101 p.
- Piomallo, C., and Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).

- Polet, J., & Kanamori, H., 1997. Upper-mantle shear velocities beneath southern California determined from long-period surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(1), 200-209.
- Radi Z, Chaouche AY, Guettouche S, Bokelmann G. Upper Mantle Anisotropy beneath Northern Algeria from Shear-Wave Splitting: Anisotropy beneath Northern Algeria. *Ann. Geophys.* Vol. 66 (2023), <https://doi.org/10.4401/ag-8839>.
- Radi Z., S. Tlili, K. Layadi, L. Louail, A. Yelles-Chaouche, Y. Madhekour, S. Guettouche., 2023b. Elastic properties of SiO<sub>2</sub> nanostructure in high-pressure conditions. *Digest Journal of Nanomaterials and Biostructures*, Vol. 18, No. 1.
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., 2022. Shear velocity structure beneath Northern Algeria from Rayleigh-wave analysis. *J. African Earth Sci.* 186 (2022) 104446.
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., Bokelmann, G., (2015). Seismic anisotropy of northeastern Algeria from shear-wave splitting analysis. *Phys Earth Planet Inter* (248) 73–82
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., Corchete, V., Guettouche, S., 2017. Crust and upper mantle shear wave structure of Northeast Algeria from Rayleigh wave dispersion analysis,. *Phys Earth Planet Inter.* (270) 84-89.
- Ranalli, Giorgio, and Donald C. Murphy. "Rheological stratification of the lithosphere." *Tectonophysics* 132.4 (1987): 281-295.
- Ranalli, Giorgio. *Rheology of the Earth*. Springer Science & Business Media, 1995
- Rayleigh, Lord. "On waves propagated along the plane surface of an elastic solid." *Proceedings of the London mathematical Society* 1.1 (1885): 4-11.
- Saadi A., Issaadi A., Semmane F., Yelles-Chaouche A., Galiana-Merino J.J., Layadi A., Chimouni R., 2023. 3D shear-wave velocity structure for Oran city, northwestern Algeria, from inversion of ambient vibration single-station and array measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 164, 107570.
- Savelli, Carlo. "Time–space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations)." *Journal of Geodynamics* 34.1 (2002): 99-126.
- Schubert, Gerald, Donald Lawson Turcotte, and Peter Olson. *Mantle convection in the Earth and planets*. Cambridge University Press, 2001.
- Séranne, Michel. "The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview." *Geological Society, London, Special Publications* 156.1 (1999): 15-36.
- Shearer, Peter M. *Introduction to seismology*. Cambridge university press, 2019.

- Spakman, W., Wortel, R., 2004. A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In *The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle* (pp. 31-52). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Turcotte, Donald L., and Gerald Schubert. *Geodynamics*. Cambridge university press, 2002.
- Vallina, Agustín Udías, Agustín Udías, and Elisa Buforn. *Principles of seismology*. Cambridge University Press, 2018.
- Van Der Meer, D. G., Spakman, W., Van Hinsbergen, D. J., Amaru, M. L., and Torsvik, T. H., 2010. Towards absolute plate motions constrained by lower-mantle slab remnants. *Nature Geoscience*, 3(1), 36-40.
- Van Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., and Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393-419.
- Van Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., and Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393-419.
- van Summeren, Joost, Clinton P. Conrad, and Carolina Lithgow-Bertelloni. "The importance of slab pull and a global asthenosphere to plate motions." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13.2 (2012).
- Vergés, J., and Fernández, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144-172.
- Vidale, R. F., 1964. *The dispersion of stress waves in layered media overlaying a half space of lesser acoustic rigidity*. The University of Wisconsin-Madison.
- Viktorov, Igor Aleksandrovich. "Rayleigh and Lamb waves." *Rayleigh and Lamb Waves* (1967): 33.
- Vila J.M., 1980. *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*. Thèse de Doctorat, Université P. et M. Curie-Paris.
- Von Helmholtz, Hermann. *Optique physiologique*. Masson, 1867.
- Wilson, D. V. "Reversible work hardening in alloys of cubic metals." *Acta Metallurgica* 13.7 (1965): 807-814.
- Yao, H., van Der Hilst, R.D., de Hoop, M.V., 2006. Surface-wave array tomography in SE, Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I. Phase velocity maps. *Geophys. J. Int.* 166, 732–744. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x>.
- Ydri, A., Idres, M., Ouyed, M., and Samai, S., 2020. Moho geometry beneath northern Algeria from gravity data inversion. *Journal of African Earth Sciences*, 168, 103851.

## *Références bibliographiques*

---

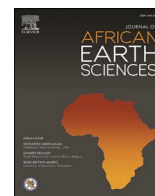
Yelles-Chaouche, A.K., Allili, T., Alili, A., Messemen, W., Beldjoudi, H., Semmane, F., Kherroubi, A., Djellit, H., Larbes, Y., Haned, S., Deramchi, A., Amrani, A., Chouiref, A., Chaoui, F., Khellaf, K., and Nait Sidi Said., C., 2013. The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): towards an earthquake early-warning system; *Advances in Geosciences.*, 36, 31-38.

# **Annexe**

*Geodynamic evolution of north-east Algerian basin:*

*3D velocity model Reveals high-temperature flow*





# Geodynamic evolution of north-east Algerian basin: 3D velocity model Reveals high-temperature flow

Selma Lamiri <sup>a,\*</sup>, Zohir Radi <sup>b</sup>, Khalissa Layadi <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Ferhat Abbas University, Setif 1, Faculty of Science, Algeria

<sup>b</sup> Center for Research in Astronomy, Astrophysics and Geophysics (CRAAG), Observatory Route, BP 63 Bouzaréah, Algiers, Algeria

## ARTICLE INFO

Handling Editor: M Mapeo

### Keywords:

Rayleigh wave  
Dispersion curve  
Two-station technique  
Shear wave velocity model  
Shear wave velocity body  
North-east algerian basin  
Western mediterranean

## ABSTRACT

By utilizing a two-station technique to extract Rayleigh wave phase velocity curves from 10 to 200 s of teleseismic events recorded by 12 broadband stations installed in northeastern Algeria, Tunisia, Sardinia, and Menorca island, we present a 3D shear wave velocity ( $V_s$ ) model of the crust and upper mantle beneath the North-East Algerian Basin from 50 to 400 km depth. To estimate the 1D  $V_s$ -structures at each node of the two-station paths, which are each partitioned into 10 points, the extracted experimental Rayleigh wave phase velocity curves were inverted. According to the findings, there are two primary parallel high- and low-velocity bodies in the same region that are spreading in NE-SW direction. These bodies are largely located beneath the Algerian offshore in the north and extend to the Tell belt in Algeria with similar geometry. The high shear wave velocity body is at 200 and 350 km deep with  $V_s$  between 5 and 6 km/s, while the low-velocity body is at 50 and 100 km depth with  $V_s$  between 3 and 4 km/s. This opposition in velocity with similar geometry is explained by a high-temperature flow induced in the upper mantle caused by a subducting lithosphere of high-velocity penetration, which resulted in a concentrated low-velocity body between 50 and 100 km into the African mantle as a result of the convergence of the Africa-European plates. This high-velocity entity may be created by the oceanic lithosphere subducting.

## 1. Introduction

The various discontinuities between its layers, their mineral compositions, and their characteristics remain a problem for indirect observation of the earth's internal structure. In-depth theoretical and experimental investigations based on initial models of pressure, temperature, density, and seismic wave velocities are being conducted to better understand the behavior and change in the interior of our planet. Numerous physical (such as seismic anisotropy, gravity, magnetism ...) and chemical (such as group minerals such as silica,  $\text{SiO}_2$ ; Radi et al., 2023b) parameters are being analyzed. With the lithosphere and upper mantle being the most researched regions, seismic wave propagation in the earth's interior is crucial for understanding past and present geodynamic evolutions resulting from the global plate tectonics system.

Surface waves have played a significant role in exposing Earth's structure from the shallow near-surface (e.g., Saadi et al., 2023) to several hundred kilometers down into the mantle, depending on the frequencies and data acquisition configurations (e.g., Radi et al., 2017). The dispersion curve represents the frequency dependence of the wave

velocity of propagation of seismic surface waves (Rayleigh and Love), combination, and transformation of body waves (Vidale, 1964). Short wavelengths (high frequency) estimate seismic property for near-surface layers, while long wavelengths (low frequency) estimate seismic property for deep layers (e.g., the crust and upper mantle). Rayleigh wave is used to analyze vertical ground motion component recording. Because the majority of the energy in a Rayleigh wave travels within one wavelength from the surface, a typical measurement depth is recommended to be within half a wavelength (Heukelom and Foster, 1960). Furthermore, as resolution decreases, the maximum investigated depth is related to the maximum measured wavelength. This property of Rayleigh wave propagation can aid in the determination of body wave velocity,  $V_p$  and  $V_s$ , models with vertical and lateral variations in a study area.

Due to the long period range produced by distant earthquakes and/or ambient vibration data, a variety of techniques based on single, two, or multiple stations are used to retrieve the experimental dispersion curves for deep structure imaging (crust and upper mantle) (receivers). The extracted dispersion curve depends on the 2D or 3D depth of structure traveled by the seismic ray between the seismic source and the station.

\* Corresponding author.

E-mail address: [lamiri.selma@univ-setif.dz](mailto:lamiri.selma@univ-setif.dz) (S. Lamiri).

<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.105122>

Received 24 April 2023; Received in revised form 25 October 2023; Accepted 13 November 2023

Available online 18 November 2023

1464-343X/© 2023 Elsevier Ltd. All rights reserved.

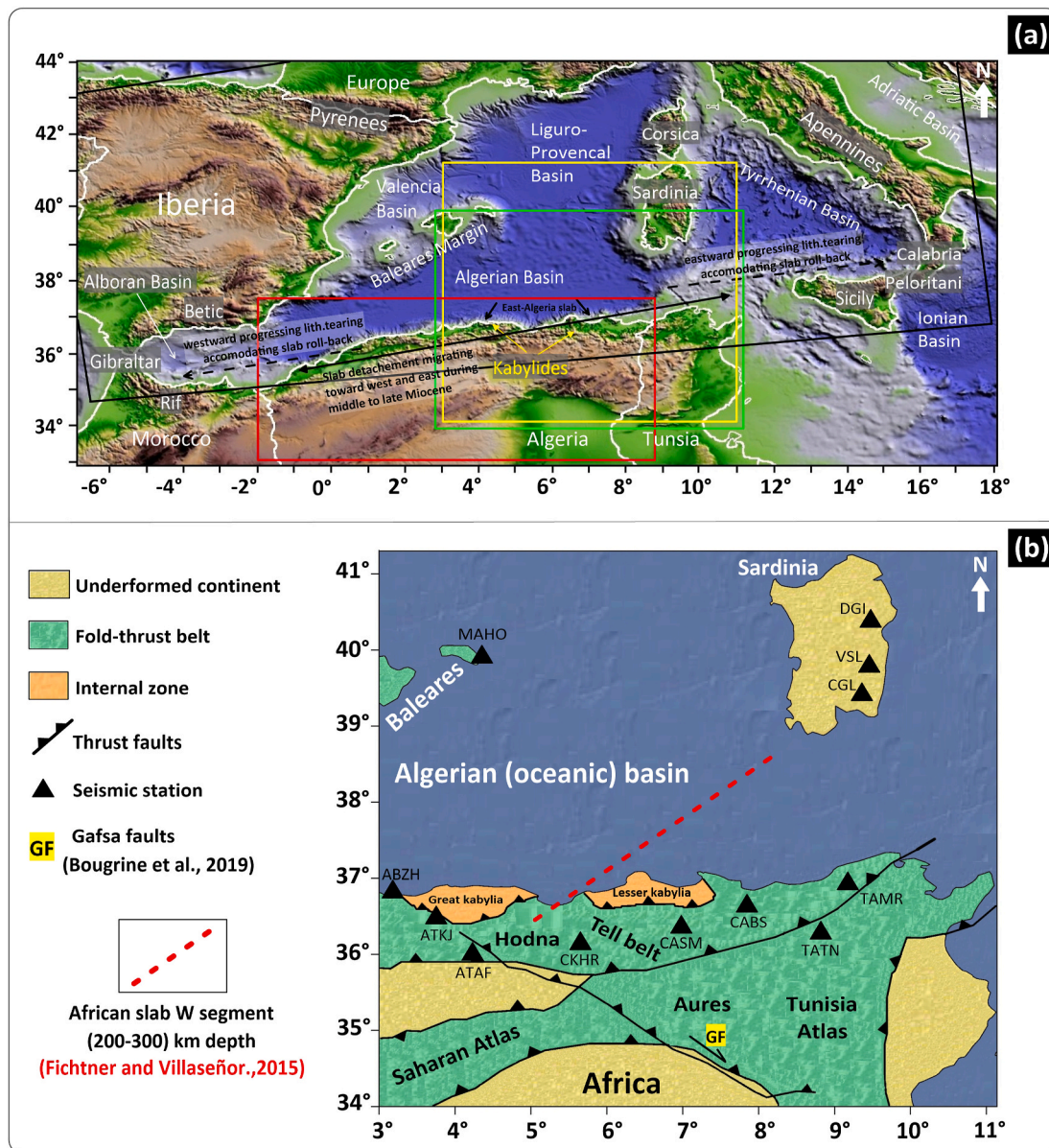


Fig. 1. (a) Simplified topographic map showing the main structural features in a Western Mediterranean context. Squares in black, red and green, are limitation of velocity anomalies detection from Spakman and Wortel (2004), Radi and Yelles-Chaouche (2022), and Fichtner and Villaseñor (2015) respectively. (b) Geologic map of the study area with the direction of western segment of African slab (200–300 km) from Fichtner and Villaseñor (2015).

Brune et al. (1960) provided a simplified practical application of the dispersion method of traveling plane waves based on the peak and trough method using a single station technique, and Brune and Dorman (1963) illustrated a detailed mantle structure for the first time using a two-station technique. When the geological structure does not significantly change along the path from the source to the station, which necessitates a small distance between them, the single station technique, according to Knopoff (1971), can be utilized. The single station technique of Brune et al. (1960) requires priori knowledge of the beginning phase near the epicenter; a possible source would be a nuclear explosion. Foster et al. (2014) state that while single-station approaches are sensitive to earthquake location mistakes, they should account for source effects when measuring the phase velocity from the seismic source to the receiver during a natural earthquake.

While obtaining 1, 2, and 3D Vs-structures of the area covered by the seismic array of two or more sensors, multiple-station methods are utilized to get around the problems of earthquake localization and distance in the single station technique. The azimuthal difference between the

two stations and the earthquake serves as some necessary geometric restrictions for station alignment with the ray trajectories (Yao et al., 2006). The two-station technique is based on the idea that the output waveform recorded by one station is a convolution of the input waveform recorded by the second station, known as the reference station, and the unknown filter, Vs-structure. The phase velocity can be obtained from a set of equations by Fourier transform analysis by evaluating the phase travel time from the seismogram of the vertical component, Z. (e. g., Polet and Kanamori, 1997). Foster et al. (2014) used the two-station technique taking into account modern techniques for calculating single-station phase delays from waveforms compressed to single-station phase measurements at the two stations. Belinić et al. (2021) investigate a 3D V-structure in the Dinarides area of the Mediterranean region, one of the most geologically complex in the world, using additional criteria and pre-processing on the dataset from Kolínský et al. (2011) and Yao et al. (2006).

This region is primarily composed of the continental crust domains of southern Europe and northwestern Africa, which are separated from one

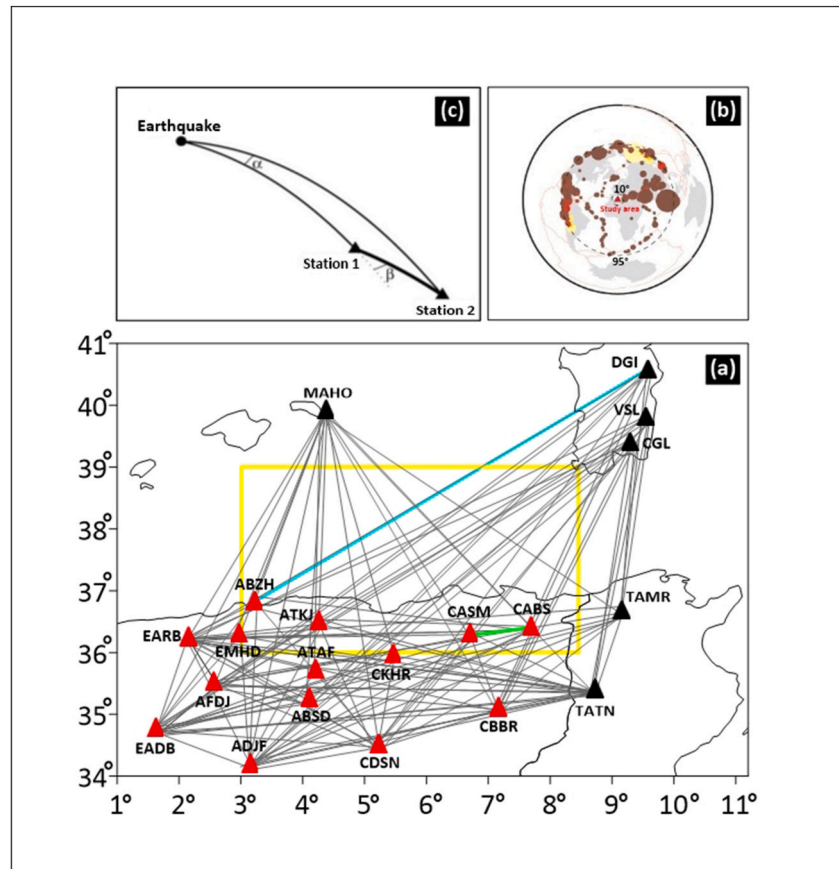


Fig. 2. (a) Geographical distribution of permanent broadband stations considered in the present study. The selected zone where a probable side of anomaly is limited with a yellow square (b) The spatial distribution of earthquakes used in the study with conditions, (c) Schematic diagram of path of two station method. The circle indicates the event, and the two triangles indicate the stations. The  $\alpha$  and  $\beta$  angles between ray propagation and the path interstation, and between two ray propagation of event at two stations, respectively.

another by the Alboran, Mediterranean (Valencia, Algerian, and Liguro-Provençal basins), Tyrrhenian, Adriatic, and Ionian seas, as well as a number of islands (Fig. 1a). The northern Mediterranean structure's geodynamic part is better understood and recorded based on seismological techniques such as seismic tomography (e.g., Fichtner and Villaseñor, 2015), compared to the southern part, resulting in a large gap in northwestern Africa's continental crust. As a result of using dense seismic ray path coverage, high-resolution imaging of the upper mantle and oceanic and continental lithospheres in the northern part of the western Mediterranean region was true. This imaging also detects anomalies in the average 1, 2, and 3D Vs-structure, which are principally explained as tearing lithosphere and/or slab detachments (Spakman and Wortel, 2004).

Following the 2003 Boumerdès earthquake, a broad-band seismic network was installed in northern Algeria, near the tectonic plate boundary between Eurasia and Africa, to monitor seismic activity in the country (Yelles-Chaouche et al., 2013). In addition, a series of Algerian-European surveys, such as MARADJA (sedimentary structure of the Algerian offshore; e.g., Domzig et al., 2006), TOPOMED (Alboran basin; e.g., Gómez de la Peña et al., 2018), and SPIRAL (deep structure of Northern Algeria; e.g., Aidi et al., 2018), were carried out to investigate the deep structure of the Algerian offshore. Mapped seismic tomography obtained from numerous geophysical studies detected velocity anomalies in the upper mantle of northern Algeria, from offshore to onshore, as shown in Fig. 1a: Spakman and Wortel (2004), using P and pP-phase delay times inversion, revealed one zone beneath Kabylia, reaching 660 km discontinuity; Fichtner and Villaseñor (2015), using full-waveform inversion, found two zones beneath Kabylia and northeastern Algeria from 200 to 300 km; Radi and Yelles-Chaouche (2022),

using single station technique, observed a negative velocity anomaly concentrates in northeastern and northwestern Algeria from 60 to 110 km. The velocity anomaly distributions, geometry, and origin differ significantly due to the scarcity of geophysical data and the difficulty in interpreting it.

The fundamental source of these velocity anomalies in northern Algeria is Africa-Europe convergence, and this anomaly is interpreted as a slab or lithosphere tearing due to a subduction system of the cold oceanic lithosphere into the African mantle, known as initiating subduction. The study by Hamai et al. (2015) from the SPIRAL project is regarded as the first local analysis aimed at highlighting the deep structure of the Algerian basin in comparison to the Alboran and Tyrrhenian basins (Fig. 1a). Their study's goal is to interpret thermal anomalies in the Algerian margin, and they conclude that oceanic lithosphere infiltration is possible and that the thermal anomaly beneath the continental margin is most likely caused by slab detachment in the mantle. At 17-13 Ma ago, the Kabylia collided with the Algerian paleomargin (Fig. 1b) as a result of the Africa-Europe convergence (Peral et al., 2022). According to Spakman and Wortel (2004) and Fichtner and Villaseñor (2015), this slab (so-called African slab, which has been broken into two segments) is moving northward due to vertical detachment tearing (Carminati et al., 1998) and may have turned into a lithosphere tear-faults, which they are the result of the complex tectonic forces at work along the African Margin (Fig. 1a). As the African Plate moves relative to the surrounding plates, stresses build up along the boundary. These stresses can cause the lithosphere to fracture, creating faults or cracks in the Earth's surface. They proposed that this slab is responsible for the openings of the Tyrrhenian (Spakman and Wortel, 2004) and Liguro-Provençal basins (Fichtner and Villaseñor, 2015,



Fig. 1a). Except for the Kabylia zone, the missing north-dipping slab along the African margin in Spakman and Wortel (2004) seismic tomography is explained on the basis of Lonergan and White (1997)'s surface reconstruction of the Ligurian ocean proposition, where eastward (toward Calabria) and westward (toward Gibraltar) migrations of the detached slab occurred during the middle and upper Miocene to facilitate the overall development of the continent (Fig. 1a). This hypothesis is well supported by van der Meer et al. (2010)'s experimental seismic tomography observations, which show two concentrated anomalies beneath the Alboran Sea and the Calabria-Southern Apennines region, while weak and small anomaly zones appear at 335 km depth in northeast and northwest Algeria. The Alboran Sea and the Calabria-Southern Apennines region are connected by the ongoing tectonic activity in the Mediterranean region. The subduction of the African Plate beneath the Eurasian Plate in the Alboran Sea is believed to be linked to the ongoing uplift and deformation of the Calabrian Peninsula and the Southern Apennines (van Hinsbergen et al., 2020; Romagny et al., 2020). To explain the velocity anomalies in the north-west African margin reported by Fichtner and Villaseñor (2015) and the south Iberian margin reported by Villaseñor et al. (2022), Peral et al. (2022) modeled a double subduction system in the Western Mediterranean region with opposite polarities between SE Alboran-Tethys and NW Algerian-Tethys dipping slabs separated by a NW-SE transform zone reported by Villaseñor et al. (2015).

In the present study, we used the two-station technique to retrieve the interstation dispersion curve from a local seismic network of broadband stations installed in northeastern Algeria and regional stations were installed in Tunisia, Sardinia, and Menorca Island to cover the offshore and onshore northeastern Algeria region (Figs. 1b and 2a). The two-station technique is a method for estimating the group velocity of seismic waves that involves measuring the time delay between two seismic stations as a function of frequency. The inter-station dispersion curve can then be obtained by plotting the time delay as a function of frequency and fitting a curve to the data. The two-station technique can be applied to data from any two seismic stations that record seismic waves from the same event. While teleseismic events are taken into account, the dispersion curves are inverted to estimate a 3D  $V_s$ -structures variation with depth up to 400 km of a selected zone from the entire study area (Fig. 2a). The findings are discussed in light of previous geodynamic studies in our research area. Because seismic stations from the Algerian Digital Seismic Network, ADSN (Yelles-Chaouche et al., 2013), have recently been installed nearby, and our findings are particularly important.

## 2. Geodynamic setting and geology framework

With its southern European (Betic, Peloritani, Calabria, and Alps) and northern African (Rif and Kabylia) margins, the western Mediterranean region shares some geological domains from ALKAPEKA terrine desparation; this coupling is essential for estimating its time evolution from tens of millions of years ago to the present (Fig. 1b). Carminati et al. (2012) presented a geodynamic reconstruction of the western Mediterranean region from 45 Ma to the present-day controlled by the Apennine-Maghrebides subduction system based on actual back-front, fore-front, and Tertiary magmatism positions.

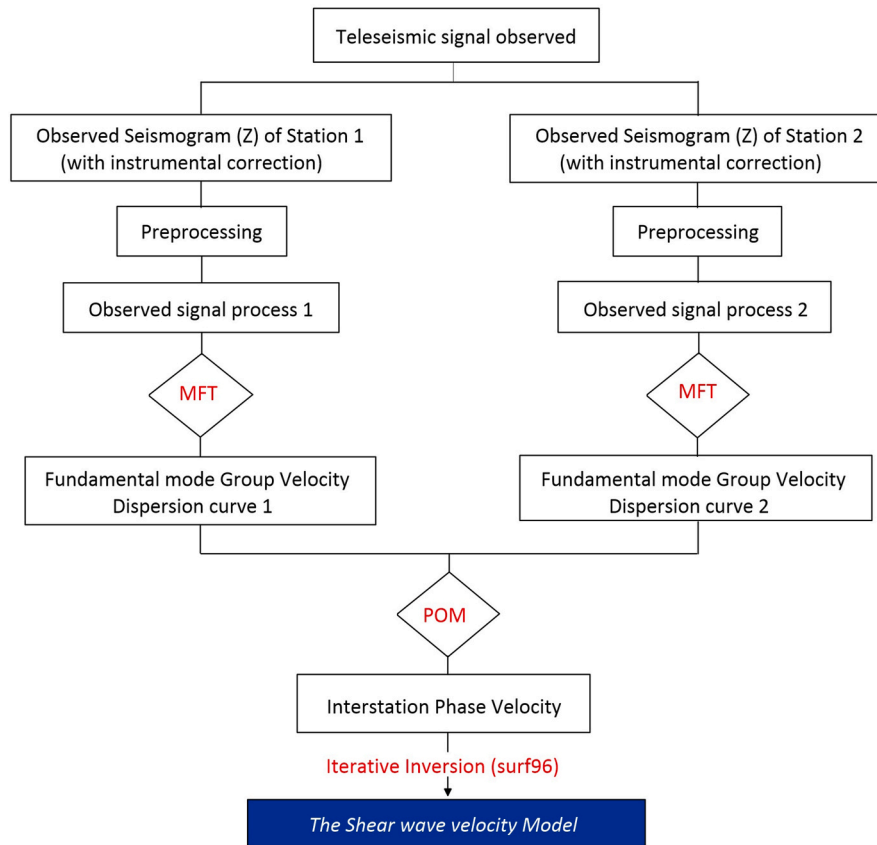
The recent mantle structure forced by the Africa-Europe convergence, where the Ligurian Tethys oceanic basin became trapped between their plate tectonic boundaries, has greatly aided geological reconstruction in this region (Spakman and Wortel, 2004). We point to van Hinsbergen et al. (2014)'s single short NW-dipping subduction zone of 300 km near the Balearic margin at 35 Ma as an example. However, at ~35 Ma of western Mediterranean geodynamic evolution, Faccenna et al. (2004) subduction zone modeling extended for more than 1500 km from Gibraltar to the Balearic margin (Fig. 1a) as NW shallow angle

dipping, reaching a depth of 300–400 km. The initial oceanic weakness zone was located beneath the European margin in the previous two reconstructions. Vergés and Fernández (2012) also propose an S-SE-dipping initial subduction zone beneath the African margin from the Late Cretaceous. The velocity anomalies beneath southern Iberia, the Algerian margin, and the Apennines region from Piromallo and Morelli (2003) and Amaru (2007) were considered in the reconstructions of Faccenna et al. (2004) and van Hinsbergen et al. (2014). Thus, Vergés and Fernández (2012) took into account Spakman and Wortel (2004) slab detection beneath the Alboran Sea.

Chertova et al. (2014) tested the three geodynamic reconstructions of the western Mediterranean from Faccenna et al. (2004), van Hinsbergen et al. (2014), and Vergés and Fernández (2012), each portraying the observed Rif-Gibraltar-Betic, or RGB, slab rollback as the driving mechanism from their different scenario, explained briefly in the previous paragraph, in order to optimize the fit between this oceanic lithosphere exhumation in the mantle and a predicted one. Furthermore, the detached Kabylia slab and the Apennine-Calabria subduction system are not taken into account. After varying the nonlinear viscoelastic rheology for the mantle, slab, and continental margins, van Hinsbergen et al. (2014)'s reconstruction of a short initial subduction zone beneath the Balearic margin is the preferred scenario for predicting the current-day RGB slab position. Chertova et al. (2014) found that the RGB slab rolls back to the African margin between 20 and 15 Ma based on this test. When the Kabylia segment accreted with it, the Kabylia slab reached this margin at ~15 Ma and detached in the Tortonian (~10 Ma).

Peral et al. (2022) reconstructed the geodynamic evolution of an opposing subduction system that began 36.5 Ma using the existing RGB slab and Kabylia detachment slab in the western Mediterranean region. They claim that the 660 km discontinuity was reached by the Kabylia NW slab dipping at 26.5 Ma, that the oceanic lithosphere is consumed after 30 Ma of evolution when it reaches the African margin crust, and that the ALKAPEKA Kabylia segment accreted with the African margin between 23 and 22 Ma (Fig. 2b). In this model, the detachment of this slab occurred beneath the Algerian margin after the collision of this segment at ~13 Ma. According to the authors, despite the abundance of geological and geophysical data, the complexity of the Western Mediterranean system has resulted in the development of a number of geodynamic models, and the only 3D study, Chertova et al. (2014), which gathered three scenarios for testing, ignored the whole NW-SE segments of the Ligurian-Tethys margins of both Iberia and Africa. Van Hinsbergen et al. (2014) found, prior to Peral et al. (2022), that despite decades of detailed geological and geophysical work, the debate over the geodynamic evolution of the Western Mediterranean region remains open.

Aichaoui et al. (2022) used the arrival time of the  $P$ -wave from teleseismic events to find high velocity anomalies interpreted as slab tiered into two segments, the central one with a WNW-ESE direction, bending along the Hodna massif, and plunging under the Lesser Kabylia (Fig. 1b) from 100 to 170 km (bottom of their considered model). The second segment, running east-west, crosses the Lesser Kabylia and plunges to the northeast. According to them, a low-velocity anomaly exists beneath Aurés Mountain (Fig. 1b), potentially linked to the remnant of the Mesozoic rifting (Aichaoui et al., 2022). Radi and Yelles-Chaouche (2022) used a single station technique to retrieve Rayleigh wave dispersion curve measurements for inversion and demonstrated the existence of two panels of negative velocity anomalies located in the northern-east and northern-west of Algeria down to 60 km, crossed by a high velocity anomaly in the NW-SE direction parallel to the Gafsa fault (GF) in the surface (Bougrine et al., 2018, Fig. 1b). Based on a comparison of velocity anomalies associated with slabs in the Betic-Alboran and Apennines regions with the East-Algeria slab (Lesser Kabylia), Spakman and Wortel (2004) concluded that the lack of  $N$ -dipping slabs in the African-Maghrebide margin, at least in the central part (Kabylia; Fig. 1b), is the origin of a large scale southward roll-back



**Fig. 3.** Diagram showing the different stages of our method followed in data processing to extract the phase velocity for 1d Vs-structure estimation in the present study.

of the Ligurian ocean during 15 Ma and westward and eastward slab detachment and/or lithosphere tearing which explains the present position of Betic-Alboran and Calabria-Apennine slabs (Fig. 1a).

The geological framework of the study area is divided into three major domains (Fig. 1b): the interne zone of Great Kabylia (ABZH and ATKJ stations), the fold-thrust belt (Tell belt: ATAF, CABS, CASM, and CKHR stations installed in Algeria, TAMR and TATN stations installed in Tunisia, and MAHO station in Beleares), and the unreformed continent of Sardinia (CGL, VSL, and DGI) (Fig. 1b). Layadi et al. (2023) provide detailed geological and geophysical investigations for the Algerian stations. Radi et al. (2015) investigated seismic anisotropy in northern Algeria and compared their findings to the western Mediterranean regional context.

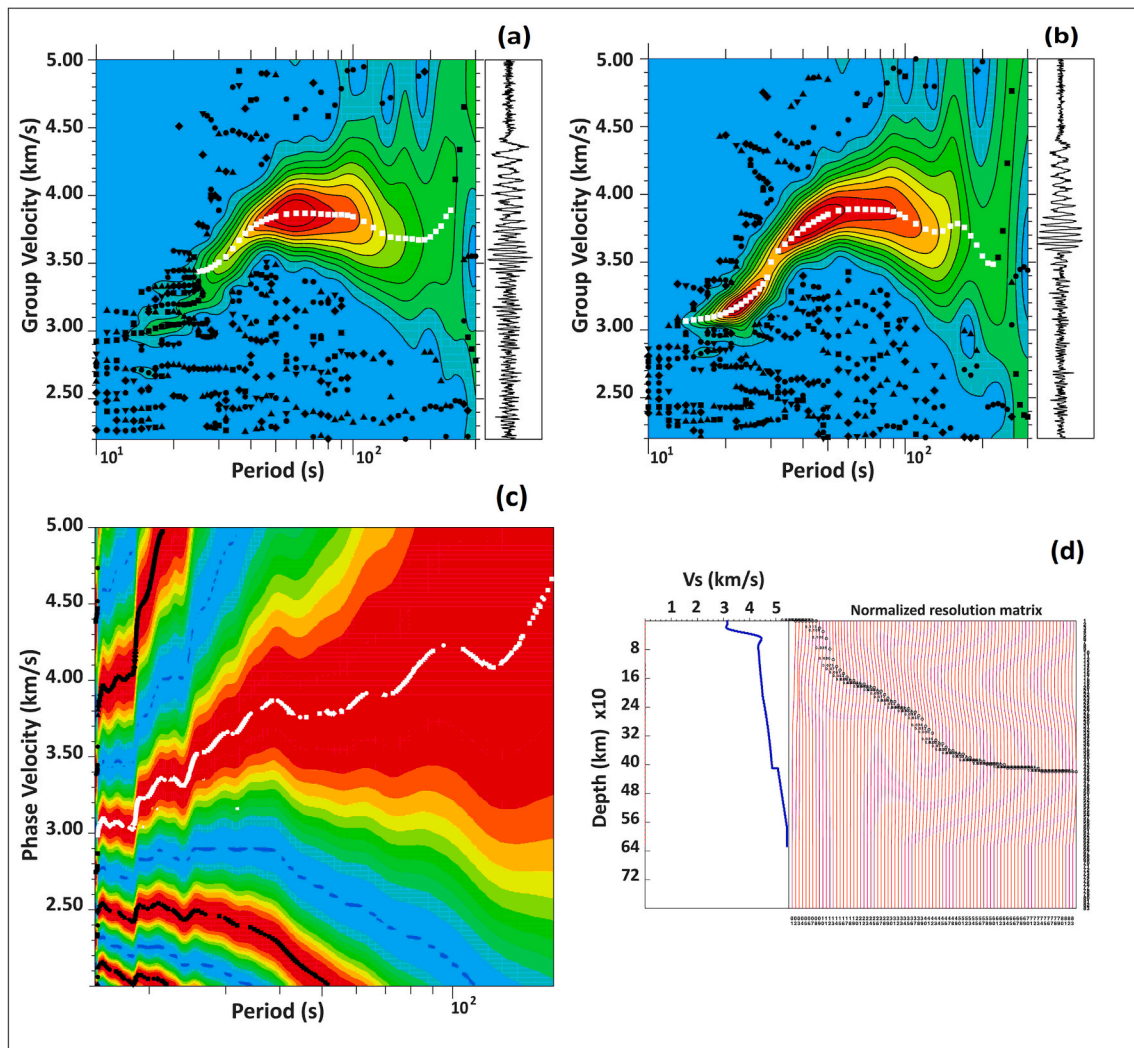
For Moho depth estimation in the study area, we use Fichtner and Villaseñor (2015)'s absolute isotropic S velocity distribution from 5 to 40 km maps. The crustal velocity varies very little at 15 km, ranging between 3.0 and 3.5 km/s (Fichtner and Villaseñor, 2015). At 25 km, the authors find mantle velocity (4.2–4.7 km/s) beneath the entire Mediterranean sea zone, including Sardinia and the Balearic Islands, while the African continental part remains dominated by crustal higher velocity (4 km/s) (Fichtner and Villaseñor, 2015). According to the same study, mantle velocities between 4.3 and 5 km/s dominate our study area (Fig. 1a) at 40 km. Banda et al. (1980), Manu-Marfo et al. (2019), Radi et al. (2017), Ydri et al. (2020), Radi and Yelles-Chaouche (2022), and Melouk et al. (2023) all provide detailed Moho depth estimates for our study area.

### 3. Data and methodology

The structure of the crust and upper mantle is particularly sensitive to surface waves. Because these waves propagate along the Earth's

surface, measurements of their velocities can be used to calculate the average elastic properties of the crust and upper mantle between seismic sources (earthquake locations) and stations. We considered the two-station method to highlight the crust and upper mantle structure and gain more precision on the velocity anomaly discussed in previous sections, which is located beneath northern central and east Algeria (Figs. 1b and 2a) (Dziewonski and Hales, 1972). It is an effective way to limit the sensitivity of heterogeneity measurement along the interstation path by using long period surface waves emitted by teleseismic events (e.g. Brisbourne and Stuart, 1998). Longer periods sample deeper depths, and depending on the period range chosen, information about velocity variations can be obtained across a wide range of depths.

The two-station method is used to compute the interstation phase velocity of Rayleigh waves, with the condition that the event epicenter be on the approaches straight with the path of the two stations. As a result, the degree of back-azimuth is the most important criterion for interstation phase velocity studies. For each event, we calculate two deviation angles,  $\alpha$  and  $\beta$  (Fig. 2c), where  $\alpha$  is the azimuthal difference between the earthquake and the two stations and is the azimuthal difference between the earthquake and the far station, as shown in Fig. 2c (Yao et al., 2006). The two-station method is predicated on the assumption that the angle differences are not too great (Deschamps et al., 2008). In this study,  $\alpha$  and  $\beta$  angles were chosen to be less than  $5^\circ$ . We require that the interstation distance be greater than 100 km, as in Foster et al. (2014), to ensure reliable measurements over longer periods, because the error in dispersion measurement increases with decreasing interstation distance (Fang et al., 2010). The minimum interstation distance between CASM and CABS stations is 123 km, and the maximum interstation distance is 1000 km between ABZH and DGI stations (Fig. 2a). Every selected recording was manually checked to ensure that it met the requirements of the two-station technique.



**Fig. 4.** Showing the results of different stages (from Fig.3) of our method used in this study; (a) and (b) represent example of picking a Rayleigh wave group velocity dispersion curve from a seismic event recorded at two stations, obtained by the MFT technique, to create single phase velocity dispersion curve as present in (c). The energy present in each filtered seismogram is indicated by the color variation (red is the highest energy). The white squares in the center of the red contour correspond to the maximum energy, which are the group/phase velocity dispersion curve-period spectrum. The black trends are secondary waveform arrivals. (d) Average  $V_s$ -structure as a function of depth, en obtained after the inversion with the corresponding normalized resolution matrix.

The used data in this study are the vertical component broadband seismograms obtained from the database of the selected permanent stations of ADSN installed in northeast and central Algeria regions (Yelles-Chaouche et al., 2013; 2013) and of external stations installed in Tunisia (TAMR and TATN stations), Sardinia (CGL, VSL and DGI stations) and Balears (MAHO station) from the Incorporated Research Institutions for seismology (Figs. 1b and 2a). Our dataset for the analysis of dispersion curve extractions was collected from 2010 to 2021 and included events with magnitudes greater than 5, epicenter distances ranging from  $10^\circ$  to  $90^\circ$ , and focal depths less than 50 km (Fig. 2b). We used the Global Centroid Moment Tensor catalog ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)) to identify all seismic events in the study area; it contains all of the earthquake parameters (origin time, magnitude, depth, and location).

ADSN (Algeria) broadband stations are equipped with a three-component broadband Kinematics STS-2 sensor coupled with a Quanterra Q330 digitizer (ABZH and ATKJ), Geodevice BBVS-60/120 sensors, and Geodevice-EDAS-24IP digitizer (ATAF, CABS, CKHR, and CASM) (Fig. 2a). For the external stations, MAHO is equipped with STS2 sensor coupled and Quanterra Q330 digitizer, TAMR and TAMR stations are STS2 sensors coupled with OSIRIS-SC digitizer, DGI is equipped with Manometrics Trillium-40 s sensor with INGV GAIA2-FS-16-VPP

digitizer, CGL is equipped with Lennartz LE3D-20 s sensor and INGV GAIA2-FS-20-VPP digitizer, and VSL station is operated by Streckeisen STS-1V-VBB sensors coupled with Quanterra Q330 digitizer. Because of the variety of the mentioned stations, the recorded vertical component waveforms were corrected by removing their instrumental responses using the TRANSFER command of the Seismic Analysis Code, SAC (Fig. 3), with mean and trend corrections. For synchronization, a single reference time,  $t_0$ , ( $t_0$  on the seismogram indicates the origin time of the earthquake) was used for all events. The period domain considered in this study ranges between 10 and 200 s and is sensitive to depths ranging from 0 to 400 km (e.g., Deschamps et al., 2008; Belinić et al., 2021). Because only the low frequencies are required for this study, a time window of 30 min after  $t_0$  was considered and filtered using a 1 Hz low-pass filter. All of the signals in our dataset were sampled at a rate of 20 Hz. Fig. 3 shows the various data processing steps used in this study to obtain the 1D  $V_s$ -structure from each two-station event pair. We used the multiple filtering technique, MFT (Fig. 3) (Dziewonski et al., 1969), in Computer Programs in Seismology Code (Herrmann, 2013) to analyze the group velocities of each recorded seismogram after selecting station pairs and event appropriate considering the initial condition on  $\alpha$  and  $\beta$  angles (Fig. 2c) (Fig. 4a and b). The MFT displays the maximum



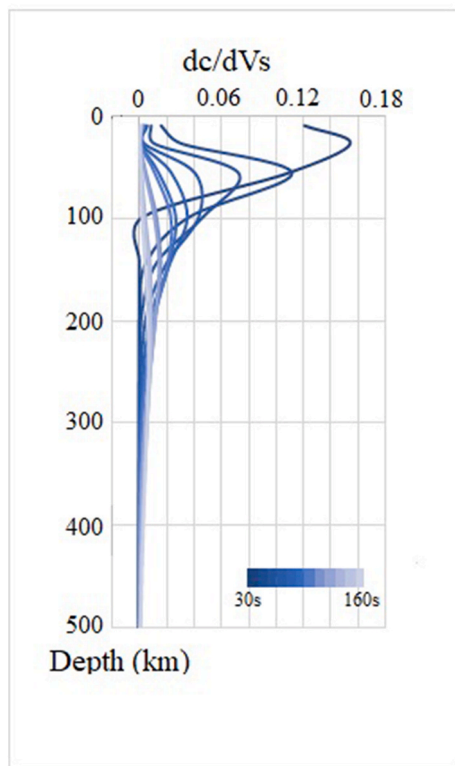


Fig. 5. Depth sensitivity variation of Rayleigh wave phase-velocities ( $dc/dVs$ ) for 30–160 s inverted using the ak135 initial model of Kennett et al. (1995).

amplitude of energy on a given period, and the Rayleigh wave group velocities dispersion curve could be obtained from the diagrams by selecting corresponding peaks at each period.

We used the sensitivity kernel technique with the SERFKER code from Computer Programs in Seismology Code (Herrmann, 2013) to test the sensitivity of Rayleigh wave group velocity in the selected period range with depth. We used the phase velocity extracted from the waveform of the May 19, 2010 with a Md of 6.0 in Peru recorded by the two stations ATAF and CKHR and inverted using Kennett et al. (1995)'s ak135 initial model with a step of 10 s from 30 to 160 s. Fig. 5 depicts a preliminary Vs-structure sensitive down to a depth of about 300 km, with clear peak sensitivities between 30 and 150 km.

The upper mantle phase velocity is calculated by combining group velocity dispersion curves with periods measured between two stations to produce a single phase velocity dispersion curve. We used the POM code from Herrmann (2013) Computer Programs in Seismology Code Package for this purpose (Fig. 3). The iterative inversion code uses the phase velocity dispersion curve to generate an optimized profile of seismic 1D layered shear wave velocity of the upper mantle as a function of depth (Fig. 3). After 30 iterations, we obtain the final mean phase velocity dispersion. All dispersion curve calculations, analyses, and inversions were carried out using Herrmann (2013) SURF96 code and considering the ak135 initial model of Kennett et al. (1995). We calculated the mean phase velocity dispersion curve for each station pair by averaging all measurements for that pair (Fig. 4a, b and c). All 1D averaged Vs-structures obtained for each station pair (Fig. 4d) were interpolated to fit on the regular grid of Fig. 2a for a suitable contour map plotting Vs variations with depth. The ray paths interstation shown in Fig. 2a are converted into node grid data, with each path divided into ten equidistant points. The mapping was tested by adding more points by path, but it did not change significantly. Using Surfer software, the Vs-structure points are interpolated to produce regular grid data for each layer of a corresponding depth. This grid data can be mapped with shear wave velocity contours to generate a 3D image, which is easier to

interpret and correlate with geophysical and geological data (e.g., Corchete and Chourak, 2011).

#### 4. Results and discussion

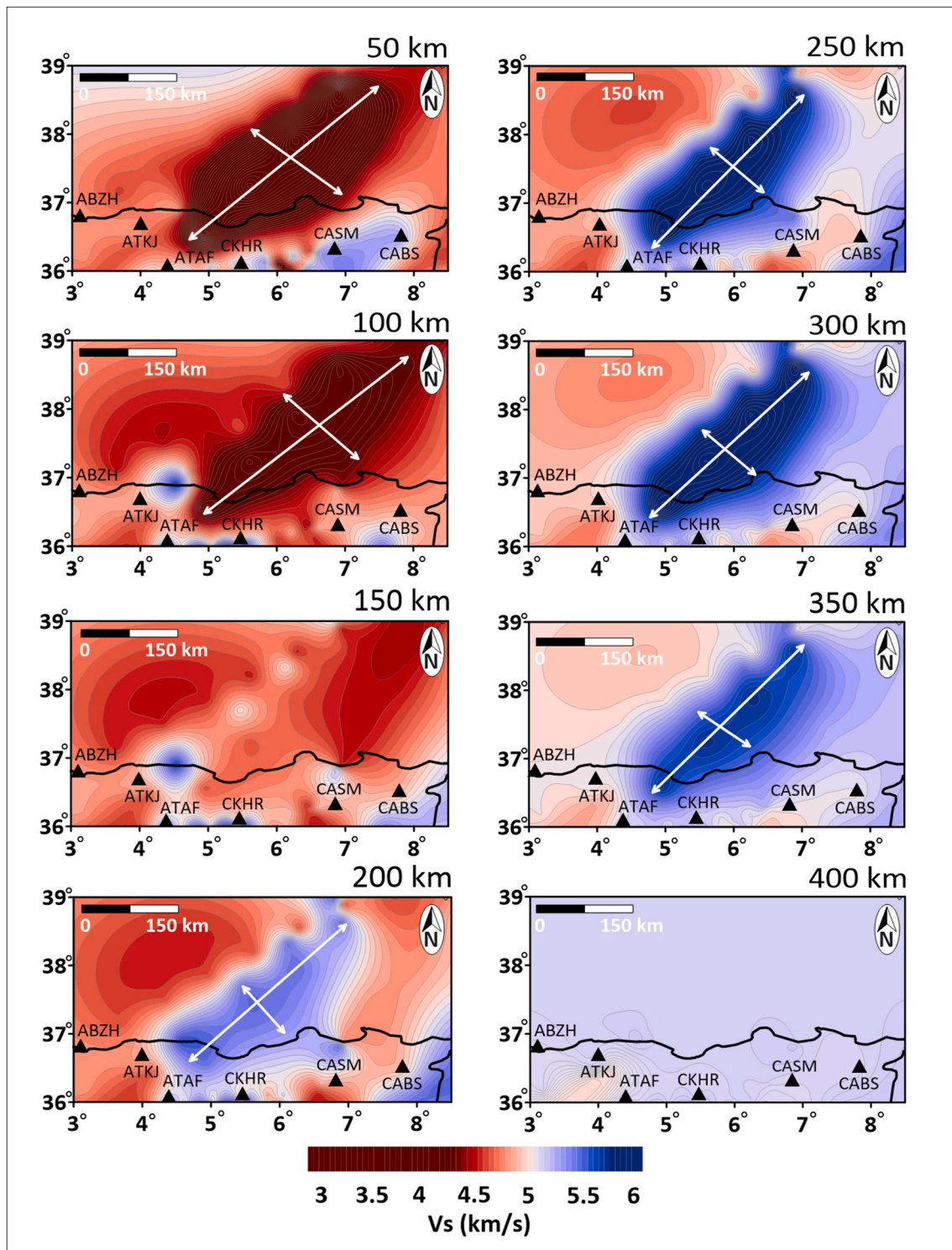
Our crust and upper mantle Vs-structure modeling and spatial distribution have a high resolution due to the work on a long-period data collection, a dense seismic network composed of 12 stations, and good bath coverage of the study area (Fig. 2a). The extensive coverage in northeastern Algeria aims to improve resolution on one of the velocity bodies beneath the western Mediterranean region. The calculated 1D model (shown in Fig. 4d) is interpolated to create the 3D model, which provides additional information on the upper mantle structure of the western Mediterranean region. Fig. 2a depicts the selected zone, which is delimited by the yellow square, and Fig. 6 depicts the corresponding deep Vs-structure. Fig. 4 shows an example of a 1D Vs-structure result obtained after the various analysis stages in Fig. 3, using CDCN-CASM stations and the seismic event with a magnitude of 5.7 in Argentina on September 1, 2021. (Fig. 4a and b). The obtained 1D Vs-structure varies from 3 to 5.5 km/s for a depth variation of up to 640 km between these two selected stations.

To limit the oceanic and continental lithospheres from the asthenosphere, two main discontinuity depth definitions are required: Moho and lithosphere-asthenosphere boundary (LAB). Bartzsch et al. (2011) defined the LAB depth as the middle of the Vs reduction depth range, this velocity jump is not the same for all models, but a net decreasing velocity characterizes the lithosphere-asthenosphere transition (Badal et al., 1995), it is the Low Velocity Zone (LVZ), situated in general between 100 and 200 km depth for a homogenous asthenosphere. Surface waves show clear sensitivity to a Vs reduction from the lithosphere to the asthenosphere, wherever the LAB is associated with such a boundary. As mentioned in previous sections, different studies in Algeria focused on Moho estimation (Radi et al., 2017; Ydri et al., 2020; Radi and Yelles-Chaouche, 2022; Melouk et al., 2023), but no LAB estimation or discussion was conducted. For the selected zone in the present study, estimating the localization of this discontinuity on the individual obtained Vs-structure beneath the selected stations (Figs. 1b and 2a) is particularly difficult due to the presence of thermal and/or velocities anomalies in the study area (Fig. 1a), which recurred more joint inversion of geophysical data.

Fig. 6 illustrates a pseudo-3D mantle Vs-structure for depths of 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, and 400 km, with a homogeneous Vs variation from 3 to 6 km/s in the NE of Algeria and the Algerian basin (yellow square in Fig. 2a). For depths between 50 and 350 km, expect at 150 km, two main parallel velocity bodies are very clear and concentrated in the same area with the same orientation (Fig. 6). Double arrows indicate the length and width dimensions of these two bodies. These two velocity bodies has an almost oval shape. At 400 km depth, the selected zone becomes homogeneous, with Vs around 4.9 km/s and only a narrow concentration of low velocity of 4.7 km/s between the ATKJ and ATAF stations (Fig. 6). It is shown that the width and lengths of the low-velocity body are greater than those of the high-velocity body (Fig. 6).

Because of the possibility of slab material (Spakman and Wortel, 2004) or a temperature distribution anomaly (Hamai et al., 2015), our selected zone is not homogeneous. We cited numerous studies in previous sections that discussed such a change in Vs with depth in northern Algeria and its Mediterranean Sea basin (Fig. 1a). To interpret this result in terms of regional geodynamics, we began at 50 km depth to define the possibility of slab existence, because the deeper Moho in this region is 43 km (Radi et al., 2017; Radi and Yelles-Chaouche, 2022).

Between 50 and 100 km depth, a NE-SW elongated low velocity body of Vs between 3 and 3.5 m/s (dark red) exists, and at 150 km, the selected area has two panels of 4.5 km/s crossed by a narrow zone of high velocity of 5 km/s (Fig. 6). At 200–300 km depth, the high velocity zone (dark blue) (5.5–6 km/s) extends NE-SW and dips NW near the top limit of the selected zone (Fig. 6). The high-velocity body has another



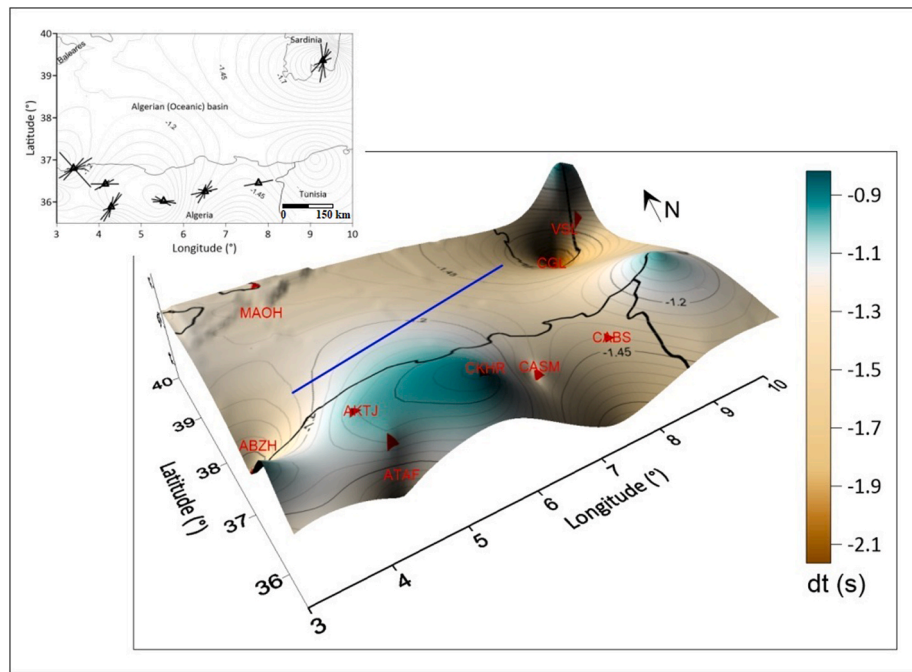
**Fig. 6.** Map of the 2D shear wave velocity structure obtained by inverting the mean phase velocity dispersion curve at depth ranging from 50 to 400 km, along with a location of the stations in the study area, as delimited by the yellow square in the previous Fig. 2 (a).

NE-dipping between 300 and 350 km depth. At 350 km and below, the high-velocity body is no longer visible. The two observed velocity bodies are of the same orientation as the one found by Fichtner and Villaseñor (2015), known as the western segment of the African slab, which is located beneath north-central Algeria (Fig. 1b). This slab, according to them, exits beneath the African continental margin at 500 km depth and continues beneath the Mediterranean Sea. Because seismic velocity varies inversely with temperature, the low-velocity body in the

lithosphere part between 50 and 100 km depth can be caused by the high temperature flow (Jadamec et al., 2018) induced in the mantle by the high velocity body explained to be an oceanic lithosphere slab ( $V_s$  6 km/s) penetration between 200 and 350 km (Fig. 5) (Artemieva et al., 2004).

Fig. 7 depicts the delay time,  $dt$ , from the anisotropy measurements in the selected area modified from Radi et al. (2015) and the Shear Wave Splitting Product Query database as a 3D illustration. High values





**Fig. 7.** Shows the 3D illustration of the delay time,  $dt$ , resulting from anisotropy measurements in the selected area. The illustration is modified from Radi et al. (2023) and the Shear Wave Splitting Product Query database. The blue line represents the direction of the velocity body situated in an area with highly scattered seismic anisotropy directions between the VSL station in Sardinia in the northeast and the ABZH, ATKJ, and CASM stations in Algeria in the southwest.

indicate a shallow change in elastic and/or rheological properties, whereas low values indicate a deep change. The spatial shape of the velocity bodies from Fig. 6 at 50–100 and 250–300 km is projected or coupled to the 3D representation of  $dt$  to determine its extension with respect to high and low values. The velocity body is located in an area with widely dispersed seismic anisotropy directions, between the VSL station in Sardinia in the north and the ABZH, ATKJ, and CASM stations in Algeria in the south (Fig. 7). The direction is consistent in the stations ATAF, CKHR, and CABS (Fig. 7). Fig. 7 shows the spatial shape of the velocity bodies at medium  $dt$  values (between  $-1.2$  and  $-1.4$  s) between two low values at the ABZH ( $-1.8$  s) and VSL ( $-2.0$  s) stations (Fig. 7). The difference in medium  $dt$  values between these two stations could be attributed to the absence of seismological stations in the offshore region.

## 5. Conclusion

In this study, we present a 3D shear wave velocity model of the crust and upper mantle from 50 to 400 km for the North-East Algerian Basin, with the goal of better understanding the geodynamic evolution of the western Mediterranean. We used Rayleigh waves in teleseismic recordings from regional and dense seismic broadband stations in the region to accomplish this. As a result, the majority of the study area has significantly improved bath coverage and depth resolution.

The results show two main parallel velocity bodies in the same area and direction (NE-SW) as Fichtner and Villaseñor (2015), with the same extension. Between 200 and 300 km depth, a high velocity anomaly exists beneath the North-East Algerian Basin. Below 350 km, the high-velocity body is no longer visible. The geometry of the high velocity body suggests the presence of slab material beneath the North-East Algerian Basin (Spakman and Wortel, 2004; Fichtner and Villaseñor, 2015).

Lower velocity areas exist between 50 and 100 km depth due to the presence of a thermal and/or velocity anomaly caused by a high-temperature flow induced in the mantle due to the presence of a lithosphere slab between 200 and 300 km. The correlation between the shapes of the velocity bodies and the delay time,  $dt$ , revealed that it exists in medium values ( $-1.8$  and  $-2.0$  s).

Our finding of the two parallel velocity bodies with their geometric dimensions and depth from our recent data in the North-East Algerian Basin for the upper mantle and lower crust, especially with their continuous change, is very important for the development of new, well-fitting geodynamic models for the western Mediterranean region.

## Declaration of competing interest

I have no other financial or personal interest, direct or indirect, in any matter that raises or may give rise to a conflict in the publication of this article.

## Data availability

The authors do not have permission to share data.

## Acknowledgements

We would like to thank the staff of the ADSN service who provided and helped in data acquisition, and the faculty of science of Ferhat Abbas University, Setif 1. The authors are grateful to Lucia Margheriti comments and contribution in this work. The authors also express their gratitude to the Editor-in-Chief Prof. Read Mapeo, the associate editor Zakaria Hamimi and the anonymous reviewer whose comments have substantially improved the original manuscript.

## References

- Aichaoui, M., Abtout, A., Bourouis, S., Bouyahiaoui, B., 2022. Crustal and upper mantle structure of northern Algeria inferred from a 3-D inversion of teleseismic tomography. *J. Afr. Earth Sci.* 190, 104501.
- 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 Greater Kabylia. Algeria – New insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation *Tectonophysics* 728–729, 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.007>.
- Amaru, M.L., 2007. *Global Travel Time Tomography with 3-D Reference Models*, vol. 274. Utrecht University.

- Artemieva, I.M., Billien, M., Lévêque, J.J., Mooney, W.D., 2004. Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle. *Geophys. J. Int.* 157 (2), 607–628.
- Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., Cordoba, D., 1980. Structure of the crust and upper mantle beneath the balearic islands (western mediterranean). *Earth Planet Sci. Lett.* 49 (2), 219–230.
- Bartzsch, S., Lebedev, S., Meier, T., 2011. Resolving the lithosphere asthenosphere boundary with seismic Rayleigh waves. *Geophys. J. Int.* 186, 1152–1164. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05096.x>.
- Belini c, T., Kol nsk y, P., Stip evi c, J., Alp Array Working Group, 2021. Shear-wave velocity structure beneath the Dinarides from the inversion of Rayleigh-wave dispersion. *Earth Planet Sci. Lett.* 555, 116686.
- Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A., Calais, E., 2018. Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. *Geophys. J. Int.* 219 (2), 572–588.
- Brisbourne, A.M., Stuart, G.W., 1998. Shear-wave velocity structure beneath North Island, New Zealand, from Rayleigh-wave interstation phase velocities. *Geophys. J. Int.* 133 (1), 175–184.
- Brune, J., Dorman, J., 1963. Seismic waves and earth structure in the Canadian Shield. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 53 (1), 167–209.
- Brune, J.N., Nafe, J.E., Oliver, J.E., 1960. A simplified method for the analysis and synthesis of dispersed wave trains. *J. Geophys. Res.* 65 (1), 287–303.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet Sci. Lett.* 160 (3–4), 651–665.
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173–192.
- Chertova, M.V., Spakman, W., Geenen, T., Van Den Berg, A.P., Van Hinsbergen, D.J.J., 2014. Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119 (7), 5876–5902.
- Corchete, V., Chourak, M., 2011. Shear-wave velocity structure of the south-eastern part of the Iberian Peninsula from Rayleigh wave analysis. *Int. J. Earth Sci.* 100 (7), 1733–1747.
- Deschamps, F., Lebedev, S., Meier, T., Trampert, J., 2008. Azimuthal anisotropy of Rayleigh-wave phase velocities in the east-central United States. *Geophys. J. Int.* 173 (3), 827–843.
- Domzig, A., Yelles-Chaouche, K., Le Roy, C., D ev erch ere, J., Bouillin, J.P., Bracène, R., et al., 2006. Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA’03 cruise). *Compt. Rendus Geosci.* 338 (1–2), 80–91.
- Dziewonski, A.M., Hales, A.L., 1972. Numerical analysis of dispersed seismic waves. *Seismology: surface waves and earth oscillations* 11, 39–84.
- Dziewonski, A., Bloch, S., Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59 (1), 427–444.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23 (1), 1011–1021. TC1012.
- Fang, L., Wu, J., Ding, Z., Panza, G.F., 2010. High resolution Rayleigh wave group velocity tomography in North China from ambient seismic noise. *Geophys. J. Int.* 181, 1171–1182. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04571.x>.
- Fichtner, A., Villaseñor, A., 2015. Crust and upper mantle of the western Mediterranean – constraints from full-waveform inversion. *Earth Planet Sci. Lett.* 428, 52–62.
- Foster, A., Ekstrom, G., Nettles, M., 2014. Surface wave phase velocities of the Western United States from a two-station method. *Geophys. J. Int.* 196, 1189–1206. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt454>. Jadamec et al., 2018.
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C.R., Gr acia, E., 2018. The crustal domains of the Alboran Basin (western Mediterranean). *Tectonics* 37 (10), 3352–3377.
- Hamai, L., Petit, C., Abtout, A., Yelles-Chaouche, A., D ev erch ere, J., 2015. Flexural behavior of the north Algerian margin and tectonic implications. *Geophys. J. Int.* 201 (3), 1426–1436.
- Herrmann, R.B., 2013. Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research. *Seismol. Res. Lett.* 84, 1081–1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>.
- Heukelom, W., Foster, C.R., 1960. Dynamic testing of pavements. *J. Soil Mech. Found Div.* 86 (1), 1–28.
- Jadamec, M.A., Kreylos, O., Chang, B., Fischer, K.M., Yikilmaz, M.B., 2018. A visual survey of global slab geometries with Show Earth Model and implications for a three-dimensional subduction paradigm. *Earth Space Sci.* 5 (6), 240–257.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122, 108–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
- Knopoff, L., 1971. A stochastic model for the occurrence of main-sequence earthquakes. *Rev. Geophys.* 9 (1), 175–188.
- Layadi, K., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A., Saadi, A., Chimouni, R., Haddad, O., Aidi, C., 2023. Site characterization of Algerian broadband seismic stations using earthquake and ambient vibration data: topographic and lithological site-effects investigation. *J. Seismol.* <https://doi.org/10.1007/s10950-022-10126-4>.
- Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the betic-rif mountain belt. *Tectonics* 16 (3), 504–522.
- Manu-Marfo, D., Aoudia, A., Pachhai, S., Kherchouche, R., 2019. 3D shear wave velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the Tyrrhenian basin and margins. *Sci. Rep.* 9 (1), 1–10.
- Melouk, B., Yelles-Chaouche-Chaouche, A., Semmane, F., Galiana-Merino, J.J., 2023. Moho depth variation and shear wave velocity structure in northern Algeria from joint inversion of P-wave receiver functions and Rayleigh wave dispersion data. *Geophys. J. Int.* 233 (2), 1229–1244.
- Peral, M., Fernandez, M., Vergés, J., Zlotnik, S., Jiménez-Munt, I., 2022. Numerical modelling of opposing subduction in the Western Mediterranean. *Tectonophysics* 830, 229309.
- Piromallo, C., Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108 (B2).
- Polet, J., Kanamori, H., 1997. Upper-mantle shear velocities beneath southern California determined from long-period surface waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87 (1), 200–209.
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., 2022. Shear velocity structure beneath Northern Algeria from Rayleigh-wave analysis. *J. Afr. Earth Sci.* 186 (2022), 104446.
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., Bokelmann, G., 2015. Seismic anisotropy of northeastern Algeria from shear-wave splitting analysis. *Phys. Earth Planet. In.* 248, 73–82.
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., Corchete, V., Guettouche, S., 2017. Crust and upper mantle shear wave structure of Northeast Algeria from Rayleigh wave dispersion analysis. *Phys. Earth Planet. In.* 270, 84–89.
- Radi, Z., Chaouche, A.Y., Guettouche, S., Bokelmann, G., 2023. Upper mantle anisotropy beneath northern Algeria from shear-wave splitting: anisotropy beneath northern Algeria. *Ann. Geophys.* 66 <https://doi.org/10.4401/ag-8839>.
- Radi, Z., Tlili, S., Layadi, K., Louail, L., Yelles-Chaouche, A., Madhekour, Y., Guettouche, S., 2023b. Elastic properties of SiO2 nanostructure in high-pressure conditions. *Dig. J. Nanomater. Biostruct.* 18 (1).
- Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessi ere, E., Maillard, A., Canva, A., Augier, R., 2023. Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020040>.
- Saadi, A., Issaadi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A., Galiana-Merino, J.J., Layadi, A., Chimouni, R., 2023. 3D shear-wave velocity structure for Oran city, northwestern Algeria, from inversion of ambient vibration single-station and array measurements. *Soil Dynam. Earthq. Eng.* 164, 107570.
- Spakman, W., Wortel, R., 2004. A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In: *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 31–52.
- Van Der Meer, D.G., Spakman, W., Van Hinsbergen, D.J., Amaru, M.L., Torsvik, T.H., 2010. Towards absolute plate motions constrained by lower-mantle slab remnants. *Nat. Geosci.* 3 (1), 36–40.
- Van Hinsbergen, D.J., Vissers, R.L., Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* 33 (4), 393–419.
- van Hinsbergen, Douwe J.J., Torsvik, Trond H., Schmid, Stefan M., Ma enco, Liviu C., Maffione, Marco, Vissers, Reinoud L.M., Gürer, Derya, Spakman, Wim, 2020. Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Res.* 81, 79–229.
- Vergés, J., Fernández, M., 2012. Tethys-atlantic interaction along the iberia–africa plate boundary: the betic–rif orogenic system. *Tectonophysics* 579, 144–172.
- Vidale, R.F., 1964. The Dispersion of Stress Waves in Layered Media Overlaying a Half Space of Lesser Acoustic Rigidity. The University of Wisconsin-Madison.
- Yao, H., van Der Hilst, R.D., de Hoop, M.V., 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I. Phase velocity maps. *Geophys. J. Int.* 166, 732–744. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x>.
- Ydri, A., Idres, M., Ouyed, M., Samai, S., 2020. Moho geometry beneath northern Algeria from gravity data inversion. *J. Afr. Earth Sci.* 168, 103851.
- Yelles-Chaouche, A.K., 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., Nait Sidi Said, C., 2013. The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): towards an earthquake early-warning system. *Adv. Geosci.* 36, 31–38.