



MASTER SML

SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

MENTION

Géosciences Océan

SPÉCIALITÉ

Marges et Dorsales

Antoine BARBE

Déformation active au large de l'Algérie :
Liens entre structures profondes et superficielles –
Applications aux secteurs de Boumerdès (2003) et Jijel (1856)

Mémoire de stage de Master 2

Année universitaire **2021-2022**

Structure d'accueil : **GEO-OCEAN, Institut Européen de la mer**

Tuteur universitaire : **Marion JAUD**

Maître de stage : **Jacques DEVERCHERE**



Remerciements

Je souhaite dire un grand merci, à Jacques Déverchère, sans qui rien de tout cela n'aurait été possible.

Merci d'avoir proposé ce sujet de stage. Ainsi j'ai eu l'opportunité de me spécialiser sur un nouveau secteur : la mystérieuse et complexe marge algérienne. Merci pour tous ces conseils critiques qui m'ont fait évoluer et pour me pousser à aller toujours plus loin ; merci de m'avoir fait développer la passion de la découverte et de la recherche ; Bref, merci de m'avoir guidé durant ces 5.5 mois

Merci de m'avoir accompagné comme tu l'as fait !

Je souhaite remercier également, l'équipe complète et l'organisme qui a financé mon stage (Isblue). Merci à Riwalenn Ruault et Maxime Kernec qui m'ont permis d'utiliser et de participer au développement de ce beau projet qu'est la réalité virtuelle (AISMERALDA). Vous avez été tous les deux de très bon conseil et c'était vraiment génial de passer des moments avec vous : vous êtes super bon vivant et souriant, j'adore ça (j'espère pouvoir revenir télétravailler avec vous pendant ma thèse pour partager des discussions totalement folles). Je croise les doigts pour les financements et pour le développement de tout ça. Merci à Marion Jaud pour tous ces conseils, pour cette bonne humeur permanente et cette capacité d'adaptation pour quelqu'un qui est un peu perdu avec les manipulations SIG.

Merci à tous ceux qui m'ont aidé pendant ce stage : Nathalie Babonneau, Nabil Sultan, Pierre Leffondré...

Je remercie également tous mes amis, la bonne ambiance, le soleil et les pauses-café-gaufres. Merci particulièrement à Gabriel, Justine, Mona, Samuel, pour leur soutien pendant les très bons moments comme les mauvais pleins de stress et de clope ; et merci de m'avoir secoué et remonté le moral quand j'en avais besoin ! Merci à ma famille pour tout ce qu'elle a fait.

Tant que j'y suis, et qu'il me reste un peu de place, merci à ma maladresse qui m'a fait renverser mon café sur le pc (malgré tous mes efforts, j'ai dû racheter un) et ma voiture pour avoir tenu bon. Merci aussi à toutes les difficultés (on ne les remercie jamais assez), c'est grâce à elles que j'ai progressé. Dernier et grand merci à tout ce que je n'ai pas cité, on se reverra sur les pistes de danse (OH MY GAD « Arma Jackson » pour les personnes qui liront mes remerciements : une chanson vraiment folle).

« Je mérite d'être aimé »

« Plus que la femme de ma vie, je crois que je cherche une mère. Ou plus encore qu'une mère, je crois que je cherche la maire. D'une ville. Qui s'appellerait Marc City. »

La FLAMME

1	INTRODUCTION	1
1.1	EXPRESSION GEOMORPHOLOGIQUE SOUS-MARINE DE LA TECTONIQUE ACTIVE	1
1.2	CONTEXTE GEOLOGIQUE ET SISMOTECTONIQUE	2
1.2.1	EVOLUTION GEODYNAMIQUE CENOZOÏQUE DE LA MEDITERRANEE	2
1.2.2	GEOLOGIE A TERRE ET EN MER	5
1.2.3	TECTONIQUE DE LA MARGE SOUS-MARINE	7
1.2.4	SISMICITE DE LA MARGE ALGERIENNE ET RUPTURES DE BOUMERDES ET JIJEL	8
1.3	DEBATS STRUCTURAUX SUR LES ZONES DE RUPTURE DE 2003 ET 1856	9
1.3.1	BOUMERDES	9
1.3.2	JIJEL	12
2	MORPHOLOGIES ET STRUCTURES	13
2.1	CANYONS	13
2.1.1	PROFILS LONGITUDINAUX	14
2.1.2	FORÇAGE TECTONIQUE	15
2.1.3	KNICKPOINTS	15
2.1.4	MATURITE DES CANYONS	15
2.2	FAILLES	16
3	DONNEES ET METHODOLOGIES	17
3.1	METHODES D'ACQUISITION DE SURFACE ET DE SUB-SURFACE	17
3.1.1	SONDEUR MULTIFAISCEAUX	18
3.1.2	SONAR LATERAL S.A.R.	18
3.1.3	SISMIQUE CHIRP	19
3.1.4	SISMIQUE-REFLEXION MARADJA ET PROFILS INDUSTRIELS	19
3.2	METHODES D'ANALYSE	20
3.2.1	ANALYSE DES DONNEES SOUS SIG	20
3.2.2	ANALYSE DES DONNEES EN REALITE VIRTUELLE	21
4	RESULTATS	22
4.1	CARACTERISATION DES CANYONS	22
4.1.1	CORRELATION DES PROFILS LONGITUDINAUX	24
4.1.2	REPARTITION DES KNICKPOINTS	26
4.2	IDENTIFICATION DES CICATRICES D'ARRACHEMENT	27
4.3	ANALYSE DES SURFACES PERCHEES ET BASSINS PERCHES	28
4.4	CONTRIBUTION DE LA REALITE VIRTUELLE A LA QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION	34
4.4.1	ANALYSE BATHYMETRIQUE	34
4.4.2	ETUDE DES PROFILS SISMIQUES DANS L'ENVIRONNEMENT VIRTUEL	36
5	DISCUSSION: COMPREHENSION DE LA DEFORMATION, DE LA CHRONOLOGIE ET DES LIENS ENTRE SURFACE ET PROFONDEUR	38
5.1	LIEN ENTRE SUB-SURFACE ET PROFONDEUR	38

5.2	ANALYSE CHRONOLOGIQUE DE LA DEFORMATION TRANSVERSALE ET LONGITUDINALE DES ZONES	39
5.3	POSITION POTENTIELLE DES FAILLES	40
5.3.1	POSITION DE LA FAILLE DE BOUMERDES	41
5.3.2	POSITION DE LA FAILLE DE JIJEL	42
5.4	COMPARAISON ENTRE BOUMERDES ET JIJEL	43
5.5	APPROCHE VIA LA REALITE VIRTUELLE	45
6	<u>CONCLUSION.....</u>	<u>46</u>
6.1	PROCESSUS, DEFORMATION ET POSITION DES FAILLES DE BOUMERDES ET DE JIJEL	46
6.2	PERSPECTIVES	48
7	<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	<u>49</u>
8	<u>ANNEXES.....</u>	<u>57</u>
8.1	RESUME EN ANGLAIS DU PROJET DE PUBLICATION	57
8.2	TERMINOLOGIE	57
8.2.1	RESTRAINING BENDS	57
8.2.2	RELEASING BENDS	58
8.2.3	STRAIN PARTITIONING	58
8.3	AUTRES DONNEES ACQUISES EN MER	58
8.3.1	CAMPAGNES MENEES SUR LA MARGE ALGERIENNE	58
8.3.2	CAROTTAGES.....	59
8.4	ANNEXES SUITE	61

FIGURE 1 ÉVOLUTION CINEMATIQUE ET TECTONIQUE SIMPLIFIEE DEPUIS 20 MA EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE, D'APRES HAIDAR ET AL. (2022). GALB = GREATER ALBORAN BLOCK; WAAB = WEST ALGERIO-BALEARIC BASIN; EAAB = EAST ALGERIO-BALEARIC BASIN; GOV: GULF OF VALENCIA; LPB = LIG LIGURO-PROVENÇAL BASIN; ALB = ALBORAN BLOCK; STEP-F = SUBDUCTION-TRANSFORM EDGE PROPAGATOR FAULTS; GK= GRANDE KABYLIE; LK = LESSER KABYLIA; CADRE ROUGE = ZONE D'ETUDE SOS DE BOUMERDES ET JIJEL.	3
FIGURE 2 HAUT (A): VITESSES DES SITES DU GLOBAL NAVIGATION SATELLITE SYSTEM (GNSS) ET ELLIPSES DE CONFIANCE A 95 % DANS UN CADRE DE REFERENCE FIXE EURASIEN. LES SITES GNSS CONTINUS ET TEMPORAIRES SONT REPRESENTES PAR DES FLECHES JAUNES ET ROUGES, RESPECTIVEMENT. C) CHAMP DE DEFORMATION GEODESIQUE : LES FLECHES ROUGES ET BLEUES REPRESENTENT LES PLUS GRANDES DEFORMATIONS HORIZONTALES D'EXTENSION (EHMAX) ET DE CONTRACTION (EHMIN), RESPECTIVEMENT ; LES COULEURS EN ARRIERE-PLAN INDIQUENT LES TAUX DE DEFORMATION EN ROTATION PAR RAPPORT A UN AXE VERTICAL VERS LE BAS, DANS LE SENS DES AIGUILLES D'UNE MONTRE (CW) EN ROUGE ET LE SENS INVERSE (CCW) EN BLEU. LA CARTE EST REPRESENTEE DANS UNE PROJECTION OBLIQUE DE MERCATOR (D'APRES SPARACINO ET AL., 2020).....	5
FIGURE 3 VUE DE LA MARGE ALGERIENNE INVESTIGUEE, AVEC EN HAUT, LES ZONES COUVERTES AU COURS DES CAMPAGNES MARADJA EN 2003 (ZONES NC1, NC2, NC3) ET MARADJA2/SAMRA EN 2005 (A L'EST), ET EN BAS, LA ZONATION MORPHOLOGIQUE DE LA PENTE RECONNUE EN MER (A : CANYONS RAPPROCHES, RECTILIGNES, ETROITS; B : CANYONS ESPACES, RECTILIGNES, LARGES; C : MORPHOLOGIE IRRÉGULIERE AVEC NOMBREUX ARRACHEMENTS SOUS-MARINS ET CANYONS SINUEUX; D : MORPHOLOGIE LISSE AVEC GRADIENT BATHYMETRIQUE HOMOGENE). D'APRES CATTANEO ET AL. (2010); AVEC EN CADRE ROUGE NOS DEUX ZONES D'ETUDE.	6
FIGURE 4 CARTE BATHYMETRIQUE CENTREE SUR LA ZONE DE BOUMERDES (ISOBATHES TOUS LES 500 M), LOCALISATION DES PRINCIPALES STRUCTURES TECTONIQUES ET LOCALISATION DES DONNEES (POINTS JAUNES POUR LES CAROTTES ET LIGNES BLANCHES POUR LES PROFILS SISMIQUES UTILISES DANS CETTE ETUDE) (D'APRES BABONNEAU ET AL., 2017). DOUBLES FLECHES NOIRES = AXES DE PLIS ANTICLINAUX.	7
FIGURE 5 ESQUISSE STRUCTURALE SYNTHETIQUE DE LA MARGE ALGERIENNE MONTRANT DES AJUSTEMENTS AUX SYSTEMES DE FAILLES DEJA PUBLIES SUR LA BASE DU PRESENT TRAVAIL. LA FAILLE F4 N'EST QUE PARTIELLEMENT REPRESENTEE SUR CETTE CARTE (D'APRES LEFFONDRE ET AL., 2021).....	8
FIGURE 6 COUPE TRANSVERSALE TECTONIQUE NORD-SUD, ILLUSTRANT LES RELATIONS SPATIALES ENTRE LA POSITION DE LA FAILLE DE 2003 POSITION DE LA RUPTURE (FP, TRAIT GRAS) DEDUITE PAR DELOUIS ET AL. (2004)) ET LES PRINCIPALES FAILLES IDENTIFIEES (COUPE A L'ECHELLE 1:1). LA CONVERSION EN PROFONDEUR DE LA LIGNE SISMIQUE EST FAITE EN UTILISANT DES VITESSES DE 1,5 ET 3 KM/S POUR LE FOND MARIN ET LES FAILLES LE PENDAGE APPARENT DE LA FP EST EGAL A 38°. LA STRUCTURE GEOLOGIQUE DE FOND EST INSPIREE DE ROCA ET AL. (2004). LA FP EST DESSINEE OU LES REPLIQUES SONT REGROUPEES (D'APRES BOUNIF ET AL., 2004).	10
FIGURE 7 COUPE TRANSVERSALE ILLUSTRANT LES LIENS ENTRE LES REPLIQUES, LE PLAN DE RUPTURE PRINCIPAL (LIGNE ROUGE) DU SEISME DU 21 MAI 2003, LA STRUCTURE DE LA MARGE ALGERIENNE ET LES CHANGEMENTS DE CONTRAINTES POST-SISMIQUES POUR UNE FAILLE RECEPTRICE SPECIFIEE (LIGNE VERTE). LES HYPOCENTRES REPRESENTES SONT CEUX DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA ZONE DE RUPTURE. LA LIGNE DROITE ROUGE EST LE PLAN DE RUPTURE PRINCIPAL SUPPOSE EN UTILISANT LA DISTRIBUTION SPATIALE DES HYPOCENTRES ET LE MODELE DE SOURCE DE DELOUIS ET AL. (2004). SON PROLONGEMENT VERS LE HAUT (LIGNE COURBE ROUGE) EST INTERPRETE A PARTIR DES ETUDES DE SUBSURFACE (DEVERCHERE ET AL., 2010). LES SEDIMENTS ET STRUCTURES DE LA MARGE SUPERIEURE ALGERIENNE SONT REDESSINES, SUGGERANT LA FORMATION DE PLIS-FAILLES EN SEQUENCE S'ENRACINANT SUR DES NIVEAUX DE DECOLLEMENT. L'ETOILE ROUGE EST LA PROJECTION DE LA SOURCE DU CHOC PRINCIPAL SUR LA COUPE. L'ECHELLE VERTICALE DE COULEUR EST LA VARIATION DE CONTRAINTE CALCULEE EN BARS (D'APRES KHERROUBI ET AL., 2017).	10
FIGURE 8 PROFIL "CHIRP" DE TRES HAUTE RESOLUTION (CHIRP 2-5 kHz) MDJ1-14 LOCALISE EN BORDURE DU PLATEAU CONTINENTAL AU LARGE DE BOUMERDES (DEVERCHERE ET AL., 2010). BAS: INTERPRETATION DU PROFIL INDIQUANT EN COULEUR LES COUCHES SEDIMENTAIRES RECENTES LOCALEMENT PERTURBEES A ~14300 (AXE X). LES COUCHES BLEUES ET ROUGES SERAIENT DECALEES PAR UNE FAILLE SELON AYADI ET AL. (2010), MAIS AUCUNE FAILLE N'EST CLAIREMENT VISIBLE SUR LE PROFIL ET LE FOND DE MER NE PRESENTE AUCUN DECALAGE.	11
FIGURE 9 LOCALISATION ET DIMENSION DE LA RUPTURE DU SEISME DE BOUMERDES SELON DIFFERENTS MODELES D'AUTEURS, MONTRANT LES INCERTITUDES SUR LA POSITION DU PLAN DE RUPTURE. L'ETOILE ROUGE REPRESENTE L'EPICENTRE DU SEISME RELOCALISE PAR BOUNIF ET AL. (2004). LA DISTRIBUTION DES REPLIQUES D'APRES AYADI ET AL. (2008). LA FAILLE DE THENIA PLACE SUBVERTICALE ORIENTEE N105. LES MODELES DE RUPTURE SONT SUPPOSES PLANAIRES. LE TRACE NOIR EST L'EMERGENCE SUPPOSEE PAR DEVERCHERE ET AL. (2005) DE LA FAILLE ACTIVE EN FOND DE MER. EXTRAIT DE BELLABES ET AL. (2009).	12
FIGURE 10 INTERPRETATION DU PROFIL SISMIQUE SH1 A TRAVERS LA MARGE AU LARGE DE JIJEL ET RECOUPANT LE SEGMENT EST (D'APRES YELLES-CHAOUCHE ET AL., 2009) IL MONTRER LES SYSTEMES EN TECTONIQUE ACTIVE (FAILLE, ROLL OVER...) ET LES LIMITES DE FACIES.	13

FIGURE 11 CARTE DES CANYONS AVEC LEURS TRIBUTAIRES SUR LA ZONE DE BOUMERDES REALISEE A PARTIR DES DONNEES ACQUISES PENDANT 3 CAMPAGNES (MARADJA, PRISMA, MARADJA 2).....	23
FIGURE 12 CARTE DES CANYONS AVEC LEURS TRIBUTAIRES SUR LA ZONE DE JIJEL REALISEE A PARTIR DES DONNEES ACQUISES PENDANT 2 CAMPAGNES (PRISMA ET MARADJA 2).	24
FIGURE 13 PROFILS LONGITUDINAUX DES CANYONS AVEC LEURS TRIBUTAIRES (MEMES COULEURS) SUR LA ZONE DE BOUMERDES, REALISES A PARTIR DES DONNEES ACQUISES PENDANT LES 3 CAMPAGNES (MARADJA, PRISMA, MARADJA 2) SUR L'OUTIL SIG (QGIS PROFIL).	25
FIGURE 14 PROFILS LONGITUDINAUX DES CANYONS AVEC LEURS TRIBUTAIRES (MEMES COULEURS) SUR LA ZONE DE JIJEL, REALISES A PARTIR DES DONNEES ACQUISES PENDANT 2 CAMPAGNES (PRISMA, MARADJA 2) SUR L'OUTIL SIG (QGIS PROFIL).	26
FIGURE 15 CARTE DES CANYONS AVEC LEURS TRIBUTAIRES ET LES CICATRICES D'ARRACHEMENT SUR LA ZONE DE BOUMERDES REALISEE A PARTIR DES DONNEES ACQUISES PENDANT 3 CAMPAGNES (MARADJA, PRISMA, MARADJA 2) AVEC DES ISOBATHES DE 500 M.	27
FIGURE 16 CARTE STRUCTURALE DES CANYONS AVEC SES TRIBUTAIRES ET LES SURFACES PERCHEES SUR LA ZONE DE BOUMERDES REALISEE A PARTIR DES DONNEES ACQUISES PENDANT LES 3 CAMPAGNES (MARADJA, PRISMA, MARADJA 2) PB1 : SURFACE EN HACHURE AVEC UN CONTOUR VERT A -1400 M ; PB1 : SURFACE EN HACHURE AVEC UN CONTOUR VERT A -1400 M ; PB2 : SURFACE EN POINTILLE AVEC UN CONTOUR GRIS A -2400 M. L'ESPACEMENT ENTRE LES COURBES DE NIVEAUX EST DE 500 M.....	28
FIGURE 17 HAUT : PROFIL 12-TRACES N°24 (MARADJA 2003) ZOOM SUR LA SURFACE PERCHEE PB1 (EN VERT SUR FIGURE 17 ET LOCALISE EN ANNEXE 3), EXAGERATION VERTICALE DE 6 SUR LE FOND. BAS : ZOOM SUR LA PARTIE CENTRALE DU PROFIL: EN TIRETE ROUGE SOMBRE: DELIMITATION DU DEBUT DE DEFORMATION (LIMITE ENTRE SERIES PRE-BASCULEMENT EN-DESSOUS ET SYN-BASCULEMENT AU-DESSUS, EN EVENTAIL). EN TIRETE FIN ROUGE : BASE SUPPOSEE DU PLIOCENE (CETTE DETERMINATION EST INCERTAINE CAR LE REFLECTEUR EST SITUÉ A LA LIMITE DE PENETRATION DU SIGNAL). LES DOUBLES FLECHES FINES INDIQUENT LES CHANGEMENTS D'ÉPAISSEUR DE LA COUCHE EN EVENTAIL LA PLUS ANCIENNE (SYN-DEFORMATION). LES SERIES EN EVENTAIL SE POURSUIVANT JUSQU'À LA SURFACE, ON PEUT CONSIDERER EN PREMIERE APPROXIMATION QUE LA RAMPE CRUSTALE A L'ORIGINE DE CE BASCULEMENT EST ENCORE ACTIVE AUJOURD'HUI.	29
FIGURE 18 PROFIL 6-TRACES N°97 DE MARADJA 2003, EXAGERATION VERTICALE DE 3 ENVIRON. EN ROUGE : DELIMITATION DU DEBUT DE DEFORMATION. EN BLEU : BASE DU QUATERNAIRE. EN VERT : EVAPORITES SUPERIEURES ; LE PROFIL EST LOCALISE SUR LA FIGURE 15.	30
FIGURE 19 CARTE STRUCTURALE DES CANYONS AVEC SES TRIBUTAIRES ET LES SURFACES PERCHEES SUR LA ZONE DE JIJEL REALISEE A PARTIR DES DONNEES ACQUISES PENDANT LES 2 CAMPAGNES (PRISMA, MARADJA 2). PB3 : SURFACE EN POINTILLE AVEC UN CONTOUR ROSE A -2000 M ; PB4 : SURFACE EN POINTILLE AVEC UN CONTOUR GRIS A -2400 M. L'ESPACEMENT ENTRE LES COURBES DE NIVEAUX EST DE 500 M.	32
FIGURE 20 PROFIL 24-TRACES N°70 DE MARADJA 2 2005, EXAGERATION VERTICALE DE 5. EN VERT : TOIT DES EVAPORITES SUPERIEURES (UU) ET JONCTION AVEC LA SURFACE D'ÉROSION MESSINIENNE (MES). LE PROFIL EST LOCALISE SUR LA FIGURE 19.....	33
FIGURE 21 PROFIL 24-TRACES N°83 DE MARADJA 2 2005, EXAGERATION VERTICALE DE 6. EN NOIR : FAILLES NORMALES. EN VERT : TOIT DES EVAPORITES SUPERIEURES (UU). LE PROFIL EST LOCALISE SUR LA FIGURE 19.....	33
FIGURE 22 . A) VISUALISATION GLOBALE DANS L'ENVIRONNEMENT VIRTUEL AVEC L'INTEGRATION DES DONNEES BATHYMETRIQUES, DE PENTES, D'OMBAGES, LES CANYONS EN LIGNES VERTES, LES NICHES D'ARRACHEMENT EN NOIR, LES ANOMALIES TOPOGRAPHIQUES CONCAVES EN POINTS ROUGES ET LES SURFACES PERCHEES PB1 ET PB2 EN POINTILLES BLANCS (SECTEUR DE BOUMERDES) B) VISUALISATION PROCHE DU PLANCHER OCEANIQUE DANS L'ENVIRONNEMENT VIRTUEL AVEC L'INTEGRATION DES DONNEES BATHYMETRIQUES, DE PENTES, D'OMBAGES, LES CANYONS EN LIGNES VERTES, LES NICHES D'ARRACHEMENT EN NOIR, LES ANOMALIES TOPOGRAPHIQUES CONCAVES EN POINTS ROUGES ET LES SURFACES PERCHEES PB1 ET PB2 EN POINTILLES BLANCS (SECTEUR DE BOUMERDES) C) VISUALISATION DES SURFACES PERCHEES DANS L'ENVIRONNEMENT AVEC L'INTEGRATION DES DONNEES BATHYMETRIQUES, DE PENTES, D'OMBAGES, LES CANYONS EN LIGNES VERTES, LES NICHES D'ARRACHEMENTS EN NOIR ET LES ANOMALIES TOPOGRAPHIQUES CONCAVES EN POINTS ROUGES ET LES SURFACES PERCHEES PB1 ET PB2 EN POINTILLES BLANCS (SECTEUR DE BOUMERDES).....	36
FIGURE 23 A) VISUALISATION GLOBALE DANS L'ENVIRONNEMENT VIRTUEL (SECTEUR DE BOUMERDES) AVEC L'INTEGRATION DES PROFILS SISMIQUES MDJ-24, MDJ97 SOUS LES DONNEES BATHYMETRIQUES, AVEC L'AJOUT DE PENTES, D'OMBAGES, LES CANYONS EN LIGNES VERTES, LES NICHES D'ARRACHEMENT EN NOIR, LES ANOMALIES TOPOGRAPHIQUES CONCAVES EN POINTS ROUGES ET LE DEBUT DE LA DEFORMATION AVEC LA LIMITE ROUGE ET LA LIMITE UU (UPPER UNIT) EN VERT. LE PROFIL EST LOCALISE EN DESSOUS DE LA BATHYMETRIE B) VISUALISATION DES PROFILS SISMIQUES MDJ-24, MDJ97 SOUS LES DONNEES BATHYMETRIQUES, AVEC L'AJOUT DE PENTES, D'OMBAGES, LES CANYONS EN LIGNES VERTES, LES NICHES D'ARRACHEMENT EN NOIR, LES ANOMALIES	

TOPOGRAPHIQUES CONCAVES EN POINTS ROUGES ET LE DEBUT DE LA DEFORMATION AVEC LA LIMITE ROUGE. LE PROFIL EST LOCALISE EN DESSOUS DE LA BATHYMETRIE C) VISUALISATION DES PROFILS SISMIQUES MDJ-24, MDJ97 SUR LES DONNEES BATHYMETRIQUES, DE PENTES, D'OMBRAGES, LES CANYONS EN LIGNES VERTES, LES NICHES D'ARRACHEMENT EN NOIR, LES ANOMALIES TOPOGRAPHIQUES CONCAVES EN POINTS ROUGES, LA SURFACE PERCHEE PB1 EN POINTILLES BLANCS ET LE DEBUT DE LA DEFORMATION AVEC LA LIMITE ROUGE. LE PROFIL EST ARTIFICIELLEMENT REMONTE SUR DE LA BATHYMETRIE POUR FACILITER LA CORRESPONDANCE ENTRE LA SURFACE PB1 ET LE BASCULEMENT DES SERIES SEDIMENTAIRES SUR LE DOS DE LA RAMPE.	36
FIGURE 24 PROFIL SISMIQUE INTERPRETE (P2) ZOOMÉ ISSU DE LA SISMIQUE INDUSTRIELLE SUR LE SECTEUR DE JIJEL LOCALISE SUR LA FIGURE 20. RF4= FAILLE INVERSE (DEUX RAMPES), UU= UPPER UNIT, MU= MOBIL UNIT, LU= LOWER UNIT. D'APRES ARAB ET AL. (2016) (ANNEXES 8 ET 11).....	39
FIGURE 25 MODELE 3D SKETCHFAB (MAXIME KERNEC: HTTPS://SKETCHFAB.COM/MAXIMEKERNEC/MODELS) AVEC EN LIGNE BLANCHE L'ESCARPEMENT CUMULE DE LA FAILLE DE BOUMERDES VISIBLE EN SURFACE (EXPRESSION DES NOMBREUX EVENEMENTS SISMIQUES DE LA FAILLE). COMME POUR LA RUPTURE DE 2003 (MONTRANT DEUX « PATCHES » DE GLISSEMENT), L'EXPRESSION MORPHOLOGIQUE CUMULEE DE LA FAILLE EST SEGMENTEE: (1) A L'EST, LE POINTILLE BLANC CONTINU FE1 CORRESPOND AU SEGMENT EST DE LA FAILLE DE BOUMERDES, A PENDAGE PLUS FAIBLE (ENVIRON 20°) ET SOULEVEMENT COTIER CO-SISMIQUE DE 0.4 ± 0.1 M), PROLONGE PAR UNE RAMPE DISTALE FE2 ELOIGNEE DE ~20 KM DE LA PREMIERE; (2) A L'OUEST, LE POINTILLE BLANC DISCONTINU FO1 CORRESPOND A LA RAMPE SUPERIEURE DE LA FAILLE DE BOUMERDES, ET LE TIRETE ROUGE FO2 A LA RAMPE INFERIEURE. AU-DESSUS DE CHAQUE RAMPE, DANS TOUS LES CAS, SONT IDENTIFIEES DES SURFACES PERCHEES AVEC DES BASSINS SEDIMENTAIRES ASYMETRIQUES BASCULES VERS LE CONTINENT.	42
FIGURE 26 MODELE 3D SKETCHFAB (MAXIME KERNEC: HTTPS://SKETCHFAB.COM/MAXIMEKERNEC/MODELS) AVEC EN LIGNE BLANCHE LA TRANSCRIPTION DE LA FAILLE DE JIJEL QUI N'ARRIVE PAS JUSQU'EN SURFACE, EN POINTILLE BLANC, ON A L'EXPRESSION DE LA FAILLE DE JIJEL SOUS FORME DE RAMPE-PLAT FORMANT LES SURFACES PERCHEES SEGMENTE PAR L'EROSION (ACTIVITE INTENSIVE DES CANYONS) ET EN NOIR LA TRACE EN SURFACE DES FAILLES NORMALES EN DUPLEX (GRABEN) ETUDIES SUR LA ZONE.	43
FIGURE 27 MODELE SKETCHFAB DE LA ZONE DE BOUMERDES REALISE POUR LA REALITE VIRTUELLE PAR MAXIME KERNEC: HTTPS://SKETCHFAB.COM/MAXIMEKERNEC/MODELS ; LA LIGNE ROUGE EN POINTILLE REPRESENTE LA LIMITE OU LES CANYONS SONT PLUS MARQUEES ET SURELEVES ET TECTONIQUEMENT PLUS ACTIF (BLEU) ET OU LES CANYONS SONT PLUS LINEAIRE AVEC UNE TECTONIQUE MOINS ACTIVE (VERT). CETTE VARIATION POURRAIT S'EXPLIQUER PAR LE PASSAGE EN RELAIS ENTRE LA ZONE DE FAILLE DE BOUMERDES ET LA ZONE DE FAILLE DE KHAYR-AL-DIN (YELLES-CHAOUCHE ET AL., 2009 ; FIGURE 5) MAIS AUSSI PAR LA PROPAGATION DE PLIS-FAILLES EN SEQUENCE SOUS LA RIDE SEDIMENTAIRE D'ALGER (BABONNEAU ET AL., 2017 ; FIGURE 4)	44
FIGURE 28 MODELE 3D SKETCHFAB (MAXIME KERNEC HTTPS://SKETCHFAB.COM/MAXIMEKERNEC/MODELS) SOUS FORME DE BLOC-DIAGRAMME AVEC EN LIGNE BLANCHE L'ESCARPEMENT CUMULE DE LA FAILLE DE BOUMERDES VISIBLE EN SURFACE (EXPRESSION DES NOMBREUX EVENEMENTS SISMIQUES DE LA FAILLE). COMME POUR LA RUPTURE DE 2003 (MONTRANT DEUX « PATCHES » DE GLISSEMENT, VOIR BELABBES ET AL., 2009), L'EXPRESSION MORPHOLOGIQUE CUMULEE DE LA FAILLE EST SEGMENTEE : (1) A L'OUEST, LE POINTILLE BLANC DISCONTINU FO1 CORRESPOND A LA RAMPE SUPERIEURE DE LA FAILLE DE BOUMERDES, ET LE TIRETE ROUGE FO2 A LA RAMPE INFERIEURE. (2) A L'EST, LE POINTILLE BLANC CONTINU FE1 CORRESPOND AU SEGMENT EST DE LA FAILLE DE BOUMERDES, A PENDAGE PLUS FAIBLE (ENVIRON 20°) ET SOULEVEMENT COTIER CO-SISMIQUE DE 0.4 ± 0.1 M), PROLONGE PAR UNE RAMPE DISTALE FE2 ELOIGNEE DE ~20 KM DE LA PREMIERE ; AU-DESSUS DE CHAQUE RAMPE, DANS TOUS LES CAS, SONT IDENTIFIEES DES SURFACES PERCHEES AVEC DES BASSINS SEDIMENTAIRES ASYMETRIQUES BASCULES VERS LE CONTINENT.....	47
FIGURE 29 MODELE 3D SKETCHFAB (MAXIME KERNEC: HTTPS://SKETCHFAB.COM/MAXIMEKERNEC/MODELS) SOUS FORME DE BLOC-DIAGRAMME AVEC EN LIGNE NOIRE LES FAILLES NORMALES (NF) VISIBLES EN SURFACE (EXPRESSION DU GLISSEMENT GRAVITAIRE DES COUCHES PLIO-QUATERNAIRES AU NIVEAU DE DECOLLEMENT (EN VERT) ET DECLENCHE EN AMONT PAR LA FAILLE INVERSE RF EN PROFONDEUR).....	48

Résumé

La propagation répétée de ruptures sur les failles actives conduit à la formation de reliefs cumulés mais implique également des interactions complexes, en particulier dans le domaine offshore. Ici, nous examinons l'expression sous-marine de la déformation tectonique du talus continental et du bassin adjacent au large de Boumerdès et de Jijel (Algérie), régions qui ont subi deux séismes majeurs (magnitudes 6,9 en 2003 et 7½ en 1856). Nous utilisons des méthodes d'identification basées sur le SIG combinées à la réalité virtuelle (RV) pour explorer la manière dont les chevauchements actifs causés par l'inversion tectonique de la marge modifient l'érosion par les canyons sur la pente et génèrent des anomalies topographiques et des bassins sédimentaires depuis le Pliocène. La RV apporte des avantages considérables dans cet environnement sous-marin en facilitant les changements d'échelle, la corrélation des marqueurs, les mesures de la déformation cumulée, et en "éduquant" l'œil de l'observateur. La corrélation des marqueurs le long et en travers des chevauchements (formes convexes ou concaves des principales ruptures de pente points d'accrochage dans les profils longitudinaux des canyons et leur continuité latérale, distribution des cicatrices de glissement, strates de croissance des bassins perchés, décalages des réflecteurs sur les coupes sismiques parallèles à la convergence) nous permet d'évaluer la position probable des chevauchements actifs à pendage sud près de la surface, de caractériser les rejets cumulés et d'estimer le début de l'inversion et les taux de glissement moyens. Nos résultats montrent (1) des changements géométriques des pendages des failles inverses, expliquant le décalage vers le nord de l'affleurement de la faille de Boumerdès et une variation latérale de la hauteur des escarpements; (2) une ramification des systèmes de failles, formant ainsi des bassins perchés en escalier ; (3) une initiation des chevauchements au Pliocène supérieur, avec une propagation des rampes de chevauchement vers l'océan; (4) une empreinte géomorphologique visible de la tectonique, malgré des taux de déformation cumulés faibles (de l'ordre de 0.9 ± 0.5 mm/an). Les failles inverses sur le secteur de Jijel montrant des replats moins marqués et émergeant plus bas en pied de marge, elles ne forment pas d'escarpements marqués en fond de mer mais seulement un graben bordé de failles normales en réponse au glissement gravitaire des séries sédimentaires plio-quadernaires sur le niveau de décollement du sel messinien. Ces résultats clarifient les relations tectonique - érosion - sédimentation et peuvent améliorer l'anticipation des aléas naturels sur ces zones côtières.

Mots clés : Boumerdès, Jijel, plats et rampes, escarpements de failles, bassins perchés, canyons, aléa sismique.

Abstract

Repeated propagation of active fault ruptures to the surface leads to the generation of cumulative geomorphic features but also involves complex interactions, particularly in the offshore domain. Here, we examine the subsurface expression of tectonic deformation of the continental slope and adjacent basin offshore of Boumerdès and Jijel, Algeria, a region that experienced a magnitude 6.9 earthquake in May 2003 and a 7(½) earthquake in 1856. We use GIS-based identification methods combined with virtual reality (VR) to explore how active thrust faults caused by low-velocity tectonic contraction of the Algerian margin alter the drainage pattern on the slope and trigger the birth of topographic anomalies and sedimentary basins since the Pliocene. VR provides considerable advantages in this submarine environment by facilitating scale changes, marker correlation, spatial measurements of cumulative deformation, and by "educating" the observer's eye. Correlation of markers along and across thrusts (convex or concave shapes of the main knickpoints in the longitudinal profiles of canyons and their lateral continuity, distribution of slide scars, growth strata of perched basins, reflector offsets on seismic sections parallel to convergence) allows us to assess the likely position of near-surface south-dipping active thrusts, characterize cumulative throws, and estimate the onset of inversion and average slip rates. Our results show (1) geometric changes in thrust fault dips, explaining the northward shift of the position of the outcropping Boumerdes fault and a lateral change in cumulative scarp height; (2) branching of the fault system forming stepped perched basins ; (3) onset of reverse faulting in Late Pliocene with a progressive propagation of frontal ramps towards the ocean; (4) a possible geomorphological imprint of tectonics, in spite of low cumulative strain rates (about 0.9 ± 0.5 mm/yr). Thrusts in the Jijel area displays less pronounced flats and outcrop basinward at the margin toe, so they do not form clear scarps at the seafloor, but instead a graben bounded by normal faults in response to gravity gliding of the plio-quadernary layers above the Messinian salt décollement. These results highlight the relationships between tectonics, erosion and sedimentation and may improve natural hazards mitigation in these coastal areas.

Keys words: Boumerdès, Jijel, Flats and ramps, fault scarps, perched basins, canyons, seismic hazards.

1 Introduction

1.1 Expression géomorphologique sous-marine de la tectonique active

Les marges continentales sont soumises à des processus variés d'érosion et parfois aussi à une déformation tectonique active, déclenchant des instabilités sédimentaires et gravitaires qui modifient la physiographie des pentes au cours des temps géologiques (Piper, 2005). Il en résulte la formation de marqueurs spécifiques (escarpements de failles ou "scarps", cicatrices d'arrachement, canyons, chenaux-levées, ruptures de pente, "knickpoints", surfaces ou bassins perchés) identifiables par l'analyse géomorphologique mais aussi par l'imagerie sismique. Leur analyse peut permettre de contraindre l'étendue et l'impact potentiel de ces phénomènes tectoniques et gravitaires et ainsi mieux anticiper leurs effets (tsunamis, secousses sismiques, rupture de câbles sous-marins, arrachement de plateformes) à proximité des marges continentales, notamment dans les zones côtières urbanisées.

Grâce à la mise en oeuvre de méthodes géophysiques sans cesse plus performantes, les failles actives sous-marines sont aujourd'hui de mieux en mieux étudiées, même quand les taux de déformation tectonique sont faibles ou très faibles (Lafosse et al., 2020; Perea et al., 2021). En dépit de l'absence d'observations directes, l'environnement sous-marin offre certains avantages comparé au milieu aérien, comme une cartographie multi-échelle des fonds marins associée à l'imagerie sismique, l'absence de perturbations anthropiques directes, de faibles taux d'érosion qui préservent la morphologie et la segmentation des failles, et enfin une sédimentation continue dans le temps et l'espace qui permet des corrélations stratigraphiques et chronostratigraphiques locales et/ou régionales (Perea et al., 2021).

Les travaux présentés dans ce mémoire se focalisent sur deux zones de déformation active au large de l'Algérie qui ont connu deux séismes majeurs (Boumerdès en 2003, magnitude 6.9; Jijel en 1856, magnitude estimée à 7.5). Ces séismes s'expliquent par le fait que la marge algérienne subit un raccourcissement horizontal lié à la convergence Afrique-Europe, provoquant la formation de plis et de failles inverses. Cependant, les faibles taux de déformation (de l'ordre du mm/an au large, voir Bougrine et al., 2019) n'ont pas permis jusqu'alors d'identifier avec précision la déformation cumulée produite par ces grandes failles, amenant à des interprétations divergentes sur leur position, leur géométrie et leur expression en surface (Ayadi et al., 2008, 2010; Déverchère et al., 2010; Yelles-Chaouche et al., 2009). Cette étude se propose de mener une **identification systématique de marqueurs géomorphologiques cumulés associés aux failles actives**, en combinant une **approche "classique" sous SIG** et une **approche originale "immersive" en Réalité Virtuelle** permettant de préciser les marqueurs, de corrélérer les différentes données (fond de mer et sismique-réflexion) entre

elles, et finalement de trouver de **nouveaux arguments pour contraindre la position, la géométrie et l'expression en surface de ces failles**.

Le premier chapitre de ce mémoire synthétise le contexte sismotectonique, géologique et géodynamique de la marge algérienne. Il permet de comprendre comment les événements géologiques depuis le Cénozoïque, notamment la collision des blocs allochtones AIKAPeCa (Alboran, Kabylies, Péloritain et Calabre) avec l'Afrique et la Crise de Salinité Messinienne, vont agir sur l'expression des failles et la réactivation compressive récente. Y sont aussi présentées les hypothèses et les controverses sur l'évolution tectono-sédimentaire de cette zone. Le second chapitre introduit les principaux marqueurs géomorphologiques d'une marge passive soumise à une déformation tectonique. Le troisième chapitre précise les données et les logiciels utilisés pour ce travail. Enfin, le quatrième chapitre présente et synthétise les résultats des approches d'identification des marqueurs en 2D et en Réalité Virtuelle (RV), tandis que le cinquième chapitre est consacré à établir et discuter la **position** et la **signification** de la **déformation cumulée** associée aux failles actives de Boumerdès et de Jijel.

1.2 Contexte géologique et sismotectonique

1.2.1 Evolution géodynamique Cénozoïque de la Méditerranée

Plusieurs modèles d'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale se sont succédé depuis les années 1980 et servent de cadre pour rendre compte de l'histoire de la marge algérienne. Cette histoire est associée au mouvement relatif de deux plaques tectoniques : l'Europe et l'Afrique. Les premières hypothèses d'évolution géodynamique de la Méditerranée privilégiaient les mouvements verticaux et considéraient un effondrement des zones actuellement immergées, laissant seulement des reliques émergées discontinues ([Van Bemmelen, 1969](#)). Depuis cette époque, grâce aux nombreuses données géophysiques et géologiques acquises à terre et en mer, la plupart des auteurs expliquent la formation de la Méditerranée par une extension en arrière-arc due au recul d'une lithosphère océanique en subduction et par la migration des arcs volcaniques associés ([Jolivet & Faccenna, 2000](#); [Haidar et al., 2022](#)). Dans ce cadre, on peut résumer l'histoire récente de la marge algérienne en trois grands événements majeurs : (a) l'ouverture arrière-arc du bassin algérien par dislocation du bloc AIKAPeCa; (b) la crise de salinité Messinienne; et (c) l'inversion tectonique de la marge.

a) Ouverture arrière-arc du bassin algérien par dislocation du bloc AIKAPeCa: Au Tertiaire, la convergence relative des plaques Afrique et Eurasie entraîne l'entrée en subduction de la partie océanique de la plaque Afrique (plus froide et plus dense que la croûte continentale Eurasie (>110Ma)) sous la plaque Europe. La plongée de ce slab (lithosphère océanique subduite), dirigée vers le nord, va faire reculer (par "roll-back") la limite de plaques vers le sud, générant un champ

extensif dans la plaque supérieure et induisant ainsi la formation d'un bassin arrière-arc (**Figure 1**). L'ouverture du bassin algéro-baléarique a débuté il y a environ 25-20 Ma, formant :

- un premier bassin probablement continental à l'Est (**Figure 1a et 1b**) par recul de la fosse de subduction vers le sud, provoquant la fermeture du bassin des flyschs et la collision des Kabyliques avec l'Afrique;
- un bassin océanique en triangle à l'Est (EAAB) entre ~15 Ma (**Figure 1b**) et ~12 Ma (**Figure 1c**);
- le reste du bassin océanique algéro-baléarique (WAAB) entre ~12 Ma et ~8 Ma (**Figure 1d**), par étirement de direction Est-Ouest et propagation des déchirures du slab téthysien vers l'Ouest ([Haidar et al., 2022](#)).

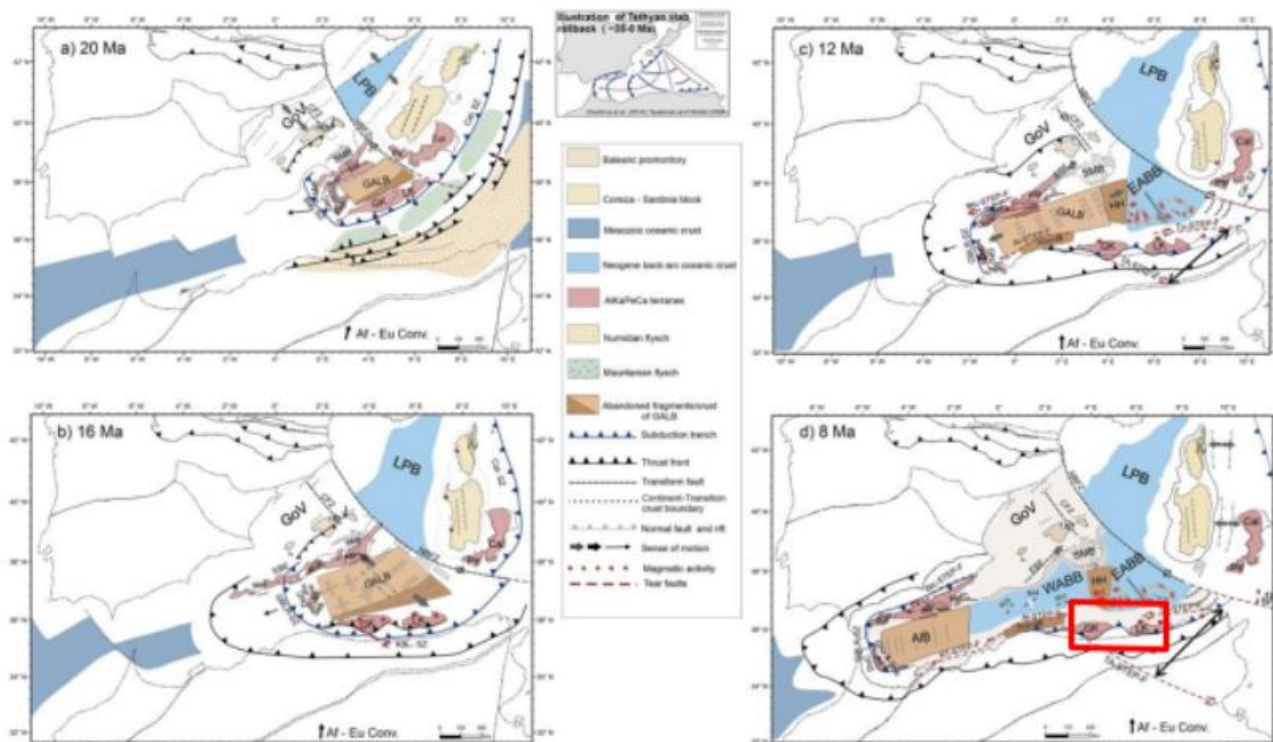
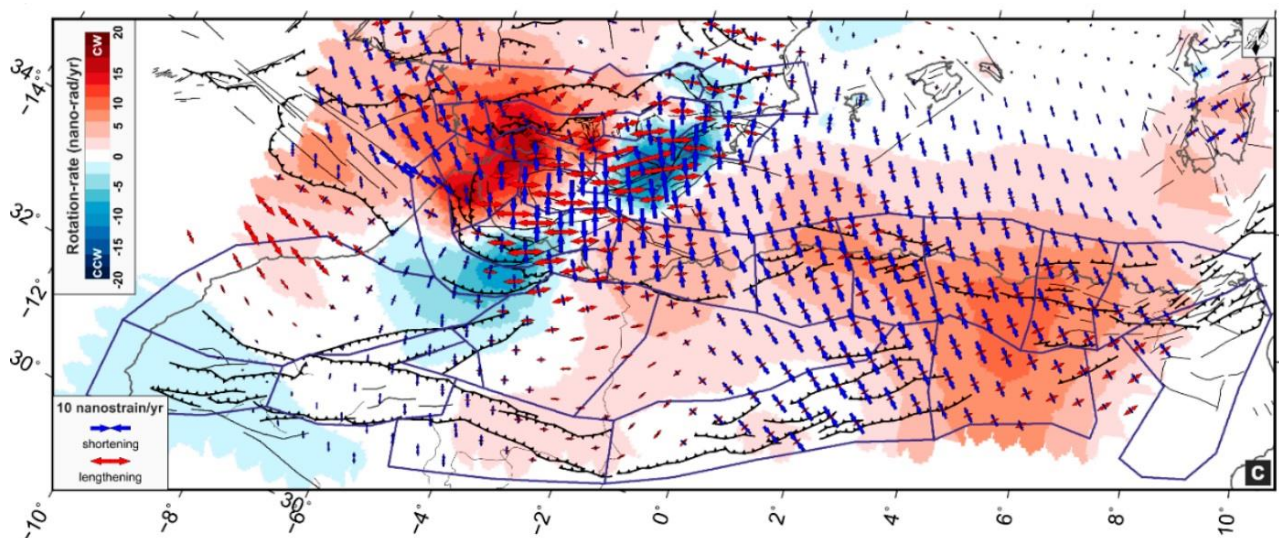


Figure 1 Évolution cinématique et tectonique simplifiée depuis 20 Ma en Méditerranée occidentale, d'après Haidar et al. (2022). GALB = Greater Alboran Block; WAAB = West Algerio-Balearic Basin; EAAB = East Algerio-Balearic Basin; GoV: gulf of Valencia; LPB = Lig Liguro-Provençal Basin; AIB = Alboran Block; STEP-F = Subduction-Transform Edge Propagator Faults; GK= Grande Kabylie; LK = Lesser Kabylia; cadre rouge = zone d'étude sos de Boumerdès et Jijel.

b) Crise de salinité Messinienne : A la fin du Miocène, la convergence des plaques Eurasie et Afrique isole la Méditerranée en fermant la connexion avec l'océan Atlantique vers l'Ouest. Un phénomène d'évaporation va alors se produire, diminuant drastiquement le niveau marin (de l'ordre de 1000 à 1500 m) et laissant des dépôts évaporitiques massifs (gypse et halite) dans le bassin profond ([Ryan, 2009](#); [Lofi et al., 2011, 2018](#)). La mise à l'affleurement des marges entraîne une érosion intense qui est à l'origine de marqueurs (canyons, "gullies", surfaces d'érosion, dépôts détritiques) retrouvés systématiquement sur toutes les marges de la Méditerranée et loin en amont ([Clauzon et al., 1996](#);

Lofi et al., 2011; Roveri et al., 2014). Cet événement géologique bref est donc très important, d'une part en raison de la morphogenèse induite sur la marge algérienne (Cattaneo et al., 2010; Strzeczynski et al., 2021), d'autre part en raison de la déformation intense de la couche de sel au régime compressif que subit la marge algérienne à partir du Tortonien (Strzeczynski et al., 2010; Babonneau et al., 2017; Blondel et al., 2022).

c) Inversion tectonique de la marge: La subduction s'étant arrêtée suite à la collision des blocs de l'AIKAPeCa avec le continent Africain, la tectonique compressive se généralise au nord de l'Algérie à partir du Tortonien. Les mouvements relatifs des plaques Eurasie et Afrique mesurés par stations GPS permanentes montrent une variation latérale (E-O) avec des vitesses de l'ordre de 1 à 5 mm/an le long de la côte algérienne (**Figure 2a**). Ces résultats montrent que dans la partie sous-marine entre le Maghreb et les côtes européennes, le taux de raccourcissement total est de l'ordre 1 à 2 mm/an, tandis que la marge algérienne centrale subit un régime de déformation compressif orienté légèrement obliquement à la ligne de côte (**Figure 2c**). Cette obliquité de convergence explique que des failles décrochantes dextres peuvent s'exprimer dans certains secteurs par partitionnement de la déformation (par exemple à terre sur la faille de Ghardimaou - Nord Constantine; Bougrine et al., 2019). De nombreux travaux géophysiques réalisés en mer depuis le séisme de 2003 montrent que des failles actives à pendage sud sous la marge accommodent au moins une partie de ce raccourcissement (Leffondré et al., 2021).



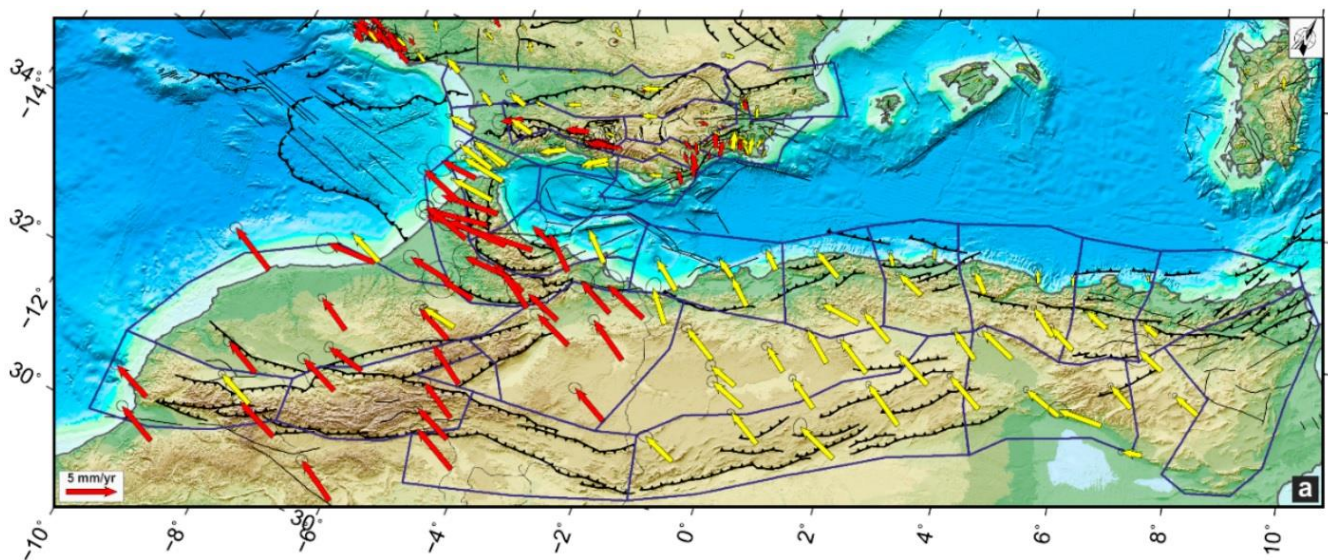


Figure 2 Haut (a): Vitesses des sites du Global Navigation Satellite System (GNSS) et ellipses de confiance à 95 % dans un cadre de référence fixe eurasien. Les sites GNSS continus et temporaires sont représentés par des flèches jaunes et rouges, respectivement. c) Champ de déformation géodésique : les flèches rouges et bleues représentent les plus grandes déformations horizontales d'extension (ϵ_{Hmax}) et de contraction (ϵ_{Hmin}), respectivement ; les couleurs en arrière-plan indiquent les taux de déformation en rotation par rapport à un axe vertical vers le bas, dans le sens des aiguilles d'une montre (cw) en rouge et le sens inverse (ccw) en bleu. La carte est représentée dans une projection oblique de Mercator (d'après Sparacino et al., 2020).

1.2.2 Géologie à terre et en mer

- **A Terre:** Le nord du continent africain est composé d'une chaîne de collision issue de la fermeture des bassins mésozoïques téthysiens. Le chevauchement du bloc AIKAPeCa occidental sur la paléo-marge africaine au Miocène a achevé la fermeture du bassin des flyschs. Cette chaîne de montagne est formée d'une zone interne constituée par une partie du bloc AIKAPeCa, des nappes des flyschs et d'une zone externe constituée par la zone tellienne (Domzig et al., 2006). La zone interne est structurée par la chaîne de montagne appelée Kabyliques, représentée au centre de l'Algérie par le massif de Grande Kabylie, principalement composée de socle métamorphique hercynien ou antérieur, ainsi que par la couverture calcaire Jurassique chevauchant la nappe des flyschs. La zone externe est portée par la zone tellienne composée de séries Crétacés et Paléogènes à se faisant chevaucher au Nord par les zones internes du massif de Grande Kabylie, le long d'un contact majeur situé à près de 100 kilomètres au sud de la ligne de côte (Domzig et al., 2006).

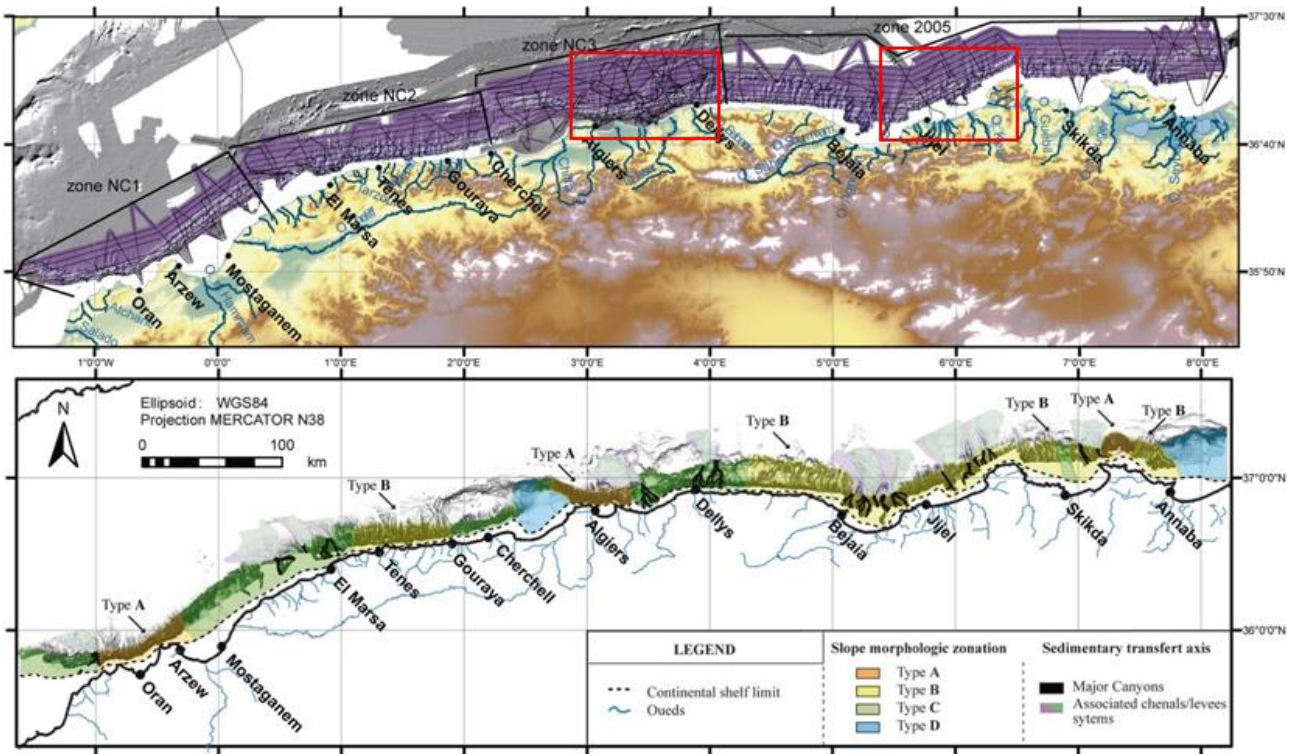


Figure 3 Vue de la marge algérienne investiguée, avec en haut, les zones couvertes au cours des campagnes MARADJA en 2003 (zones NC1, NC2, NC3) et MARADJA2/SAMRA en 2005 (à l'est), et en bas, la zonation morphologique de la pente reconnue en mer (A : canyons rapprochés, rectilignes, étroits; B : canyons espacés, rectilignes, larges; C : morphologie irrégulière avec nombreux arrachements sous-marins et canyons sinueux; D : morphologie lisse avec gradient bathymétrique homogène). D'après Cattaneo et al. (2010); avec en cadre rouge nos deux zones d'étude.

- **En Mer** : L'acquisition de carottages et de profils sismiques (**Figure 3**) a permis de définir les différentes unités lithologiques à partir des faciès sur la marge et dans le bassin. Les faciès lithologiques prédominants ont été identifiés à partir des carottes (KMDJ18, PSM-KS21, PSM-KS23 et PSM-KS27, KMDJ20) sur la marge centrale (Babonneau et al., 2017 ; **Figure 4**) : Les couches hémipélagiques, les turbidites à grain fin, les turbidites sableuses et le faciès homogène (utilisé comme marqueur stratigraphique). Par ailleurs, les données des campagnes en mer Maradja (2003) et Maradja 2 (2005) ont permis de mettre en évidence une déformation des séries sédimentaires plio-quaternaires, notamment au pied de la pente continentale (**Figure 3 et 4** ; Domzig et al., 2006). L'analyse des structures et de la déformation entre Alger et Dellys montre une succession de sous-bassins entre la marge et le bassin profond, qualifiés de bassins perchés (Strzeczynski et al., 2010). La géométrie des séries sédimentaires dans ces sous-bassins traduit un plissement asymétrique avec un flanc long à pendage faible vers la marge et un flanc court à pendage fort vers le bassin, suggérant que ces structures soient contrôlées par des chevauchements aveugles à pendage sud résultant de l'inversion de la marge (Domzig et al., 2006 ; Strzeczynski et al., 2010). La déformation serait d'âge Pliocène car le soulèvement des horizons sismiques sur la pente et en pied de marge est postérieure aux dépôts messiniens, tout en subissant une tectonique salifère (niveau

de décollement ou fluage du sel) qui se surimpose à la tectonique crustale (Strzeczynski et al., 2010, 2021; Blondel et al., 2022).

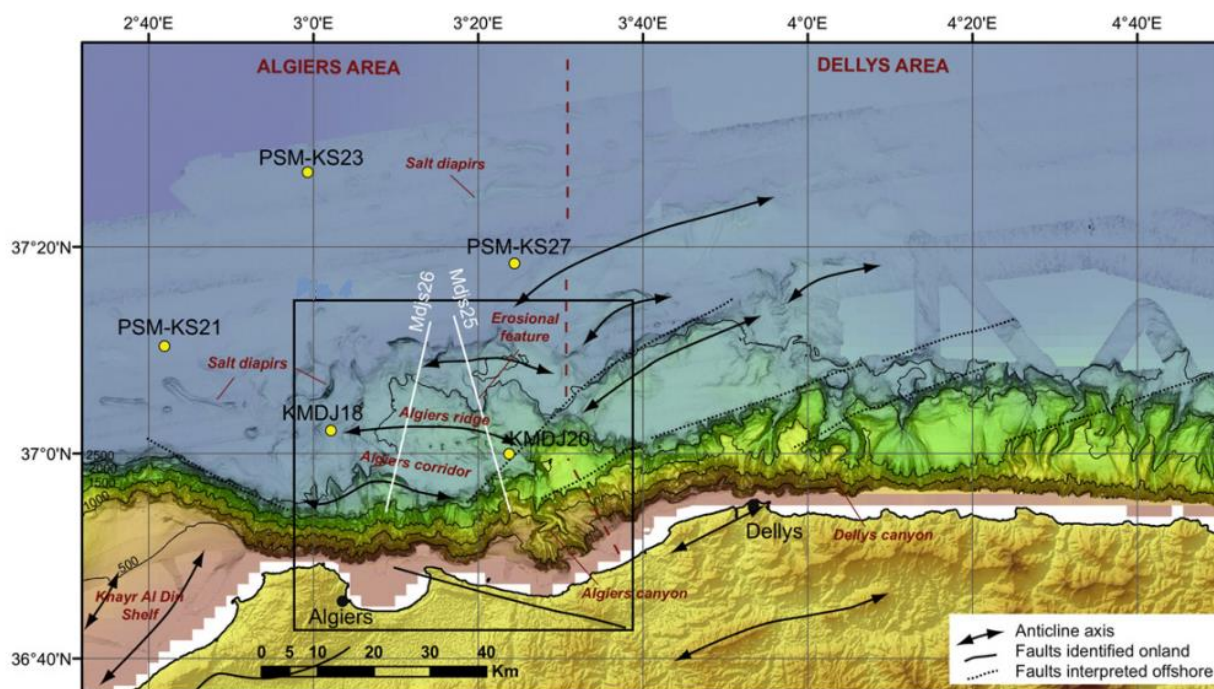


Figure 4 Carte bathymétrique centrée sur la zone de Boumerdès (isobathes tous les 500 m), localisation des principales structures tectoniques et localisation des données (points jaunes pour les carottes et lignes blanches pour les profils sismiques utilisés dans cette étude) (d'après Babonneau et al., 2017). Doubles flèches noires = axes de plis anticlinaux.

1.2.3 Tectonique de la marge sous-marine

L'étude synthétique récente des structures tectoniques profondes dans l'*offshore* algérien (Leffondré et al., 2021) a permis de montrer que l'inversion tectonique de la marge se manifeste par (1) une déformation discontinue s'exprimant par un ensemble de segments de failles inverses à pendage sud, de longueur variable mais dépassant parfois 100 km de longueur (**Figure 5**), et (2) une déformation continue par flexion et flambage de la lithosphère océanique, en relation avec ses propriétés visco-élastiques. La plus grande partie du raccourcissement serait accommodée par la déformation discontinue (à plus de 80%, voir Leffondré, 2021), si bien que l'ensemble de ces faisceaux de failles accommodent la convergence à une vitesse tectonique horizontale de 1,5 mm/an au maximum dans la direction NO-SE (Bougrine et al., 2019). Par contre, aucune faille décrochante majeure n'a pu être identifiée en mer, contrairement à ce que supposent certains auteurs qui avancent l'existence de *bookshelf faulting* ou de *restraining bend* (**Annexe 1**) le long de la marge algérienne (Meghraoui et Pondrelli, 2013).

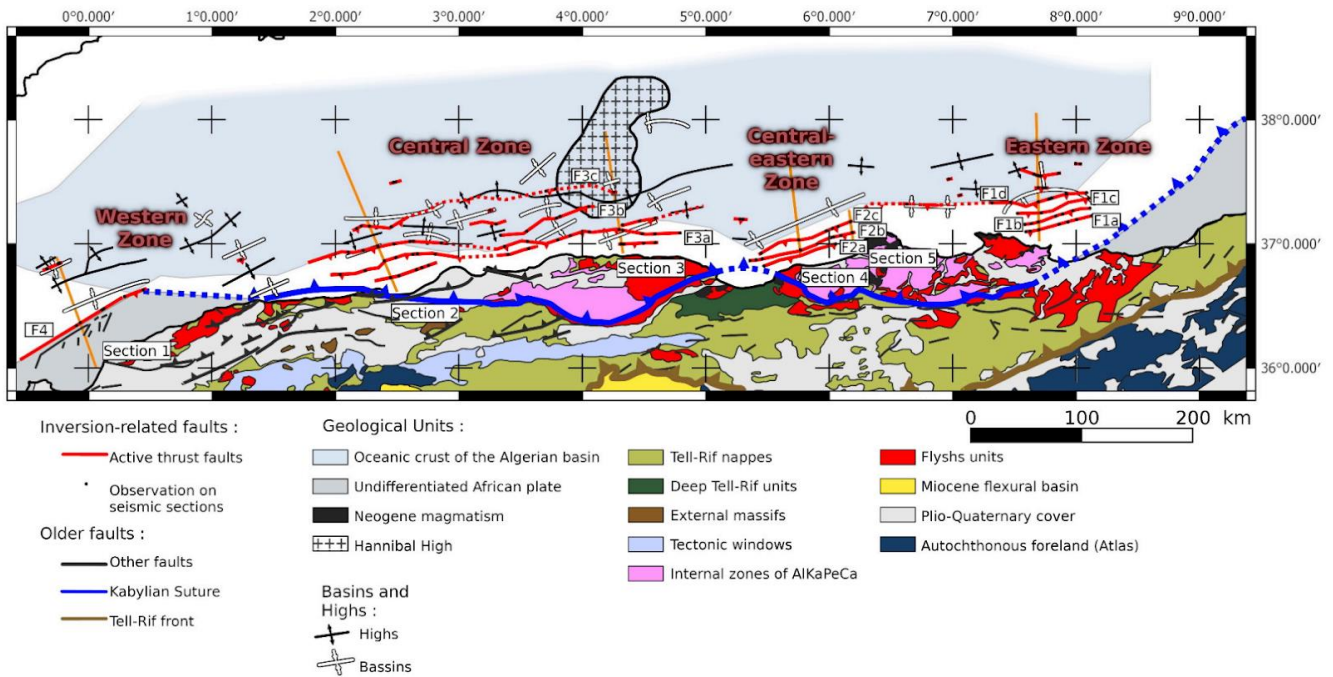


Figure 5 Esquisse structurale synthétique de la marge algérienne montrant des ajustements aux systèmes de failles déjà publiés sur la base du présent travail. La faille F4 n'est que partiellement représentée sur cette carte (d'après [Leffondré et al., 2021](#)).

1.2.4 Sismicité de la Marge Algérienne et ruptures de Boumerdès et Jijel

L'Algérie du nord est soumise à une sismicité importante, comme toute la zone ibéro-maghrébine ([Harbi et al., 2015](#); [Mobarki et Talbi, 2021](#)). Le recensement des événements historiques (**Annexe 2**) permet d'obtenir une connaissance des régions sismogènes mais aussi d'établir une zonation sismique du territoire. Quatre zones majeures de sismicité sont mises en évidence :

<p>Le domaine maritime : plusieurs des événements majeurs qui ont frappé l'Algérie du nord ont eu lieu en mer.</p>	<p>Le Tell : région sismique de l'Algérie du nord la plus active.</p>
<p>Les Hauts Plateaux : région de très faible sismicité avec une déformation à ces extrémités et qui se comporte comme un bloc rigide.</p>	<p>L'Atlas Saharien : région où de nombreux petits séismes ont lieu (magnitude < 4).</p>

Les ruptures de Boumerdès (21 mai 2003) et de Jijel (21-22 août 1856) sont parmi les événements les plus marquants de l'histoire de la sismicité en Algérie. Le séisme de Boumerdès, de magnitude Mw 6.9, a provoqué une rupture d'environ 60 km de long en chevauchement pur. L'hypocentre est compris entre 5 et 15 km de profondeur le long d'un plan de faille inverse situé sous la ligne de côte, d'orientation proche de N70°E et de pendage moyen de 40° vers le SE ([Delouis et al., 2004](#)). Le séisme de Jijel, de magnitude 7½ (pour le choc principal), enregistré pendant la période historique, a révélé une rupture sur une faille de 80 km de long.

1.3 Débats structuraux sur les zones de rupture de 2003 et 1856

1.3.1 Boumerdès

a) Rupture de 2003 : données co- et post-sismiques

Le séisme de Boumerdès a atteint la valeur d'intensité de X (montrant la force destructive du séisme par rapport aux bâtiments et l'environnement) sur l'échelle EMS98 (European Macroseismic Scale) et a produit des phénomènes de liquéfaction. Il a fait plus de 2300 victimes (Ayadi et al., 2003). Les effets les plus frappants de la phase co-sismique sont le soulèvement de la côte de 0.55 m environ, une variation du niveau marin de 0.15-0.20 m et un tsunami de plus de 3 m le long du littoral du bassin de la Mitidja et des Baléares (Alasset et al., 2006). Le soulèvement côtier atteint un maximum de 0,80 m à l'ouest de la rupture et diminue nettement dans la partie est (Meghraoui et al., 2004). Par ailleurs, les modèles de glissement co-sismique (Delouis et al., 2004; Meghraoui et al., 2004; Belabbès et al., 2009 ; **Annexe 9**) indiquent clairement 2 segments ("patches") de glissement de taille équivalente, atteignant un maximum de 3 m de glissement en profondeur et de 0,5 à 1 m en surface, avec un segment oriental plus près de la surface et moins penté (20°). Il est donc probable que le plan de rupture change de géométrie et de pendage en profondeur. Les répliques ont permis de confirmer un pendage vers le SE de la faille active et d'approcher les variations géométriques (direction, segmentation et variation angulaire selon la profondeur) de cette structure complexe. Toutefois, en dehors du phénomène de liquéfaction et des effets hydrologiques, aucune observation de rupture n'a été retrouvée en surface (Ayadi et al., 2003). Certains auteurs ont proposé une émergence de la faille à proximité de la côte (Ayadi et al., 2008) en interprétant la distribution des répliques en profondeur et l'étude tomographique. Cependant, si on prolonge vers le haut le plan de faille "moyen" obtenu par les répliques, elle devrait émerger plus au large (Belabbès et al., 2009). Par ailleurs, le transfert du glissement de la rupture de 2003 vers la surface n'est probablement ni instantané, ni homogène ou intégral, et peut en partie être le résultat de processus asismiques (Mahsas et al., 2008).

b) Informations par imagerie sismique :

La géométrie en rampe et plat des failles actives est très fréquemment identifiée au pied des chaînes plissées (Ramsay, 1982) et est souvent mise en relation avec des niveaux de découplage à l'origine de la tectonique "Thin-Skinned" (Pfiffner, 2017). Elle permettrait ainsi d'expliquer une potentielle expression tectonique cumulée en surface plus éloignée de la côte qu'une faille à pendage constant au large de Boumerdès (Déverchère et al., 2005), soit à 10-15 km de la côte si on prend en compte des variations de pendage des failles superficielles observées en sismique-réflexion (Déverchère et al., 2010; **Figure 6 et 7**). Ce type de structure engendre également un soulèvement co-sismique

significatif sous la zone côtière puisque la zone source du séisme (correspondant à la rupture principale entre 5 et 10 km de profondeur) est plus profonde et garde donc la même position. Ce changement de géométrie permet également de relier le plan de rupture à 7 km de profondeur (Delouis et al., 2004) aux discontinuités repérées sur les profils sismiques, situées de 15 à 25 km au large (Déverchère et al., 2005; Kherroubi et al., 2017) (Figure 6 et 7).

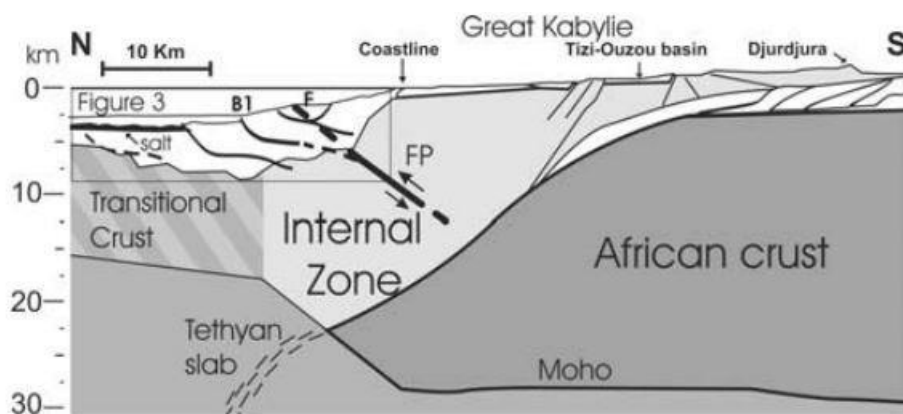


Figure 6 Coupe transversale tectonique nord-sud, illustrant les relations spatiales entre la position de la faille de 2003 position de la rupture (FP, trait gras) déduite par Delouis et al. (2004) et les principales failles identifiées (coupe à l'échelle 1:1). La conversion en profondeur de la ligne sismique est faite en utilisant des vitesses de 1,5 et 3 km/s pour le fond marin et les failles Le pendage apparent de la FP est égal à 38°. La structure géologique de fond est inspirée de Roca et al. (2004). La FP est dessinée où les répliques sont regroupées (d'après Bounif et al., 2004).

Toutefois, la position et la géométrie de la faille restent mal connues car l'imagerie sismique ne permet pas de suivre facilement le tracé des failles jusqu'à la surface (Déverchère et al., 2010; Strzeczynski et al., 2010). On peut remarquer que beaucoup (~75%) des plus grandes répliques localisées par Bounif et al. (2004) se sont produites au nord de la trace de la faille rapportée par Ayadi et al. (2008), ce que confirme l'étude de Kherroubi et al. (2017) sur toutes les répliques (Figure 7).

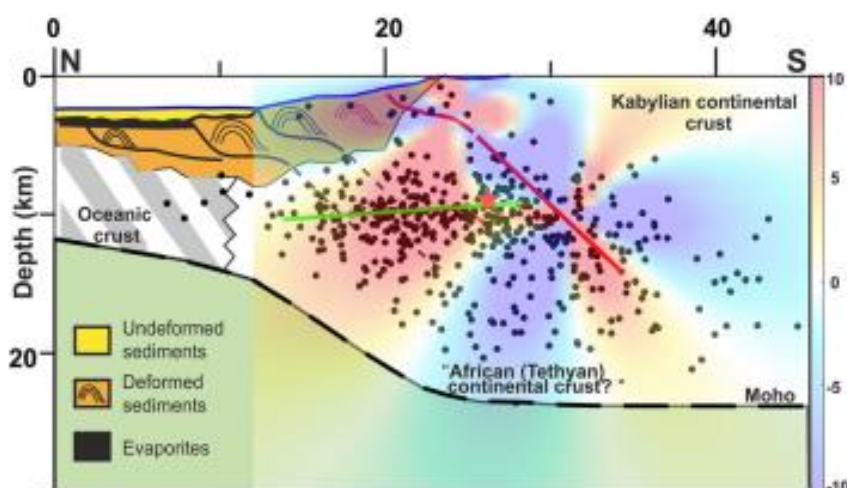


Figure 7 Coupe transversale illustrant les liens entre les répliques, le plan de rupture principal (ligne rouge) du séisme du 21 mai 2003, la structure de la marge algérienne et les changements de contraintes post-sismiques pour une faille réceptrice spécifiée (ligne verte). Les hypocentres représentés sont ceux de la partie orientale de la zone de rupture. La ligne droite rouge est le plan de rupture principal supposé en utilisant la distribution spatiale des hypocentres et le modèle de source de Delouis et al. (2004). Son prolongement vers le haut (ligne courbe rouge) est interprété à partir des études de subsurface (Déverchère et al., 2010). Les sédiments et structures de la marge supérieure algérienne sont redessinés, suggérant la formation de plis-faîles en séquence s'enracinant sur des niveaux de décollement. L'étoile rouge est la projection de la source du choc principal sur la coupe. L'échelle verticale de couleur est la variation de contrainte calculée en bars (d'après Kherroubi et al., 2017).

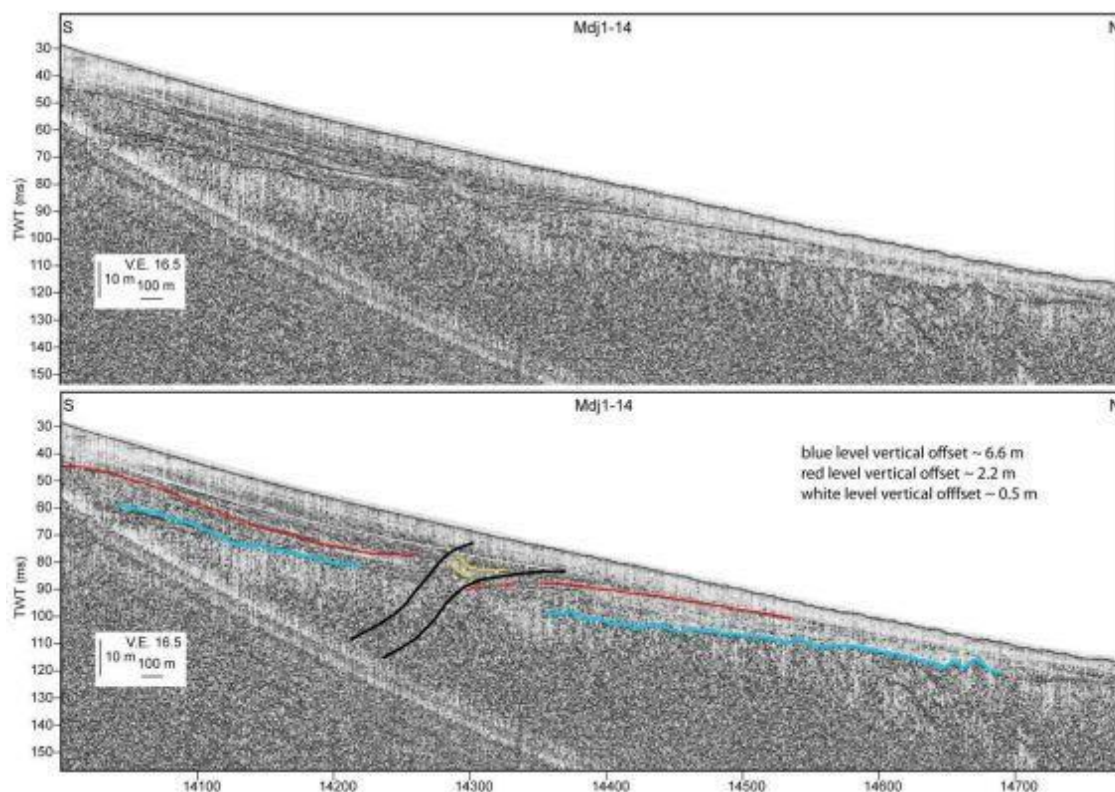


Figure 8 Profil "Chirp" de très haute résolution (Chirp 2-5 kHz) Mdj1-14 localisé en bordure du plateau continental au large de Boumerdès (Déverchère et al., 2010). Bas: interprétation du profil indiquant en couleur les couches sédimentaires récentes localement perturbées à ~14300 (axe x). Les couches bleues et rouges seraient décalées par une faille selon Ayadi et al. (2010), mais aucune faille n'est clairement visible sur le profil et le fond de mer ne présente aucun décalage.

Enfin, en bordure du plateau continental, les profils sismiques de très haute résolution montrent localement des couches perturbées (**Figure 8**) qui pourraient indiquer la présence d'une faille active selon certains auteurs (Ayadi et al., 2010). Cependant, cette hypothèse reste très discutable, puisque cela pourrait être une perturbation due aux variations eustatiques ou à des effets de compaction différentielle des couches sédimentaires car le décalage est minime voire inexistant. Par ailleurs, aucune anomalie morphologique sur le fond de mer n'est détectée à cet endroit, rendant peu probable la présence d'une faille active majeure (Déverchère et al., 2010).

c) Bilan :

La **Figure 9** récapitule les différentes positions de failles issues des études sismologiques et géodésiques dans les années qui ont suivi le séisme (Bellabès et al., 2009): elle permet de montrer (1) la relative imprécision sur la position de ce plan, et (2) que la rupture, si elle est supposée plane jusqu'à la surface, ne pourrait alors que laisser une trace (co-sismique ou cumulée) que sur la plateforme externe jusqu'à la mi-pente, sans pouvoir atteindre les principaux escarpements sous-marins repérés par Déverchère et al. (2005). Il convient donc de mieux comprendre la transition et le

lien entre la profondeur et la sub-surface. Une analyse géomorphologique quantifiée en 3 dimensions est donc nécessaire pour vérifier si le pendage de la faille change vers la surface perpendiculairement à la marge mais aussi latéralement, et si la corrélation entre morphologie sous-marine, enregistrement sédimentaire, discontinuités structurales de l'imagerie et données co-sismiques de 2003 fournit ou non une vision cohérente permettant de proposer un modèle de déformation cumulé consensuel.

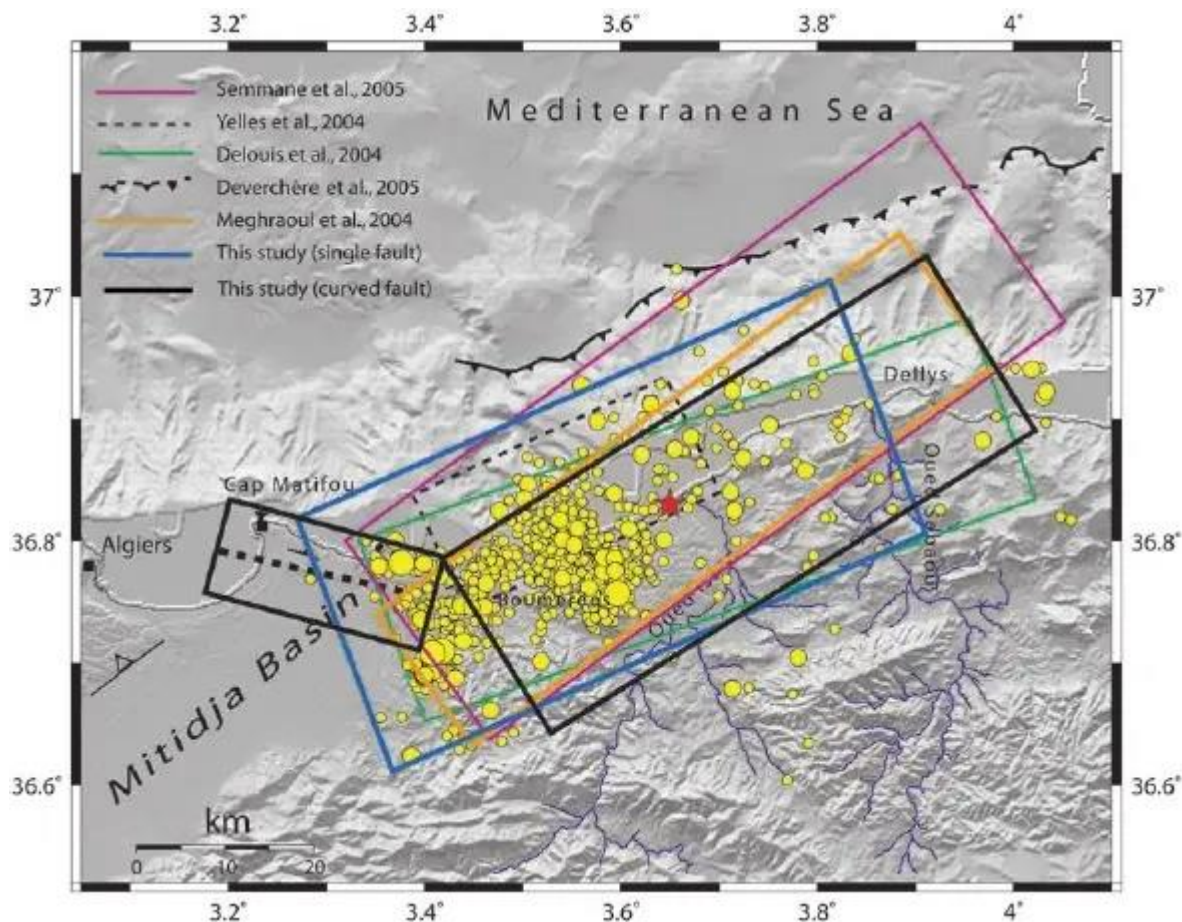


Figure 9 Localisation et dimension de la rupture du séisme de Boumerdès selon différents modèles d'auteurs, montrant les incertitudes sur la position du plan de rupture. L'étoile rouge représente l'épicentre du séisme relocalisé par Bounif et al. (2004). La distribution des réplicas d'après Ayadi et al. (2008). La faille de Thenia placée subverticale orientée N105. Les modèles de rupture sont supposés planaires. Le tracé noir est l'émergence supposée par Déverchère et al. (2005) de la faille active en fond de mer. Extrait de Bellabès et al. (2009).

1.3.2 *Jijel*

À la suite du séisme de 1856, de magnitude $M_w 7\frac{1}{2}$, plusieurs études ont été réalisées pour quantifier et comprendre la géomorphologie et la déformation dans le domaine marin proche de Jijel (Yelles-Chaouche et al., 2009, Arab et al., 2016). Les profils sismiques, bien que moins nombreux qu'au large de Boumerdès, montrent la présence de chevauchements en profondeur (Arab et al., 2016; Leffondré et al., 2021) mais aussi des failles normales proches de la surface, interprétées comme des failles de compensation en aval des chevauchements en raison de l'activation d'un niveau de décollement sur le sel Messinien (Figure 10). Les premières interprétations expliquaient un premier jeu des failles inverses sous formes de rampes, soulevant la pile sédimentaire pour former des bassins en *piggy back*. Cependant, il n'est pas certain qu'un système rampe-plat soit nécessaire pour expliquer un graben

proche de la surface, en raison du décollement sur le sel, sauf éventuellement pour expliquer certaines déformations dans les sédiments au-dessus des chevauchements (**Figure 10**). Là encore, il manque donc une analyse géomorphologique quantifiée pour mieux comprendre comment est accommodée la déformation de la marge dans ce secteur et quels sont les liens entre structures profondes et de surface.

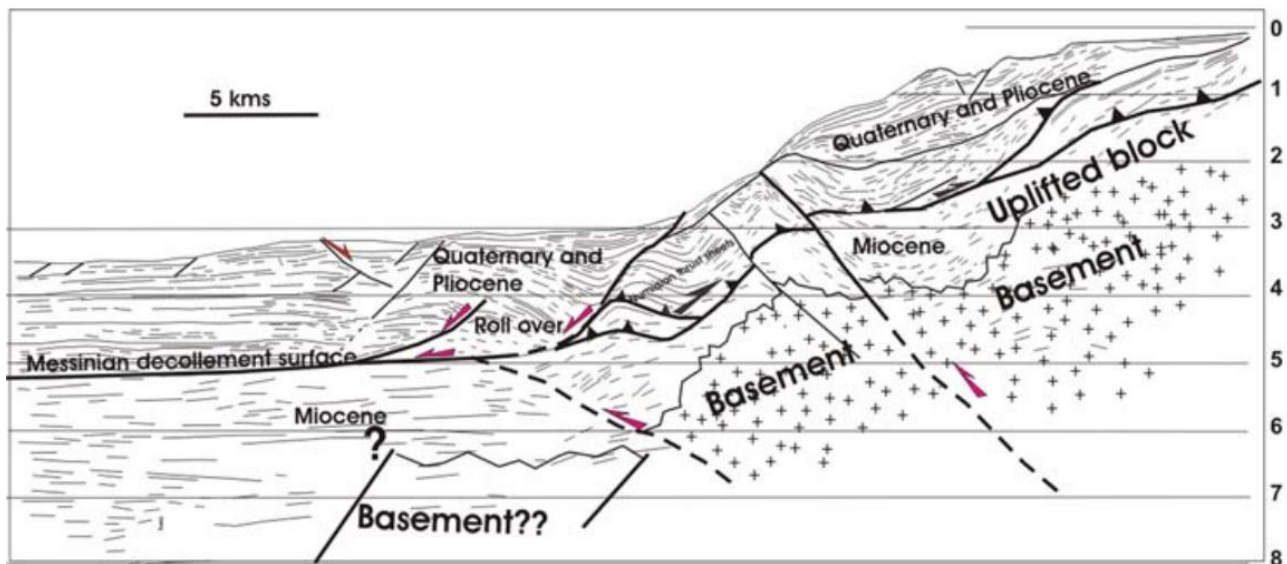


Figure 10 Interprétation du profil sismique SH1 à travers la marge au large de Jijel et recoupant le segment Est (d'après Yelles-Chaouche et al., 2009) Il montre les systèmes en tectonique active (faille, roll over...) et les limites de faciès.

2 Morphologies et structures

2.1 Canyons

Les canyons sous-marins sont des structures géomorphologiques majeures sur les marges sous-marines (Shepard, 1981; Mulder et al., 2004). Un canyon sous-marin affecte différents secteurs physiographiques des marges (plateau interne, plateau externe, pente continentale, voire glacis) qui sont chacun caractérisés par une dynamique d'érosion-transport-dépôt. A la limite entre continent et océan, d'une taille pouvant atteindre jusqu'à la centaine de kilomètres de long pour plusieurs kilomètres de large, ils sont témoins et acteurs du transit final des produits d'érosion. En coupe transversale, les canyons ont un profil en « U » ou « V » (Greene et al., 2002 ; Arzola et al., 2008). Leurs flancs présentent une inclinaison variant généralement de 10 à 45° avec une moyenne de 25° (Shepard et Dill, 1966 ; Hill et al., 2005). Ils sont caractérisés par une incision variant généralement d'une dizaine à plusieurs milliers de mètres de profondeur. Leur largeur varie généralement d'un à plusieurs kilomètres (Somme et al., 2009). Leur longueur varie de la dizaine de kilomètres à la centaine de kilomètres (Babonneau et al., 2002 ; Arzola et al., 2008 ; Somme et al., 2009).

Ils se caractérisent par un thalweg (zone de topographie la plus basse dans un canyon) et peuvent se ramifier en plusieurs affluents. Ils se composent généralement de trois parties distinctes: la tête, le corps, et l'embouchure (Cronin, 1994). Sur les marges continentales passives, on distingue trois grands types de canyons sous-marins qui dépendent de la position de la tête sur la marge continentale et de sa relation avec un système fluvial : (1) les canyons incisant le plateau continental et ayant une connexion directe avec un système fluvial subaérien ; (2) les canyons incisant le plateau continental mais ne présentant aucune connexion avec un système fluvial ; et (3) les canyons n'incisant pas le plateau continental et confinés à la pente continentale (Harris et Whiteway, 2011).

2.1.1 Profils longitudinaux

Le profil de pente général d'un canyon sous-marin tend vers un profil d'équilibre, similaire à celui des réseaux fluviaux. De ce fait, l'inclinaison de la tête du canyon est forte sur une petite distance puis diminue vers l'aval pour atteindre des valeurs inférieures à 2°, pour se stabiliser dans l'embouchure à une inclinaison généralement inférieure à 1° (Arzola et al., 2008). On distingue trois grands types de profils topographiques des canyons, pouvant être à tendance concave, linéaire (ou légèrement concave) ou convexe (Covault et al., 2011). Les profils longitudinaux reflètent ainsi généralement l'influence de facteurs tectoniques (soulèvement / subsidence) et de processus sédimentaires de dépôt / érosion (Covault et al., 2011).

(1) Les profils convexes (ou sigmoïdaux) sont associés à des systèmes de canyons plats dans leur zone proximale et présentant une forte inclinaison en zone distale. Ils sont le résultat d'un soulèvement tectonique et d'une déformation affectant le fond océanique. Ils semblent être associés aux marges passives reprises par une tectonique active (convergence) et soumises à des déformations et des soulèvements, produit du diapirisme, des failles, des plis ou des bassins en piggyback, déformant leur profil (Covault et al., 2011).

(2) Les profils linéaires sont généralement caractéristiques de marges passives matures en progradation et dominées par l'apport fluvial. Elles ne sont pas affectées par un soulèvement évident, mais en revanche soumises à une subsidence sous l'effet du refroidissement thermique de la lithosphère. Les profils linéaires caractérisent généralement de larges canyons riches en argile et associés à la construction de chenaux-levées très développés et de lobes à son embouchure (Covault et al., 2011).

(3) Les profils de pente concave (ou exponentiels) à l'inverse des profils convexes; ils sont très pentus dans leur zone proximale et relativement plats dans leur zone distale . Ils sont associés généralement à des marges continentales actives immatures ou en érosion et peuvent être dominés

par une tectonique décrochante. Ces marges sont raides et présentent un plateau continental étroit. Ces profils de pente sont soumis à un fort taux d'érosion (Covault et al. 2011).

2.1.2 Forçage tectonique

La tectonique peut, dans certains cas, jouer un rôle prédominant dans les processus à l'origine de la mise en place des canyons, mais également dans leur évolution au cours du temps. En effet, un soulèvement côtier régional ou le jeu de failles à rejet vertical sur la pente peuvent modifier par exemple le profil longitudinal d'un canyon. Le tracé général du corps du canyon, qui a tendance à être rectiligne lorsque la pente est forte, peut devenir sinueux localement suite à une augmentation de l'inclinaison de la pente ou si le déplacement des méandres sont restreints spatialement par des failles (Babonneau et al., 2002). L'orientation de l'axe des canyons peut aussi être influencée par les structures sous-jacentes telles que des failles (Gaudin et al., 2006), des dômes salifères (Antobreh et Krastel, 2006) ou des reliefs résiduels (Cronin et al., 2005).

2.1.3 Knickpoints

Les profils longitudinaux des canyons enregistrent les modifications du régime tectonique à travers des « anomalies » de gradient de pente ou des changements brusques de pentages appelés « *knickpoints* » (Mitchell, 2006). La présence de *knickpoints* sur un profil de canyon suggère une érosion active verticale, continue et localisée (Antobreh et Krastel, 2006). Ce type de morphologie peut aussi exprimer une différence de résistance des sédiments à l'érosion en surface. Les knickpoints sous-marins peuvent également se trouver en amont de failles ou des anticlinaux sur des marges convergentes (Mitchell, 2006) ou être le résultat de soulèvements épisodiques localisés (Antobreh et Krastel, 2006). Les knickpoints les plus larges situés en amont de failles peuvent présenter une morphologie semi-circulaire en dépression et être affectés par une érosion diffuse. Les plus petits présentent des morphologies diverses (Mitchell, 2006). Ceux-ci peuvent se situer en amont d'escarpements, et seraient dus à l'augmentation de la vitesse des écoulements turbiditiques conduisant à l'augmentation de l'érosion. La variation des contraintes de cisaillements associées aux écoulements turbiditiques expliquerait la variabilité dans les morphologies des knickpoints (Mitchell, 2006).

2.1.4 Maturité des canyons

Les canyons sous-marins sont en grande partie responsables des modifications de la morphologie de la pente continentale (Shepard, 1981). Les différents types de canyons décrits précédemment peuvent

également se répartir suivant un degré de maturité allant des canyons dits « matures » aux canyons dits « juvéniles ».

Les canyons matures sont généralement larges, isolés, dendritiques dans la zone de la tête et méandriiformes vers le bas de la pente, (Harris et Whiteway, 2011). Ils incisent profondément le plateau continental et peuvent être en connexion directe avec un système fluvial subaérien (Babonneau et al. 2002 ; Harris et Whiteway, 2011). Ils présentent généralement un profil topographique concave le long duquel le gradient de pente décroît avec la distance au plateau continental (Goff, 2001 ; Mitchell, 2006 ; Covault et al., 2011). Ils seraient principalement associés avec les marges actives immatures présentant un plateau continental étroit et un arrière-pays très proche (Covault et al. 2011 ; Harris et Whiteway, 2011), mais peuvent être retrouvés sur des marges passives en contexte de convergence.

Les canyons juvéniles sont plus petits, rectilignes ou linéaires (Mitchell, 2006). Ils sont aussi plus nombreux (systèmes de canyons) et moins espacés (Harris et Whiteway, 2011). Ils correspondent à des canyons confinés à la pente continentale, et dits « sans-tête » (Bertoni et Cartwright, 2005 ; Green et al. 2007 et 2011). Ils sont privés de tout apport sédimentaire provenant du plateau continental (Harris et Whiteway, 2011). Ceci implique seulement des processus d'érosion de la pente continentale. Ils sont généralement peu dendritiques et peuvent présenter des tributaires plus ou moins marqués dans la région de la tête (Mitchell, 2006). Leur profil longitudinal topographique est simple, généralement convexe ou sigmoïdal (Covault et al., 2011). Certains sont raides dans leur partie supérieure (Mitchell, 2005), ce qui reflète la présence de ruptures de pente dans la zone de la tête (Pratson et Coakley. 1996). Ils seraient les canyons les plus fréquents sur les marges continentales (Harris et Whiteway, 2011), cependant principalement associés aux marges passives mais tectoniquement reprises en compression (Covault et al., 2011).

2.2 Failles

Les séismes rompent un nombre variable de segments de faille majeurs sur lesquels ils se déclenchent avec des formes et des amplitudes variables selon les caractéristiques de la rupture. En première approximation, on peut considérer le déplacement total sur une faille comme la somme des glissements qui se produisent lors de séismes répétés, assurant ainsi la croissance de la faille en réponse à l'accumulation des glissements au cours du temps (Cowie et Scholz, 1992). En fonction de leur âge et de leurs propriétés frictionnelles, des failles de longueurs similaires peuvent produire des quantités de rupture différentes (Manighetti et al., 2007). Ces auteurs classent les failles en systèmes matures et immatures (avec des stades intermédiaires entre ces deux extrêmes); elles se différencient

en fonction de l'amplitude du déplacement le long de la faille lors de la rupture. Les failles matures sont caractérisées par une rupture de grande échelle mais de faible amplitude (4-7 m) produisant des ruptures successives sur plusieurs segments de faille ("rupture multi-segment"). Les failles immatures se caractérisent par une rupture de petite échelle mais d'amplitude plus importante, entraînant des séismes plus énergétiques et plus destructeurs. L'effet en cascade ne s'applique pas car la rupture ne va pas passer la barrière inter-segment. La maturité d'une faille est donc une notion complexe à définir.

Dans notre cas d'étude, il est difficile de connaître ce degré de maturité car si l'inversion de la marge est relativement récente à l'échelle des temps géologiques, il est probable que des structures anciennes sont réactivées dans l'inversion (Kherroubi et al., 2017). Par contre, l'analyse des structures profondes des segments de marge (Leffondré et al., 2021) a montré que le style tectonique des secteurs de Boumerdès et Jijel diffère :

(1) **Au large de Boumerdès**, les chevauchements forment des systèmes de plats-rampes accompagnés de plis. Il se situent dans les 5 premiers kilomètres depuis le haut de pente jusqu'au bassin profond, se connectant probablement entre eux par des niveaux de décollement (Kherroubi et al., 2017 ; **Figure 6 et 7**). Il favorisent une propagation de la déformation dans la partie océanique du bassin (Déverchère et al., 2005 ; **Figure 6**) mais ne provoquent qu'une flexion modérée du socle océanique (Leffondré et al., 2021);

(2) **Au large de Jijel**, les chevauchements sont sub-parallèles et remontent au pied de la pente (**Figure 10**) puis plus au large, sans affecter la sub-surface, formant donc des rampes aveugles qui n'affectent que peu la sédimentation récente du bassin profond, mais qui induisent une flexion prononcée et de grande longueur d'onde du socle du bassin (Leffondré et al., 2021). Ces résultats montrent ainsi un style de failles sur la zone de Boumerdès se rapprochant des systèmes de rampes-plats des fronts de chaînes plissées avec des niveaux de décollements (Pfiffner, 2017), tandis que la zone de Jijel montre des similitudes avec les "splay faults" trouvés dans les prismes d'accrétion matures de subduction (Strasser et al., 2009).

3 Données et Méthodologies

3.1 Méthodes d'acquisition de surface et de sub-surface

De nombreux outils géophysiques ont été développés dans le domaine de l'exploration sous-marine afin de visualiser et de comprendre les fonds marins. Aujourd'hui, les chercheurs et les entreprises disposent de cartes bathymétriques détaillées du fond océanique pouvant être complétées par des

levées géophysiques (sismiques, magnétiques, gravimétriques...) qui fourniront des informations sur la structure et les processus internes dans les sédiments, la croûte ou le manteau. Pour compléter la bathymétrie, des levés sonars peuvent être ajoutés pour préciser la géométrie et la morphologie des structures superficielles. Dans cette partie, je présente brièvement les principales méthodes utilisées en fond de mer et en sub-surface et qui m'ont servi dans mon étude.

3.1.1 Sondeur multifaisceaux

La cartographie du fond océanique est obtenue à partir de sondeurs multifaisceaux mesurant la profondeur du fond perpendiculairement à la direction du navire sur une largeur prédéfinie (Sondeur EM300 : zone de pente et et pied de la marge/ Sondeur EM1000 : pour les zones à faible profondeur d'eau) (data.ifremer.fr). Cet outil fournit des données bathymétriques et des données d'imagerie acoustique. Pour la bathymétrie, elle dépend du temps de propagation des ondes permettant de réaliser une étude précise de la morphologie du fond. Pour les données d'imagerie acoustique, cela dépend de l'énergie du signal renvoyée par le fond, montrant les changements de réflectivité du fond. Ces changements de réflectivité sont interprétés comme des variations de morphologie (pente) ou de la nature des sédiments.

Lors de la campagne MARADJA (2003) sur Le Suroît, des relevés multifaisceaux ont été réalisés au large de l'Algérie. Deux sondeurs ont été utilisés, le premier (EM 300) a servi à cartographier les zones de pentes et le pied de la marge. Ensuite, le sondeur EM 1000 a permis l'acquisition des données plus adaptées sur des zones à de faibles tranches d'eau. Le résultat obtenu après traitement est une grille offrant une résolution du fond marin de 50 m environ sur l'ensemble de la marge.

3.1.2 Sonar latéral S.A.R.

Le sonar latéral S.A.R. (Système Acoustique Remorqué) est un outil géophysique haute résolution remorqué près du fond, permettant l'acquisition d'image acoustique (variant en fonction de la profondeur de remorquage de l'appareil). Chaque image représente la transcription des signaux acoustiques réfléchis par le fond. Les niveaux de gris traduisent la réflectivité du fond. Lors de l'interprétation, il faut prendre en compte le contexte géologique, la rugosité du fond, la déformation de l'image, la nature du sédiment et la position du S.A.R. par rapport aux structures qui vont influencer et permettre une interprétation optimale de ces données.

Lors de la campagne MARADJA 2 (2005), des profils S.A.R. ont été réalisés (~800 km) sur la marge algérienne. Cependant, l'acquisition s'est concentrée au bord de la ville d'Alger, ayant été affectée

par le séisme de Boumerdès de magnitude Mw 6,9 quelques semaines auparavant. Cette investigation avait pour objectif de caractériser les glissements, les zones de transits des courants de turbidités et des différentes structures sédimentaires caractérisant le fond marin. (Ces données n'ont pas été exploitées par manque de temps et par soucis de dimension par rapport à la zone d'étude).

3.1.3 Sismique CHIRP

Le sondeur de sédiments (ou sismique CHIRP) est un outil géophysique utilisé pour visualiser la structure superficielle (~10m de profondeur). La pénétration du signal est fonction de la nature des sédiments et de la fréquence des ondes émises, utilisant des fréquences de 1,8 à 5,3 kHz et de fréquence linéaire de 10 à 80 ms. A la sortie, le signal reçu consiste en une série temporelle d'échos réfléchis à chaque changement de faciès (nature de sédiment). Lors de la campagne MARADJA (2003), 3000 km de profils CHIRP ont été réalisés. Les profils sont parallèles les uns aux autres avec un espacement de 4 à 6 km. Pour corréler les profils et les types de faciès sismiques, certains profils ont été réalisés transversalement. L'analyse des différents profils a permis de mettre en avant les processus sédimentaires influant sur la zone. Lors de la campagne MARADJA 2 (2005), une acquisition détaillée a été réalisée sur la zone de Boumerdès pour valider les écho-faciès reconnus pendant la campagne MARADJA (Dan, 2007). Les profils CHIRP ne seront pas utilisés dans cette étude car sur les pentes, le suivi des séquences sismiques à très haute résolution est difficile voire impossible.

3.1.4 Sismique-réflexion MARADJA et profils industriels

La sismique-réflexion comporte un émetteur (le plus souvent, des canons à air) envoyant des ondes qui sont réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol et vont être récupérées par des récepteurs positionnés à intervalles réguliers sur une flûte sismique traînée derrière le bateau. Le dispositif 24-traces utilisé lors de la campagne MARADJA 2003 (sur le secteur de Boumerdès) permet une visualisation de très haute qualité des niveaux Plio-quadernaires mais une mauvaise visualisation des réflecteurs sous les évaporites supérieures. En revanche, la sismique réflexion 6-traces offre une moins bonne résolution pour les niveaux superficiels mais une pénétration jusqu'à des réflecteurs infra-messiniens et éventuellement au socle acoustique, ce qui s'avèrera très utile dans l'identification de failles ou plis actifs (Domzig, 2007). Sur le secteur de Jijel, le procédé est le même, sauf qu'il a été réalisé pendant la campagne MARADJA 2. Enfin, quelques lignes industrielles (dispositif 480-traces) ont permis d'assurer une pénétration des ondes jusqu'au Moho (Cope, 2003; Arab et al., 2016).

3.2 Méthodes d'analyse

Les données acquises lors des campagnes MARADJA, PRISMA et MARADJA 2 sont la base des données que j'ai utilisées pour répondre aux questions de cette étude. Pour ce faire, une première approche sous un logiciel SIG (QGIS) permet une compréhension 2D et 3D de la zone de Boumerdès et Jijel. Pour cela, il faudra déterminer le régime tectonique des zones avec les profils longitudinaux, identifier les knickpoints et les niches d'arrachement et analyser les surfaces perchées permettant de quantifier la position des failles, le soulèvement tectonique associé et la déformation sur ces zones. Une nouvelle méthode est utilisée pour confirmer ou infirmer les hypothèses précédentes, voire trouver de nouveaux arguments. L'immersion dans un environnement virtuel (projet AISMERALDA: "Ateliers Immersifs Sous-Marins et Réalité Augmentée, Littoral, Dorsales, Autre", financé par l'Ecole Universitaire de Recherche ISblue), permet de combiner les différentes données géophysiques recueillies dans l'espace pour une analyse plus poussée permettant de rendre l'interprétation plus robuste. Le but de ce traitement est d'obtenir des caractéristiques géomorphologiques en relation avec les failles à l'origine des séismes de Boumerdès (2003) et Jijel (1856) (longueur, position, pendage, émergence en surface), mais aussi de mettre en évidence des corrélations avec les dépôts sédimentaires (bassins asymétriques, plis), des failles reconnues en profondeur ou des glissements de terrain (cicatrices d'arrachement).

3.2.1 Analyse des données sous SIG

Un SIG (système d'information géographique) permet de représenter, interpréter et traiter les données pour mettre en exergue certaines analyses à effectuer sur des cartes via des outils comme QGIS, ArcGIS. Les données acquises lors des campagnes vont permettre de bâtir des cartes structurales en mer sur les secteurs de Boumerdès et de Jijel. Pour répondre au mieux à la problématique, seulement certaines données ont été utilisées lors de l'analyse traitement SIG :

- Les données bathymétriques et topographiques (M.N.T. : modèle numérique de terrain) combinées à des couches de pente et une couche d'ombrage pour une meilleure visualisation des structures, une quantification des profils longitudinaux (Houssais, 2008), des ruptures de pentes, des longueurs de *scarps*, des *knickpoints* et des surfaces perchées ;
- Les données d'imagerie acoustique (réflectivité du fond et SAR = système acoustique remorqué), utiles par exemple pour le tracé des canyons actifs ;
- Les données de sismique-réflexion haute résolution et certains profils plus pénétrants afin de quantifier la vitesse de déformation à partir de la géométrie des réflecteurs et des âges approchés de certains d'entre eux.

3.2.2 Analyse des données en réalité virtuelle

La réalité virtuelle est une approche novatrice qui facilite grandement la vision dans l'espace des paysages sous-marins et la corrélation et la mesure de différents paramètres. Dans le domaine des géosciences terrestres, cette pratique est déjà employée depuis quelques années ([Chanrai et Jitmahantakul, 2019](#) ; [Nesbit et al., 2020](#)). Cependant, elle reste très peu développée en géosciences marines, d'où l'intérêt de cette étude pour rendre accessibles des zones situées à plusieurs centaines ou milliers de mètres de profondeur.

Le projet AISMERALDA a démarré en mars 2021 en collaboration avec plusieurs chercheurs en géosciences (N. Babonneau, J. Déverchère, M. Maia, J. Perrot, etc.) de l'IUEM. Il consiste en 3 ateliers représentant des contextes géodynamiques typiques (Marge Continentale, Littoral et Dorsale). Le but est d'immerger l'utilisateur dans un univers virtuel créé à partir des données géophysiques et sédimentologiques récupérées lors des campagnes. Pour mon étude, l'atelier est celui des marges continentales et a été créé à partir des données MARADJA, PRISMA et MARADJA 2 qui sont des campagnes de recherches sur la marge algérienne. L'univers virtuel est réalisé par Maxime KERNEC, un ingénieur de Recherche Imagerie et Réalité Virtuelle de l'EUR ISblue qui utilise la plateforme de développement Unity. Les immersions permettent la compilation et la superposition dans l'espace de plusieurs données et offrent ainsi à l'utilisateur une bonne accessibilité aux phénomènes étudiés, une vision 360° en 3D et une compréhension précise de la géomorphologie du fond océanique (conséquence des avantages techniques exposés) pour répondre à une problématique définie en amont.

L'étude de la zone s'est construite sous forme de plusieurs plongées différentes avec des données variant selon les caractères morphologiques que l'on souhaite identifier. Pour ce faire, elle s'est réalisée sous forme de plongées (session de 30 minutes à 1 heure, avec un casque immersif et deux manettes pour se déplacer et interpréter les deux zones d'étude) par zone (1, 2, 3, 5: secteur de Boumerdès) et Plongée (4, 5 secteur Jijel).

- Plongée 1 : La première plongée a pour objectif la prise en main du dispositif de réalité virtuelle (savoir se déplacer, changer de point de vue, tester la vision en 360°). Pour cela les données de réflectivité à 25 m (carte des réflectivités) et les tracés de sonar S.A.R. ont été intégrées à la première immersion. La plongée s'est faite sous deux échelles différentes avec une vision à 800 m du sol et l'autre à 100 m pour exagération de 150% (soit 7000 m de profondeur totale) pour voir le modèle.

- Plongée 2 : La seconde plongée est composée d'une superposition de couches rasters (pente, bathymétrie, ombrages) et de couches vecteurs (faille potentielle, scars, canyons) pour voir si la trace

visualisée sous QGIS coïncide avec les marqueurs visibles en Réalité Virtuelle (RV). Les mêmes dimensions que la précédente sont appliquées pour cette plongée.

- *Plongée 3* : La troisième plongée consiste à visualiser les profils sismiques intégrés récemment à l'univers virtuel et à les analyser en lien avec les marqueurs déjà présents lors des dernières plongées. Pour la visualisation dans l'environnement, un nouveau type de déplacement est ajouté, il permet de monter ou descendre permettant de visualiser les profils sismiques ou la zone dans sa globalité. Cette fonctionnalité offre une nouvelle possibilité pour mieux appréhender l'ensemble de l'environnement.

- *Plongée 4* : La quatrième plongée s'est faite sur le secteur de Jijel, pour identifier les canyons dans l'environnement virtuel puisqu'il n'y a pas de carte de réflectivité du fond pour cartographier ces structures précisément sous logiciel SIG.

- *Plongée 5* : La cinquième plongée s'est faite sur les secteurs de Jijel et de Boumerdès pour les comparer et les interpréter.

4 Résultats

Dans le but de déterminer la position et identifier la déformation cumulée pour évaluer l'effet long terme de l'activité des failles de Boumerdès (2003) et Jijel (1856) sur la morphogénèse sous-marine, l'étude va proposer plusieurs approches et plusieurs arguments (escarpements de failles ou "scarps", niches d'arrachements, canyons, chenaux-levées, ruptures de pente, "knickpoints", surfaces ou bassins perchés et l'interprétation des éléments de la morphologie au travers de l'univers en réalité virtuelle) pour les quantifier et mieux comprendre l'évolution de ces structures dans le temps. Les secteurs de Boumerdès et de Jijel ont déjà fait l'objet d'études diverses (Delouis et al., 2004; Déverchère et al., 2005 ; Ayadi et al., 2008 ; Roger et al., 2008; Yelles-Chaouche et al., 2009; Strzeczynski et al., 2010, 2020), c'est pourquoi ce projet s'appuiera sur ces études et les complètera pour approcher la localisation et les caractéristiques (longueur, pendage, émergence, escarpement cumulé) des failles.

4.1 Caractérisation des Canyons

Les canyons se localisent sur les pentes: ils sont liés à l'incision et sont séparés par des interfluves. Sur ces 2 zones, on les retrouve au nombre de 26 sur le secteur de Boumerdès (**Figure 11 ; Annexe 10**) et de 17 sur le secteur de Jijel (**Figure 12 ; Annexe 6**). Ils sont pour la plupart composés de plusieurs tributaires, notamment au large de Boumerdès. Différentes classifications des canyons ont été réalisées (**Figure 3 ; Cattaneo et al., 2010 ; Fernane et al., 2021**). Elles varient en fonction des caractéristiques choisies pour les classer comme leurs longueurs, leurs incisions ou bien leurs

connexions avec un réseau fluvial. Ces ensembles localisés sur la marge permettent d'enregistrer des arguments (escarpements de failles ou "scarps", niches d'arrachements, chenaux-levées, ruptures de pente, "knickpoints", surfaces ou bassins perchés) pouvant attester d'évènements tectoniques (soulèvements, mouvement dû à une faille). Pour les repérer, l'étude des profils longitudinaux le long des canyons et des interfluves (perpendiculairement à la marge) permet d'identifier ces structures et d'établir l'impact tectonique est-ouest le long de la marge.

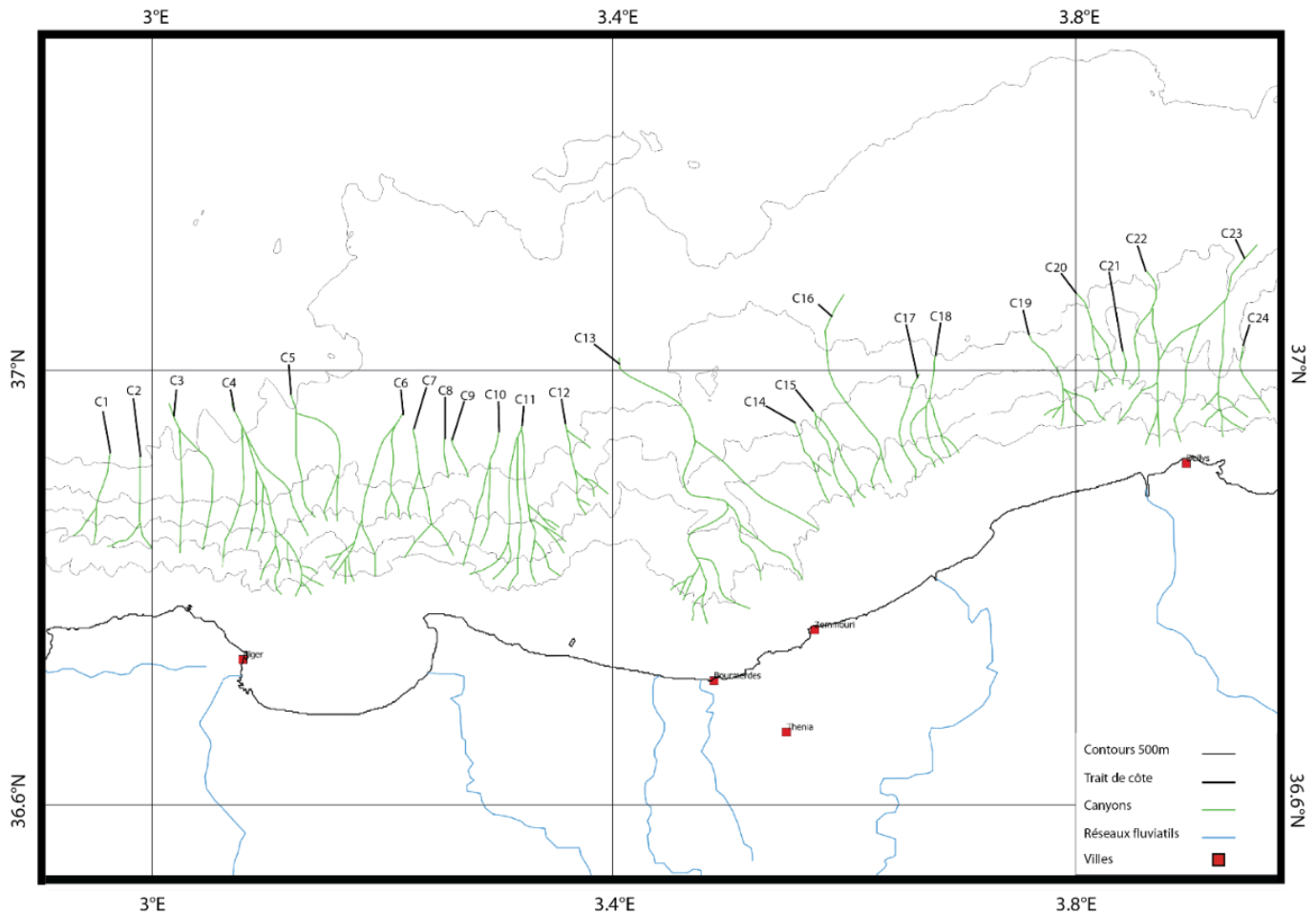


Figure 11 Carte des canyons avec leurs tributaires sur la zone de Boumerdès réalisée à partir des données acquises pendant 3 campagnes (MARADJA, PRISMA, MARADJA 2).

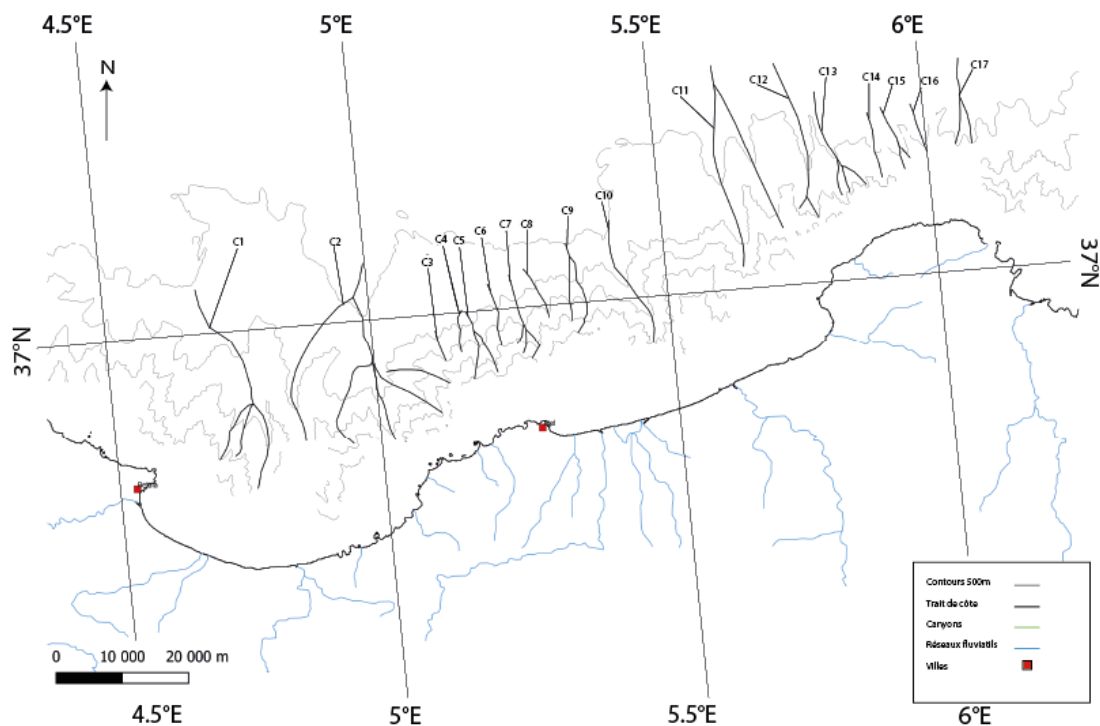


Figure 12 Carte des canyons avec leurs tributaires sur la zone de Jijel réalisée à partir des données acquises pendant 2 campagnes (PRISMA et MARADJA 2).

4.1.1 Corrélation des profils longitudinaux

Les profils longitudinaux ont été réalisés avec l'aide du logiciel SIG (Système d'Information Géographique, outil : QGIS profile) en gardant la même méthode pour l'ensemble des canyons pour pouvoir réaliser une comparaison. Le procédé consiste à identifier les canyons à l'aide de la carte de réflectivité à 25 m (montrant l'activité des différents canyons), des ombrages et la réalité virtuelle pour tracer une couche vecteur ligne dans le thalweg (zone de plus basse topographie dans le canyon) pour l'ensemble des canyons avec ses tributaires et ainsi identifier l'état d'équilibre (concave et convexe) et le régime (tectonique actif ou peu actif) de chacun.

Sur la zone de Boumerdès, les canyons 1 à 9 (partie ouest) et 21 possèdent un profil concave se rapprochant des profils dits à l'équilibre comparés aux canyons 10 à 24 qui décrivent un profil plutôt convexe ou irrégulier (présence de replats ; **Figure 13**). Cette distribution et la forme des profils indiquent que :

(1) le taux d'érosion dans les canyons est supérieur aux vitesses tectoniques dans la partie ouest du secteur, qui correspond à la zone où les deux principaux fleuves (oueds El-Harrach et Isser) se jettent dans la Méditerranée, alors que c'est l'inverse dans la partie orientale, qui ne draine que des bassins-versants aux tailles réduites ;

(2) l'effet de la tectonique dans la partie orientale du secteur est plutôt localisé à mi-pente ou en bas de pente, car les profils présentent des replats et ruptures de pente vers -1600 m de profondeur, prolongés plus au large au niveau du glacis par une nouvelle rupture de pente vers -2400 m (non visible sur les coupes présentées ici) ;

(3) l'impact tectonique varie latéralement avec une influence moins marquée à l'ouest. Les canyons impactés par la tectonique avec une influence presque aussi forte que l'érosion possèdent des pentes moyennes plus faibles ($\sim 30^\circ$) dans leur partie supérieure par comparaison aux canyons où l'érosion est largement dominante ($\sim 45^\circ$). Ceci suggère que les profils avec des pentes plus fortes résultent d'une érosion plus intense les rapprochant de l'état d'équilibre.

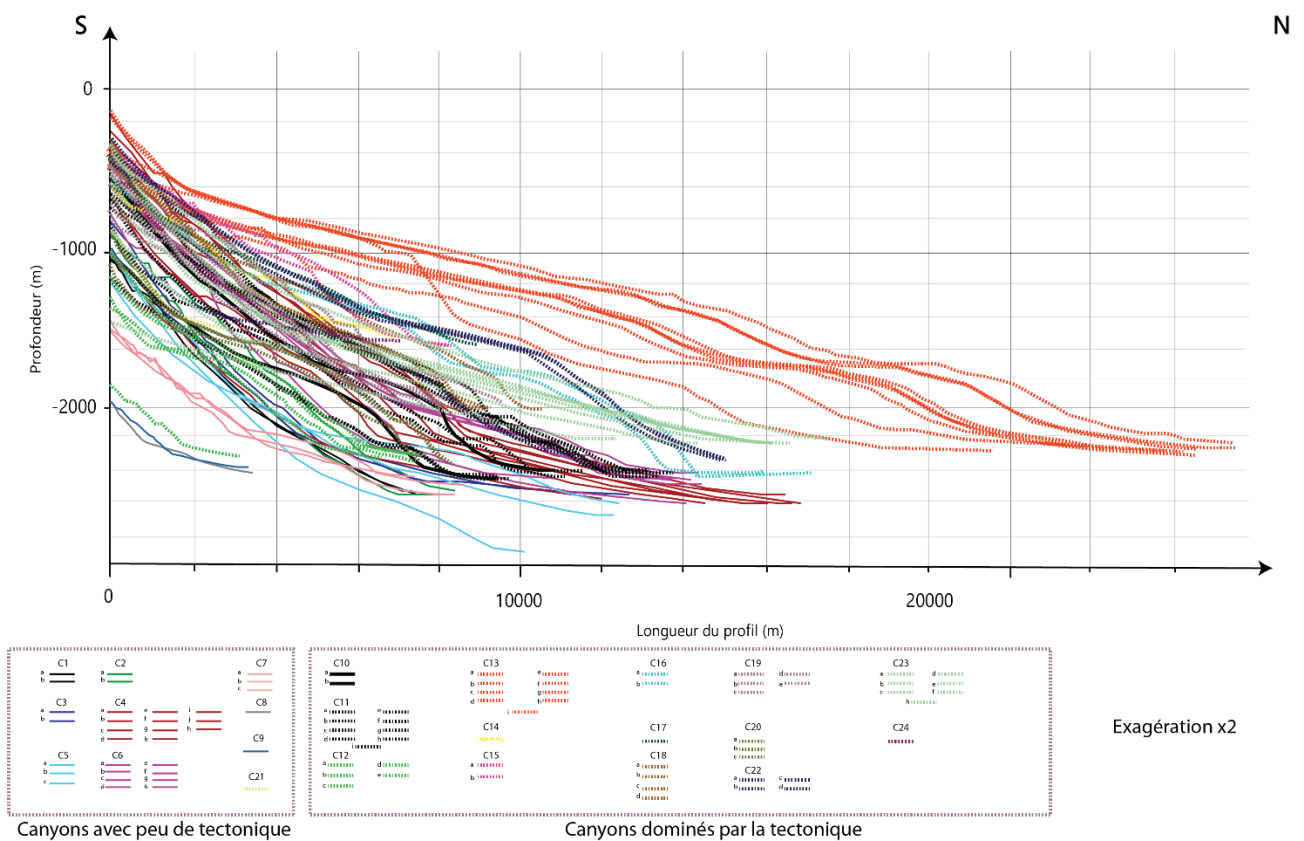


Figure 13 Profils longitudinaux des canyons avec leurs tributaires (mêmes couleurs) sur la zone de Boumerdès, réalisés à partir des données acquises pendant les 3 campagnes (MARADJA, PRISMA, MARADJA 2) sur l'outil SIG (QGIS profil).

Sur la zone de Jijel, les canyons 2 à 17 possèdent un profil concave (ou faiblement concave) se rapprochant des profils à l'équilibre observés sur la zone de Boumerdès, comparés aux canyons 1 et 2a qui décrivent des profils faiblement convexes (**Figure 14**), marqueurs d'une possible perturbation tectonique. Contrairement au secteur de Boumerdès, on observe ici que les anomalies morphologiques des profils longitudinaux sur la pente sont donc soit absentes, soit de faible amplitude et relativement locales, suggérant que les failles actives responsables, si elles existent, sont situées soit en amont, soit en aval de la pente continentale, avec une action des failles plus profondes.

Dans les deux parties suivantes, je propose une analyse plus systématique de ces ruptures de pente ou *knickpoints* et des replats associés.

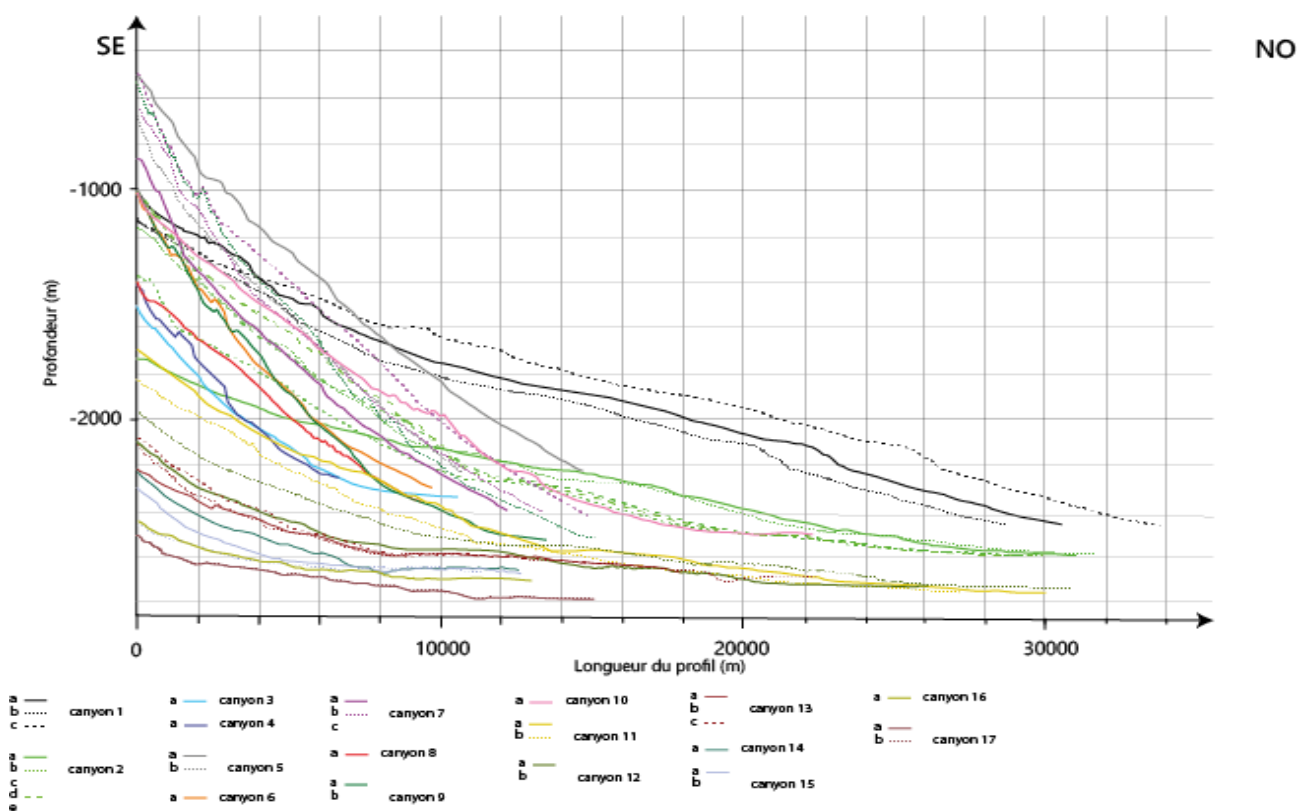


Figure 14 Profils longitudinaux des canyons avec leurs tributaires (mêmes couleurs) sur la zone de Jijel, réalisés à partir des données acquises pendant 2 campagnes (PRISMA, MARADJA 2) sur l'outil SIG (QGIS profil).

4.1.2 Répartition des knickpoints

Une fois l'état d'équilibre établi à partir des profils longitudinaux, il est possible de relever les ruptures de pentes à partir de ceux-ci. Le long des profils, les glissements de terrain entraînent des cicatrices d'arrachement se traduisant par des ruptures de pente convexes. Inversement, les ruptures concaves révèlent un soulèvement tectonique engendré par le mouvement d'une faille à rejet vertical.

Pour l'étude, la cartographie des ruptures des pentes concaves est réalisée à la fois dans les canyons (zones d'érosion intense) et les interfluves (zones relativement préservées de l'érosion). La proportion de ces ruptures est supérieure dans la partie centrale et orientale de la zone.

4.2 Identification des cicatrices d'arrachement

A l'aide des différentes données des 3 campagnes, j'ai réalisé une cartographie des niches d'arrachement pour étudier leur répartition globale et déterminer si elles sont engendrées par une faille sur le secteur de Boumerdès. Cette étude offre une répartition plutôt hétérogène de ces structures ne pouvant que difficilement être reliées à des événements de glissements provoqués par une faille (**Figure 15**). Néanmoins, on observe que beaucoup de cicatrices se trouvent entre les isobathes 1000 m et 2000 m, ce qui peut être une indication à corrélérer avec les autres observations (ruptures de pente, failles sur les profils). Au nombre de 56 sur la zone de Boumerdès, elle varie, elle coïncide pour la plupart à celles identifiées d'après (Dan et al., 2009)..

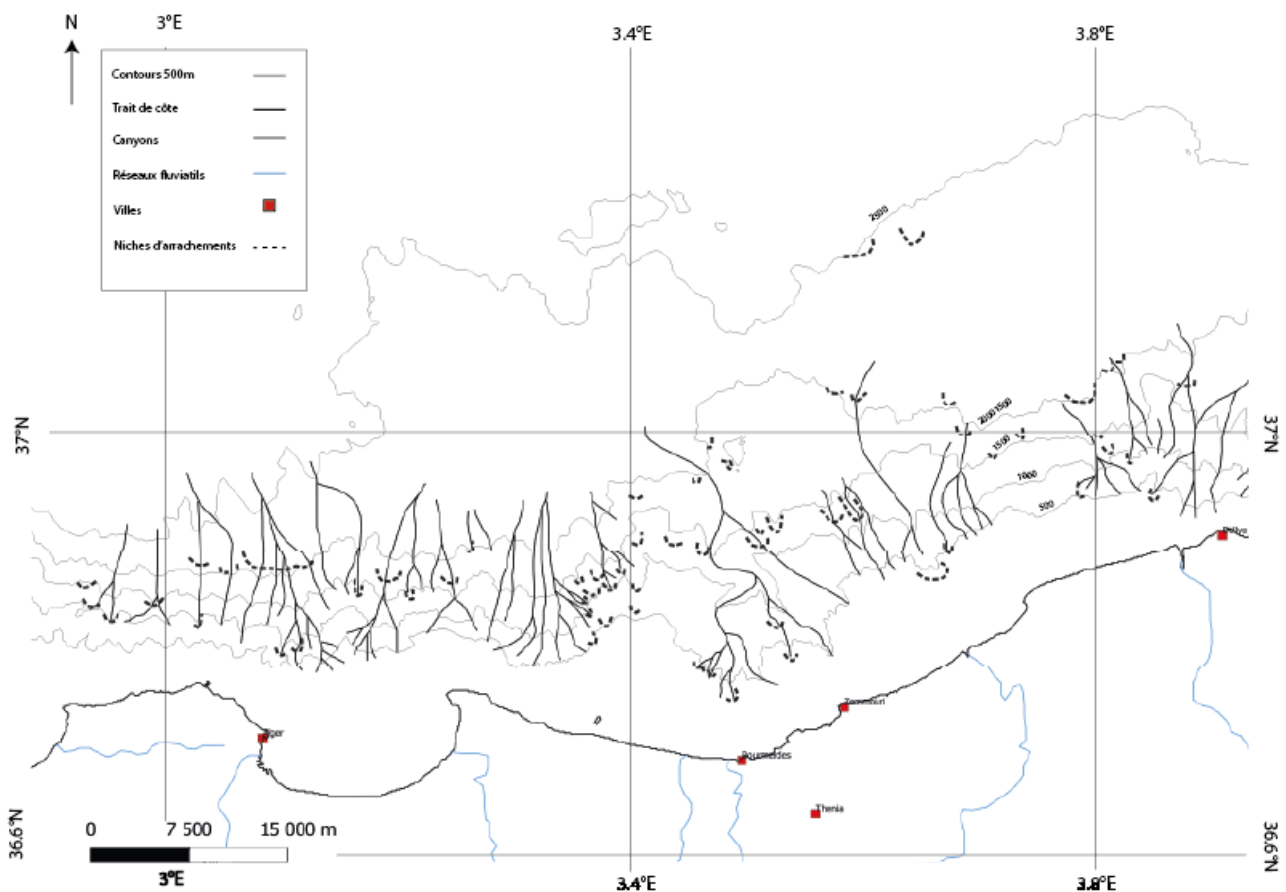


Figure 15 Carte des canyons avec leurs tributaires et les cicatrices d'arrachement sur la zone de Boumerdès réalisée à partir des données acquises pendant 3 campagnes (MARADJA, PRISMA, MARADJA 2) avec des isobathes de 500 m.

La cartographie des cicatrices d'arrachement n'a pas été réalisée sur le secteur de Jijel, car je n'ai pas identifié dans cette zone de cicatrice d'arrachement avec la résolution des données bathymétriques dont on dispose. Par comparaison avec le secteur de Boumerdès, ceci signifie probablement que

l'absence de l'émergence de "scarps" cumulés limite de fait l'apparition de cicatrices d'arrachement d'une taille comparable à celles trouvées dans le secteur de Boumerdès.

4.3 Analyse des surfaces perchées et bassins perchés

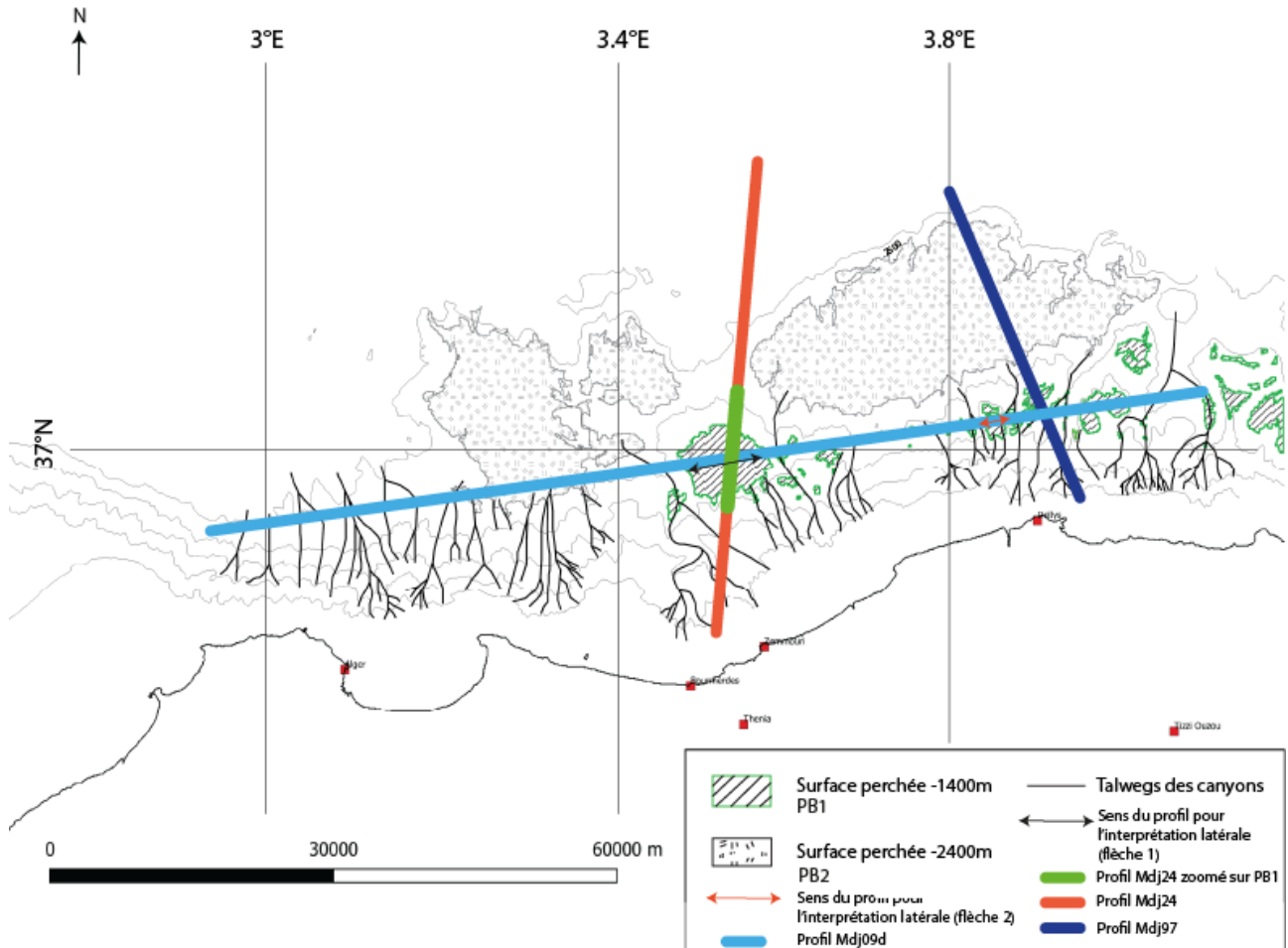


Figure 16 Carte structurale des canyons avec ses tributaires et les surfaces perchées sur la zone de Boumerdès réalisée à partir des données acquises pendant les 3 campagnes (MARADJA, PRISMA, MARADJA 2) PB1 : surface en hachuré avec un contour vert à -1400 m ; PB2 : surface en pointillé avec un contour vert à -2400 m. L'espacement entre les courbes de niveaux est de 500 m.

a) Secteur de Boumerdès : L'analyse détaillée des données bathymétriques combinées aux données des pentes (avec les ombrages pour faire ressortir les structures) permet de mettre en évidence 2 familles de surfaces perchées (**Figure 16**) :

- une première (PB1), située à une profondeur moyenne de -1625 m sur la pente, très disséquée par l'érosion des canyons, notamment à l'est;
- une seconde (PB2), à environ -2350 m de profondeur, au-delà du pied de pente

Par ailleurs, quatre profils sismiques (MDJ1-24, MDJ1-97, MDJ1-09d) ont permis d'estimer les variations de profondeur latérales et longitudinales de ces surfaces.

La **surface perchée PB1 (Figure 16)** se situe à une profondeur de -1605 ± 15 m dans la direction nord-sud sur la partie ouest, avec une variation latérale (est-ouest) de -1478 ± 23 m à l'ouest, -1620 ± 15 m au centre et -1740 ± 15 m à l'est (*flèche 1*). Sur les surfaces PB1 à l'est, on retrouve une profondeur de -1568 ± 15 m avec une variation latérale de 1650 ± 15 m à l'ouest et au centre et 1575 ± 15 m à l'est (*flèche 2*). La **surface perchée PB2** est localisée à une profondeur de -2338 ± 44 m dans la direction nord-sud avec une variation latérale (est-ouest) de -2303 ± 22 m à l'ouest, -2363 ± 7 m au Centre et -2423 ± 60 m à l'Est.

La **surface PB1** s'approfondit donc de 262 ± 19 m vers l'est. La surface **PB2** s'approfondit également vers l'est, cette fois de 120 ± 41 m, soit 46% environ par rapport à la valeur de PB1. La variation de profondeur entre les surfaces PB1 et PB2 le long de la marge vaut quant à elle 733 ± 19 m (**Figure 16**).

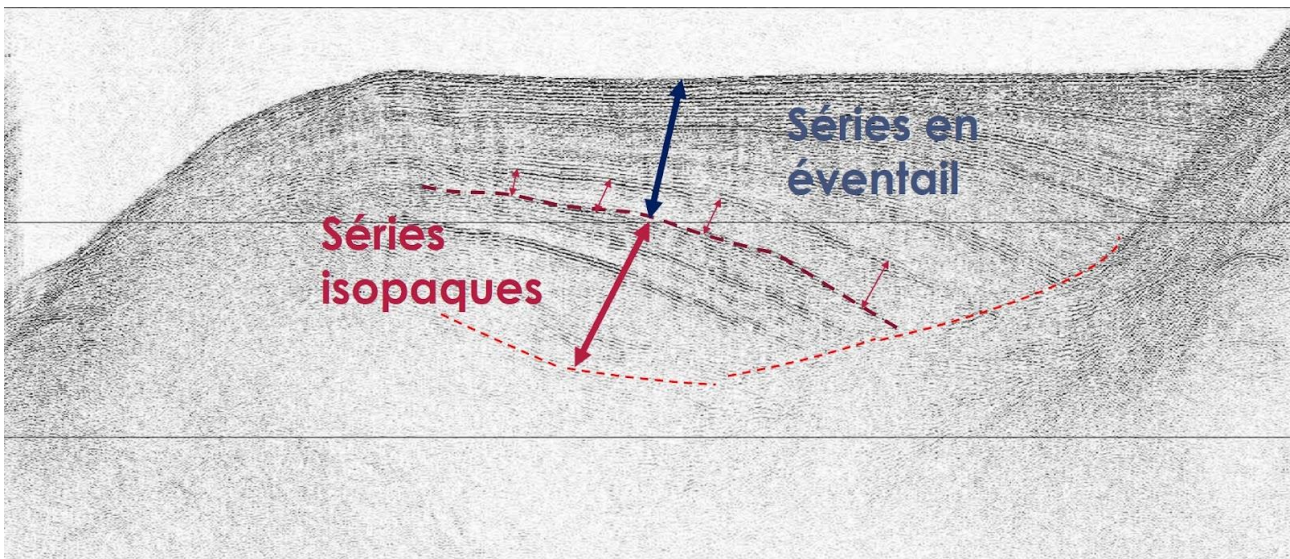


Figure 17 Haut : profil 12-traces n°24 (MARADJA 2003) zoomé sur la surface perchée PB1 (en vert sur figure 17 et localisé en **Annexe 3**), exagération verticale de 6 sur le fond. Bas : zoom sur la partie centrale du profil: En tireté rouge sombre: délimitation du début de déformation (limite entre séries pré-basculément en-dessous et syn-basculément au-dessus, en éventail). En tireté fin rouge : base supposée du Pliocène (cette détermination est incertaine car le réflecteur est situé à la limite de pénétration du signal). Les doubles flèches fines indiquent les changements d'épaisseur de la couche en éventail la plus ancienne (syn-déformation). Les séries en éventail se poursuivant jusqu'à la surface, on peut considérer en première approximation que la rampe crustale à l'origine de ce basculement est encore active aujourd'hui.

Il est possible avec la variation de hauteur latérale sur une même génération de surface perchée de calculer la variation de pendage de faille inverse à l'origine de PB1 et ensuite de PB2, estimé à $40 \pm 5^\circ$ sur la partie ouest de la zone (Delouis et al., 2004). Avec une différence de 262 m, on trouve un pendage théorique à l'est de $29 \pm 5^\circ$. Pour la surface PB2, on réalise la même opération pour une variation de hauteur d'ouest en est de 120 m. On trouve un pendage théorique à l'ouest de $40 \pm 5^\circ$ et à l'est de $28 \pm 5^\circ$.

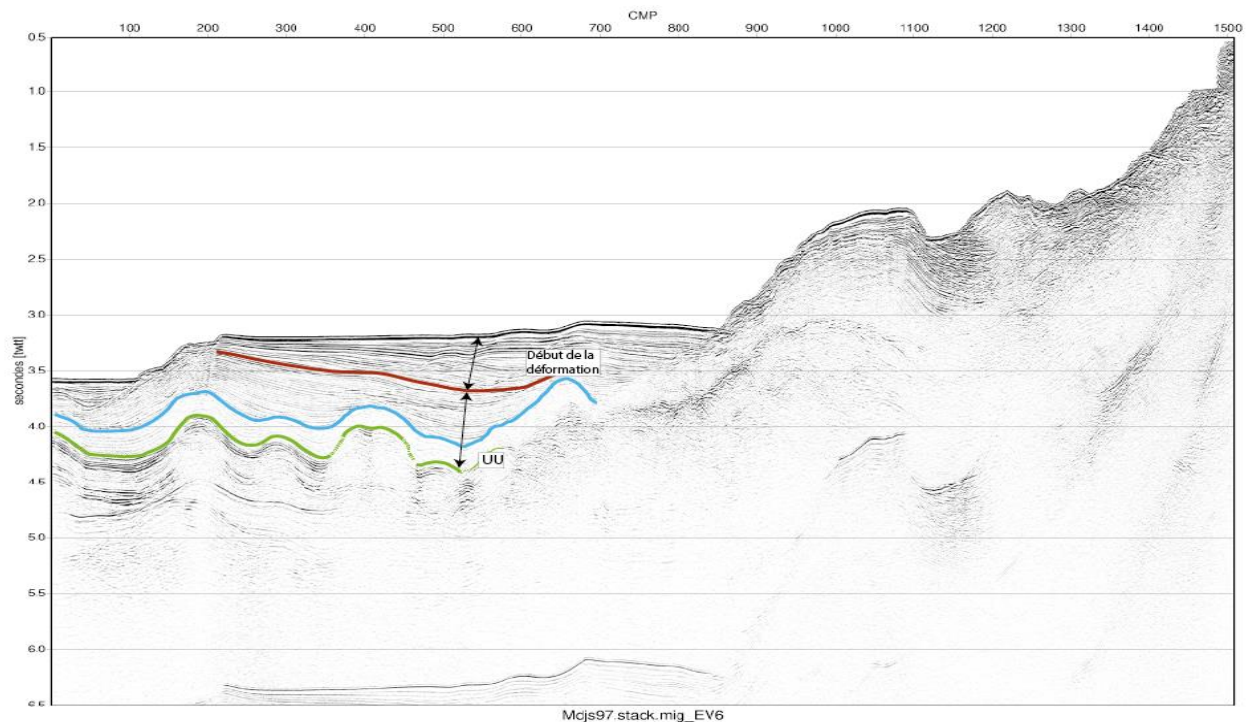


Figure 18 Profil 6-traces n°97 de MARADJA 2003, exagération verticale de 3 environ. En rouge : délimitation du début de déformation. En bleu : base du Quaternaire. En vert : évaporites supérieures ; le profil est localisé sur la figure 15.

Grâce aux profils sismiques, je peux également utiliser l'inclinaison de séries sédimentaires plio-quadernaires identifiées à l'aplomb des surfaces perchées. Ils révèlent clairement des bassins asymétriques, basculés à contre-pente (Domzig, 2007; Strzeczynski et al., 2010; **Figure 17 et 18**). Dans la suite de l'analyse de Domzig (2007), ils permettent d'évaluer une vitesse de surrection. Pour la calculer, il faut déterminer l'âge à laquelle débute la déformation. L'identification des biseaux (onlaps et toplaps) des réflecteurs sismiques va permettre de déterminer cet âge en formulant l'hypothèse d'une sédimentation constante au cours du temps. L'âge sera alors estimé par interpolation linéaire en utilisant la limite entre les couches messiniennes et les couches sédimentaires du Plio-Quaternaire, datée à 5.3 Ma (Kherroubi et al., 2008). Pour déterminer l'âge à laquelle débute la déformation sur PB1 et PB2, j'ai donc repéré la formation de biseaux dans les réflecteurs intermédiaires du Plio-Quaternaire. En supposant un taux de sédimentation constant, on trouve alors un âge de début de déformation à environ 2,6 Ma pour PB1 (**Figure 17**) et à environ 1.8 Ma pour PB2 (**Figure 18**). Ces deux bassins indiquent donc un début de mise en place de la déformation sensiblement différent : le bassin PB2 est clairement plus jeune que le bassin PB1 d'environ 800 ka. Compte tenu de l'approximation d'un taux de sédimentation constant et aussi des variations latérales

d'épaisseur relative des séries anté- et syn-déformation suivant le lieu de mesure (**Figure 17 et 18**), il est difficile d'évaluer la précision sur cette évaluation d'âge. En prenant plusieurs points de mesure sur les 2 bassins, j'estime à environ 200 ka l'incertitude sur ces âges (± 100 ka). La vitesse de surrection est trouvée à partir de la formule suivante :

$$\text{vitesse de surrection } \left(\frac{\text{mm}}{\text{an}}\right) = \text{hauteur du scarp (mm)}/\text{âge (année)}$$

(En supposant que la hauteur de *scarp* (en référence à la surface bathymétrique inférieure) est représentative du **rejet vertical** sur la faille active responsable du soulèvement.)

La hauteur du *scarp* de PB1 et PB2 est donc déterminée ici par la différence entre la profondeur de la surface perchée et la base du pied du *scarp*. La méthode sera identique sur les deux surfaces. Pour PB1, on obtient une hauteur de *scarp* de 797 ± 37 m établi entre la moyenne du plateau PB1 et la base du replat suivant et pour PB2 une hauteur de 347 ± 44 m. J'arrive ainsi à une vitesse de surrection estimée :

- pour PB1: $(797 \pm 37)/(2600 \pm 100) = 0.30 \pm 0.03$ mm/an
- pour PB2: $(347 \pm 44)/(1800 \pm 100) = 0.19 \pm 0.04$ mm/an

Après avoir quantifié la vitesse de soulèvement, on peut calculer la vitesse de raccourcissement horizontal sur les rampes générant ces surfaces perchées. Cela est établi selon l'équation :

$$vh = \left(\frac{\Delta L}{A_0 \times \text{tg } \alpha}\right)$$

PB1

Ao= 2.6 Ma

$\Delta L = 797$ m

$\text{tg } \alpha = 20\text{--}50^\circ$

PB2

Ao= 1.8 Ma

$\Delta L = 347$ m

$\text{tg } \alpha = 20\text{--}50^\circ$

Les calculs se feront selon deux pendages tirés de la littérature de 20 et 50 degrés, qui sont les pendages extrêmes estimés pour la faille de Boumerdès (plutôt 50° à l'ouest et 20° à l'est, selon [Delouis et al., 2004](#); [Ayadi et al., 2008](#); [Kherroubi et al., 2017](#)). Le raccourcissement horizontal augmente quand le pendage de la faille décroît.

Pendage de faille	V racc. pour faille PB1	V racc. pour faille PB2
20°	0.82 ± 0.10 mm/an	0.52 ± 0.11 mm/an
50°	0.26 ± 0.04 mm/an	0.16 ± 0.04 mm/an

Tableau : résumant les vitesses de raccourcissement horizontales estimées sur les bassins perchés de la Figure 17.

Chaque faille est donc susceptible d'accommoder un raccourcissement horizontal (aux échelles de temps du Quaternaire) compris entre 0.2 et 0.9 mm/an pour PB1 et entre 0.1 et 0.6 mm/an pour PB2.

b) Secteur de Jijel

La même analyse que sur le secteur de Boumerdès est réalisée à partir des données bathymétriques combinées aux données des pentes (avec les ombrages pour faire ressortir les structures), permettant de mettre en évidence 2 familles de surfaces perchées localisées essentiellement à l'ouest. La première est située à une profondeur de -2000 m environ sur la pente de la marge et la seconde à 20 m au-delà du pied de pente estimé à partir de QGIS. La même méthode que pour Boumerdès permet aussi d'estimer la profondeur à partir des profils sismiques. J'ai pour cela utilisé 2 profils sismiques (MDJ2cdp-70, MDJ2cdp-83) permettant d'estimer les variations de profondeur selon une direction nord-sud de ces surfaces.

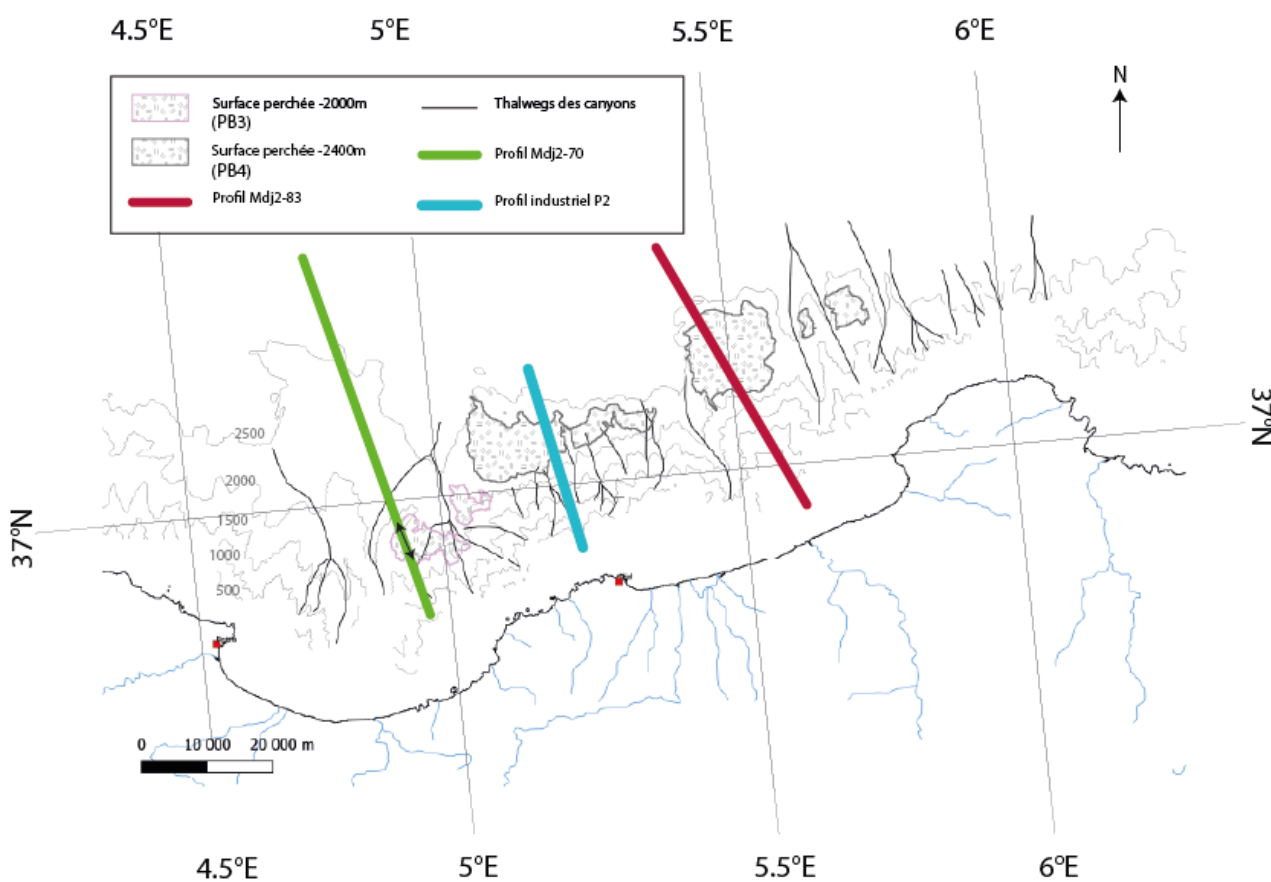


Figure 19 Carte structurale des canyons avec ses tributaires et les surfaces perchées sur la zone de Jijel réalisée à partir des données acquises pendant les 2 campagnes (PRISMA, MARADJA 2). PB3 : surface en pointillé avec un contour rose à -2000 m ; PB4 : surface en pointillé avec un contour gris à -2400 m. L'espacement entre les courbes de niveaux est de 500 m.

La surface perchée PB3 se situe à une profondeur de -1950 ± 15 m dans la direction nord-sud. La surface perchée PB4 est localisée à une profondeur de -2325 ± 75 m dans la direction nord-sud. La variation de profondeur entre PB3 et PB4 dans la direction parallèle à la marge (OSO-ESE) vaut 375 ± 45 m (Figure 19). Il faut maintenant déterminer l'âge à laquelle débute la déformation formant les

surfaces PB3 et PB4. La même hypothèse que précédemment est utilisée pour ces profils (sédimentation constante au cours du temps).

Pour cela, il faut tenter de repérer la formation de biseaux dans les couches intermédiaires Plio-Quaternaires (**Figure 20 et 21**). Cependant, en raison d'une érosion très intense (canyons nombreux et puissants comme dans le golfe de Bejaia, voir **Figure 19**) mais surtout du fait que les failles actives en profondeur dans cette zone sont aveugles et émergent très en aval, c'est-à-dire au pied de la pente (**Figure 9**) et non plus au large (voir §2.2; [Leffondré et al., 2021](#)), la sédimentation sur la pente et dans le bassin profond n'enregistre pas un basculement local bien identifié, contrairement à la zone de Boumerdès, mais les interactions entre tectonique crustale, tectonique salifère et dynamique des courants de turbidité ("sediment waves" formant des ondulations, comme par exemple sur les **Figures 20 et 21** ; [Domzig, 2007](#) ; [Giresse et al., 2009](#)). La superposition de ces effets ne permet pas de décrypter le signal tectonique dans la sédimentation. Ici, seule la hauteur des surfaces perchées pourra donc être utilisée.

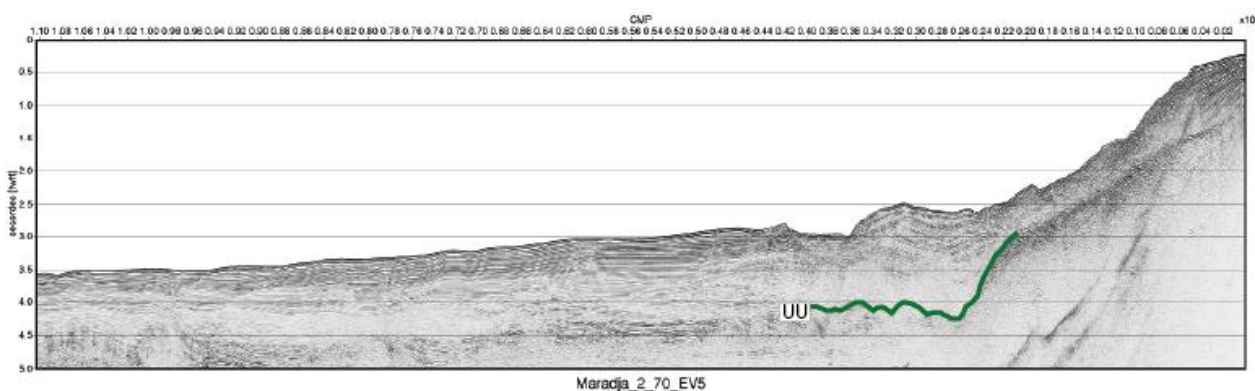


Figure 21 Profil 24-traces n°83 de MARADJA 2 2005, exagération verticale de 6. En noir : failles normales. En vert : toit des évaporites supérieures (UU). Le profil est localisé sur la figure 19.

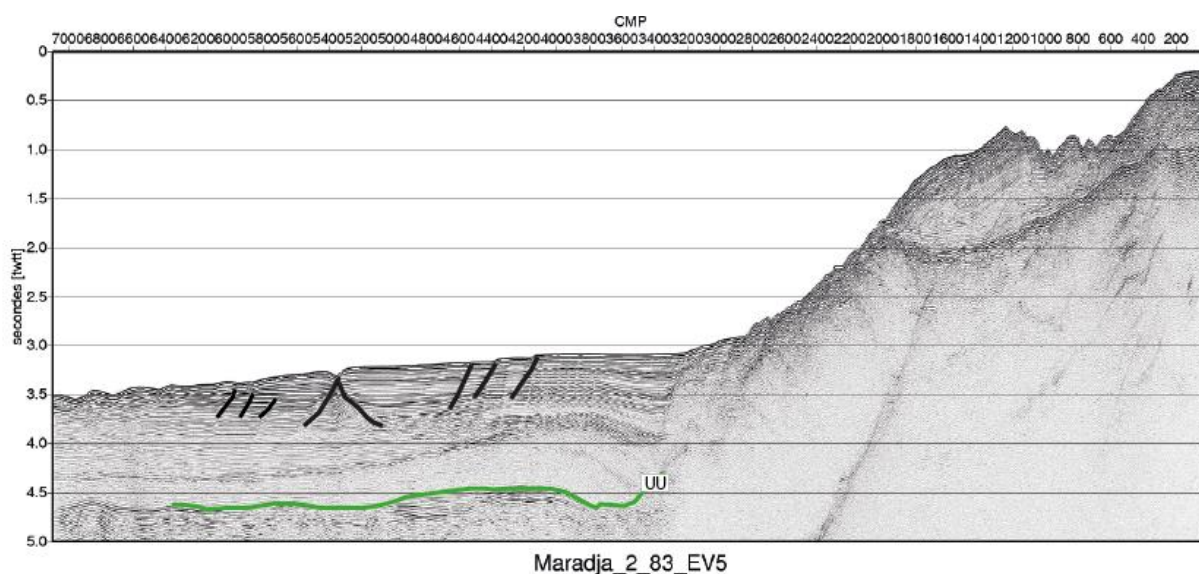


Figure 20 Profil 24-traces n°70 de MARADJA 2 2005, exagération verticale de 5. En vert : toit des évaporites supérieures (UU) et jonction avec la surface d'érosion messinienne (MES). Le profil est localisé sur la figure 19.

Pour la surface PB3, je trouve une hauteur de *scarp* de 375 ± 45 m et pour PB4 une hauteur de 20 ± 5 m situé plus au large.

Sur cette zone, je conclus donc que seules les parties ouest et centrale subissent un effet tectonique suffisamment rapide pour former des petits bassins soulevés, rendant impossible le calcul d'une vitesse de surrection et de raccourcissement de la même manière que sur Boumerdès puisqu'on ne peut pas déterminer l'âge du début de la déformation.

4.4 Contribution de la Réalité Virtuelle à la quantification de la déformation

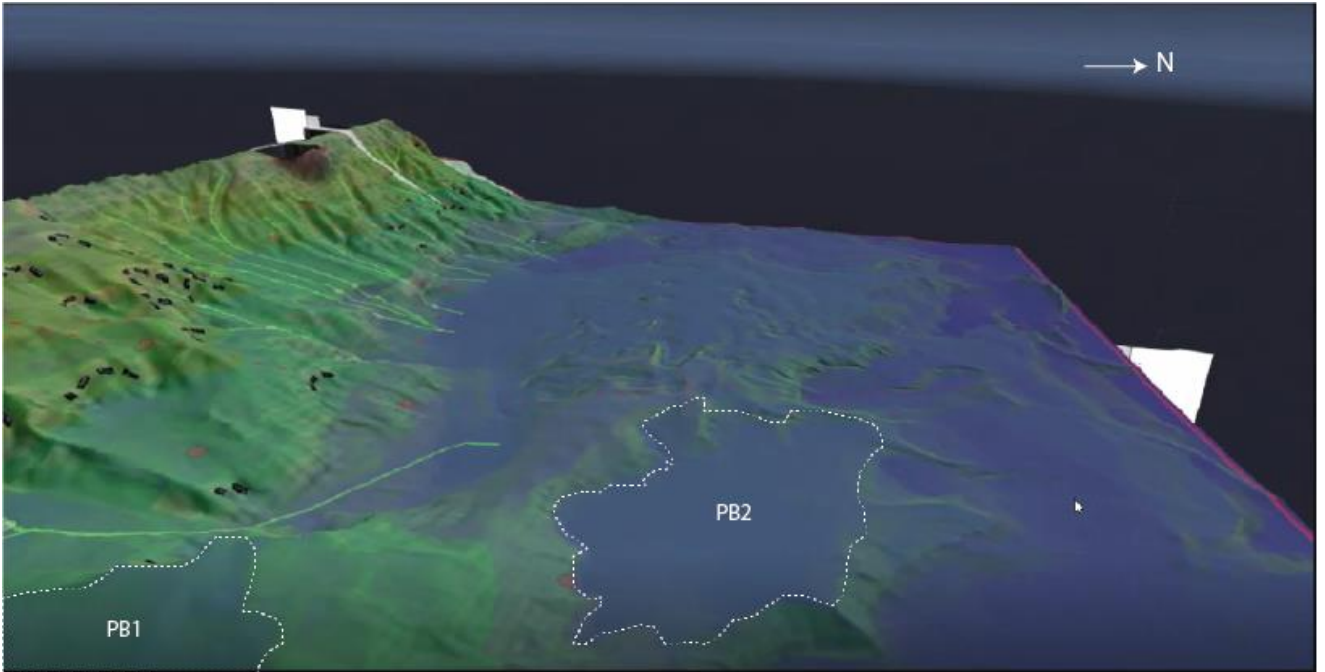
L'utilisation de la Réalité Virtuelle offre de nouvelles possibilités pour comprendre la morphologie de la zone, identifier et corrélérer des marqueurs de déformation, et plus généralement mieux appréhender les données géophysiques acquises en mer.

4.4.1 Analyse bathymétrique

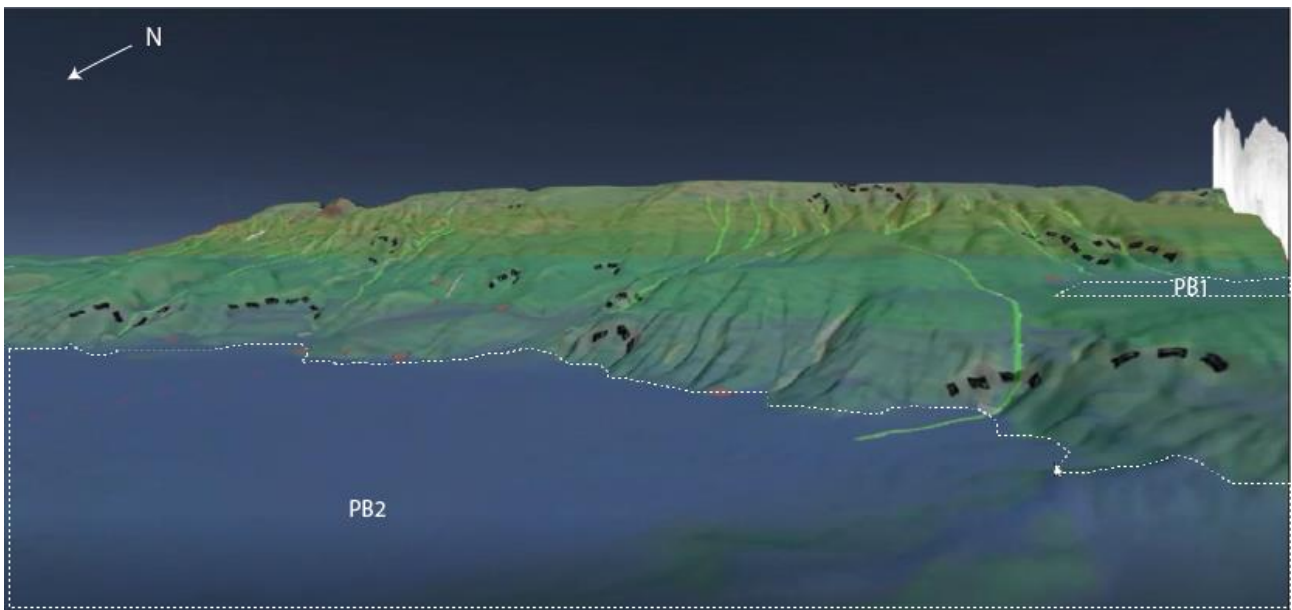
Une fois que l'utilisateur s'est repéré et a pris en main l'environnement virtuel, une phase d'identification des structures sur la zone est nécessaire. Avec l'intégration de la bathymétrie, les données de profondeur permettent la mise en relief de la zone et de visualiser l'ensemble des marqueurs identifiés en 2D. Le report des données de rupture de pente et de niches d'arrachement permet de confirmer leurs positions par rapport à la topographie pour établir la position potentielle de la faille (**Figure 22a**).

D'autres marqueurs non identifiables en 2D et très mal résolus avec l'outil 3D du logiciel SIG apparaissent clairement dans l'univers virtuel, comme les surfaces perchées et les escarpements cumulés (**Figure 22b et 22c**). Dans le monde virtuel, l'exploitation de ces résultats devient plus simple puisque l'utilisateur peut faire varier sa taille entre (800 et 200 m) et ainsi extraire les données à différentes résolutions.

a)



b)



c)

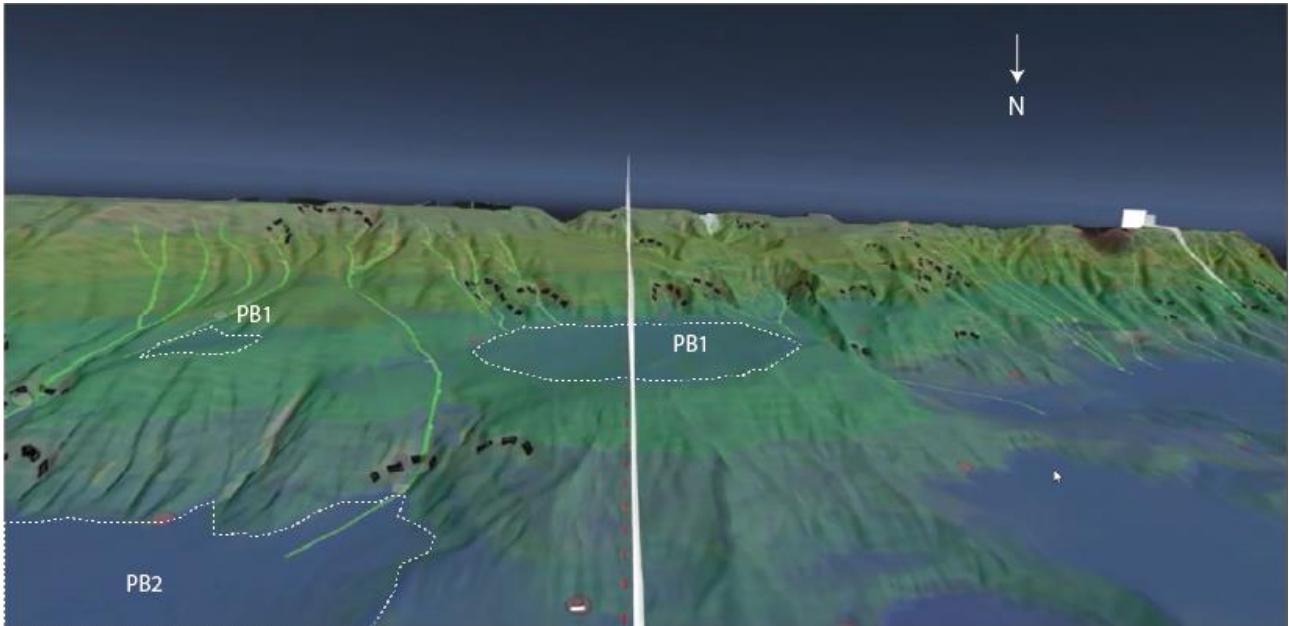


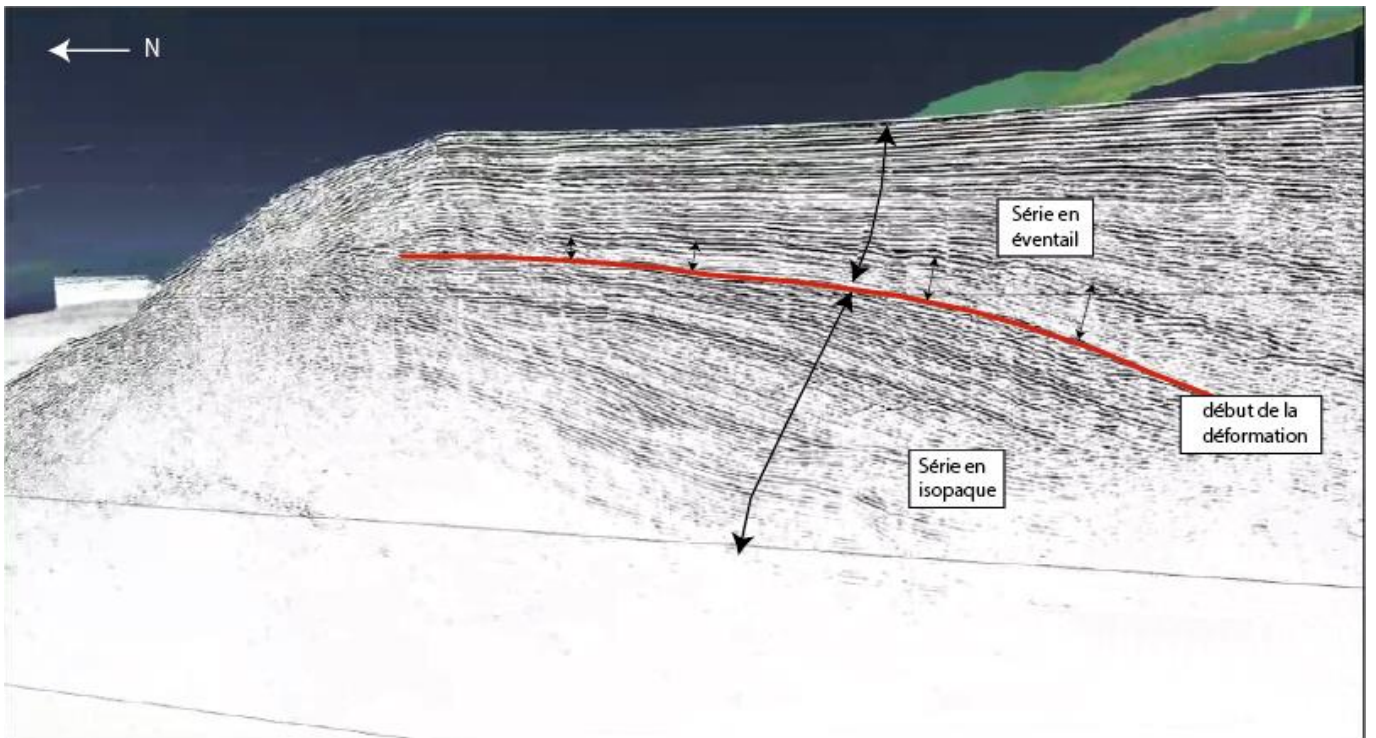
Figure 22 . a) Visualisation globale dans l'environnement virtuel avec l'intégration des données bathymétriques, de pentes, d'ombrages, les canyons en lignes vertes, les niches d'arrachement en noir, les anomalies topographiques concaves en points rouges et les surfaces perchées PB1 et PB2 en pointillés blancs (secteur de Boumerdès) b) Visualisation proche du plancher océanique dans l'environnement virtuel avec l'intégration des données bathymétriques, de pentes, d'ombrages, les canyons en lignes vertes, les niches d'arrachement en noir, les anomalies topographiques concaves en points rouges et les surfaces perchées PB1 et PB2 en pointillés blancs (secteur de Boumerdès) c) Visualisation des surfaces perchées dans l'environnement avec l'intégration des données bathymétriques, de pentes, d'ombrages, les canyons en lignes vertes, les niches d'arrachements en noir et les anomalies topographiques concaves en points rouges et les surfaces perchées PB1 et PB2 en pointillés blancs (secteur de Boumerdès).

4.4.2 Etude des profils sismiques dans l'environnement virtuel

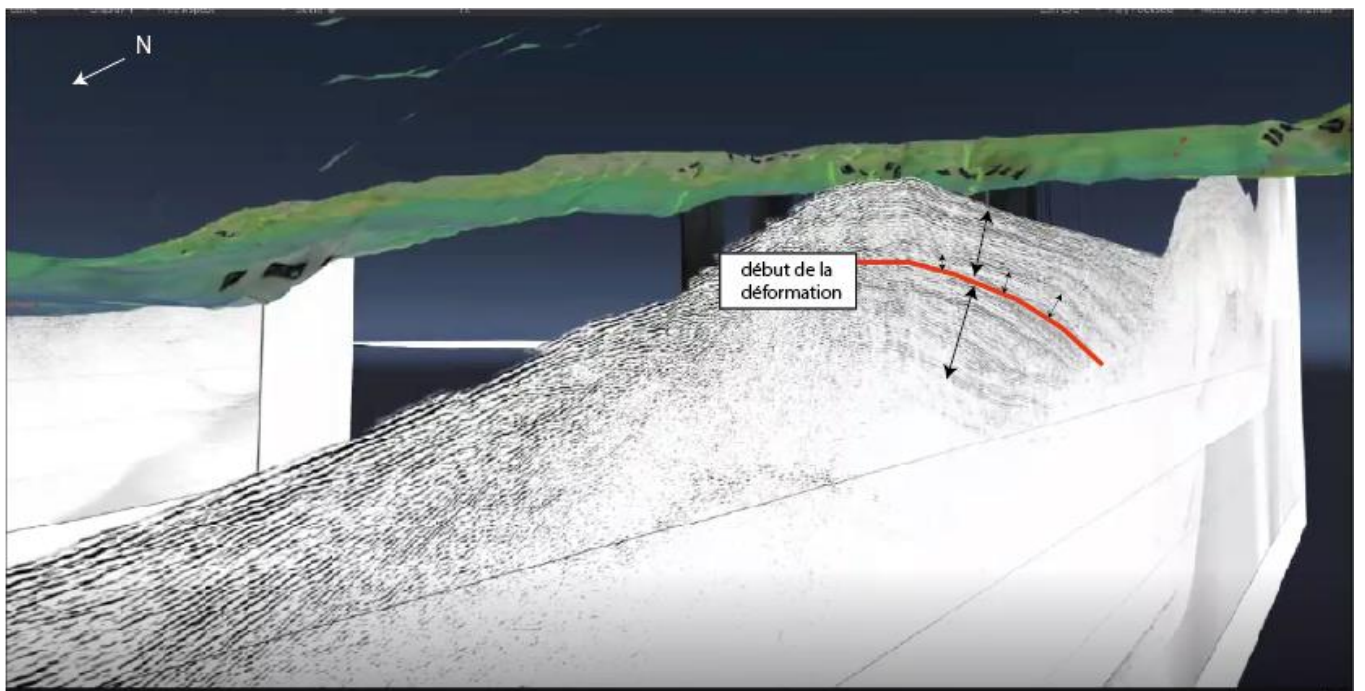
L'intégration de quatre profils sismiques permet de corréler les informations tectoniques en surface et en profondeur dans l'univers virtuel et de caler les différents horizons, de quantifier la déformation latéralement qui montre une succession de basculement des couches sédimentaires sous les surfaces perchées (repérées dans la bathymétrie). Elle permet d'utiliser l'environnement 360° en associant facilement les indicateurs de déformation en surface et en sub-surface. Les profils sismiques montrent notamment des biseaux sédimentaires sous les surfaces perchées qui se corréleront aisément avec ces surfaces (**Figure 23**).

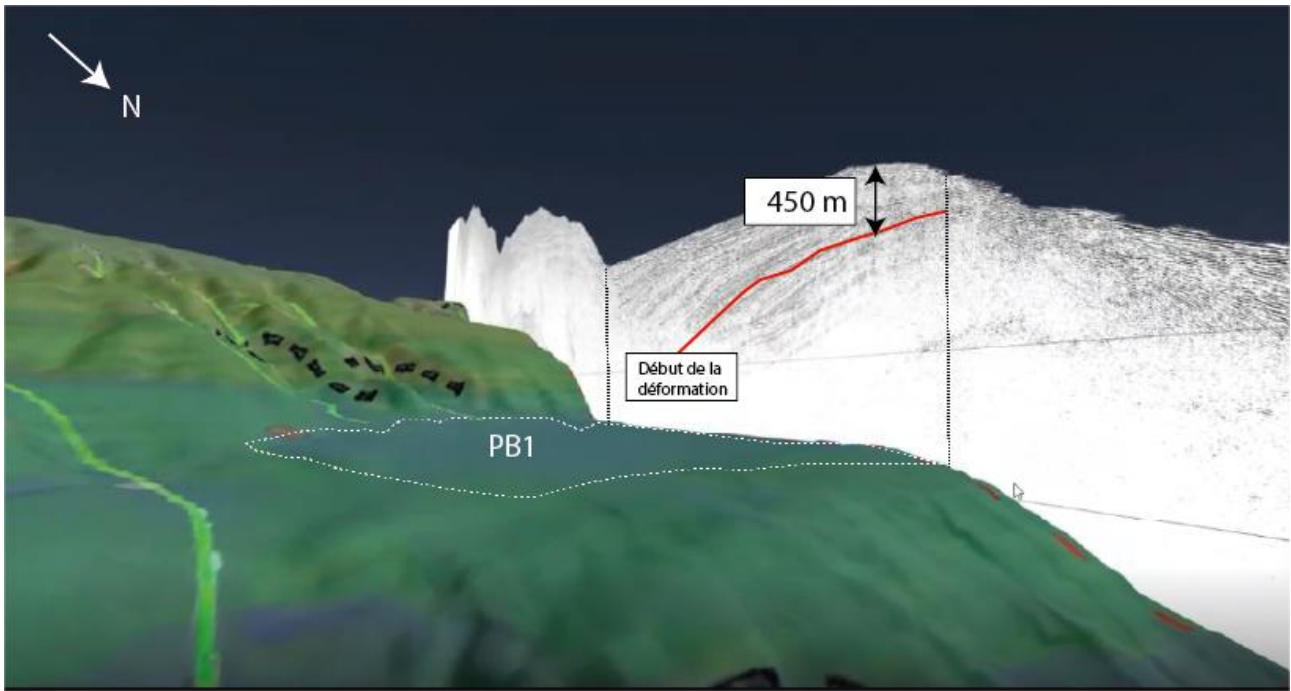
Figure 23 a) Visualisation globale dans l'environnement virtuel (secteur de Boumerdès) avec l'intégration des profils sismiques MDJ-24, MDJ97 sous les données bathymétriques, avec l'ajout de pentes, d'ombrages, les canyons en lignes vertes, les niches d'arrachement en noir, les anomalies topographiques concaves en points rouges et le début de la déformation avec la limite rouge et la limite UU (Upper Unit) en vert. Le profil est localisé en dessous de la bathymétrie b) Visualisation des profils sismiques MDJ-24, MDJ97 sous les données bathymétriques, avec l'ajout de pentes, d'ombrages, les canyons en lignes vertes, les niches d'arrachement en noir, les anomalies topographiques concaves en points rouges et le début de la déformation avec la limite rouge. Le profil est localisé en dessous de la bathymétrie c) Visualisation des profils sismiques MDJ-24, MDJ97 sur les données bathymétriques, de pentes, d'ombrages, les canyons en lignes vertes, les niches d'arrachement en noir, les anomalies topographiques concaves en points rouges, la surface perchée PB1 en pointillés blancs et le début de la déformation avec la limite rouge. Le profil est artificiellement remonté sur de la bathymétrie pour faciliter la correspondance entre la surface PB1 et le basculement des séries sédimentaires sur le dos de la rampe.

a)



b)





c)

5 Discussion: Compréhension de la Déformation, de la chronologie et des liens entre surface et profondeur

5.1 Lien entre sub-surface et profondeur

Sur les marges passives réactivées (par exemple, marges Algérienne, Ligure, Ibérique), les structures profondes influencent nécessairement celles de surface. La tectonique s'exprime par soulèvement, plis-failles en propagation, failles courbes ou systèmes de rampe-plat identifiables en surface par des bassins perchés (Strzerzynski et al., 2010, 2020 ; Domzig, 2007; Béthoux et al., 2008 ; Giaconia et al., 2015), des escarpements cumulés et des anomalies morphologiques. Les zones de Boumerdès et de Jijel, affectées toutes deux par des événements sismiques majeurs (2003 et 1856), m'ont permis d'identifier ces marqueurs, néanmoins bien différents :

- **la faille de Boumerdès** a rompu à une profondeur de 5-15 km sous la marge supérieure. Notre analyse permet de proposer qu'elle soit formée par une succession de rampes et de plats dans les 5 derniers kilomètres, à l'origine des surfaces perchées (Déverchère et al., 2005). Au pied du talus et en bordure de ces surfaces, on retrouve deux alignements de ruptures de pente (**Figure 25**) coïncidant avec les patches de glissement co-sismiques (Bellabes et al., 2009) et le changement de pendage de la rupture décrit par les répliques (Kherroubi et al., 2017). Ces alignements font la même longueur que la rupture de 2003 (environ 60 km). La déformation s'exprime perpendiculairement à la marge par la propagation vers le large d'un système de failles connectées entre elles par des niveaux de décollement (Kherroubi et al., 2017 ; Leffondré et al., 2021). (**Annexe 4**).

- **La faille de Jijel** se situe à une profondeur plus importante. Sur la partie ouest et la partie centrale, on retrouve des surfaces perchées (expression de la faille inverse proche de la surface par un système de rampes et plats) d'amplitude beaucoup plus faible. Elles sont très affectées par les canyons (érosion par le passage des courants de turbidités) et par une sédimentation importante (0.35 à 0.60 mm/an; [Giresse et al., 2009](#)). Sur la partie est, un système de failles normales à pendage sud et nord affecte les faciès Plio-Quaternaires (en contexte de compression). Ce phénomène est induit par un niveau de décollement (sel mise en place pendant la crise Messinienne) activé par la poussée d'une faille inverse en profondeur lors de la compression. Elle entraîne l'effondrement de la pile sédimentaire le long des failles normales ([Yelles-Chaouche et al., 2009](#)) (**Figure 24**). Le glaciis est façonné par les *sediment waves* (structure de dépôt sédimentaire engendré par les courants de turbidité) visibles sous forme d'ondulations périodiques sur la morphologie en surface et sur les profils sismiques haute résolution. L'expression des failles en profondeur diverge totalement comparé à Boumerdès. On retrouve cette fois-ci des failles inverses parallèles les une aux autres non reliées avec une propagation vers le large (splay fault) (**Annexe 5**).

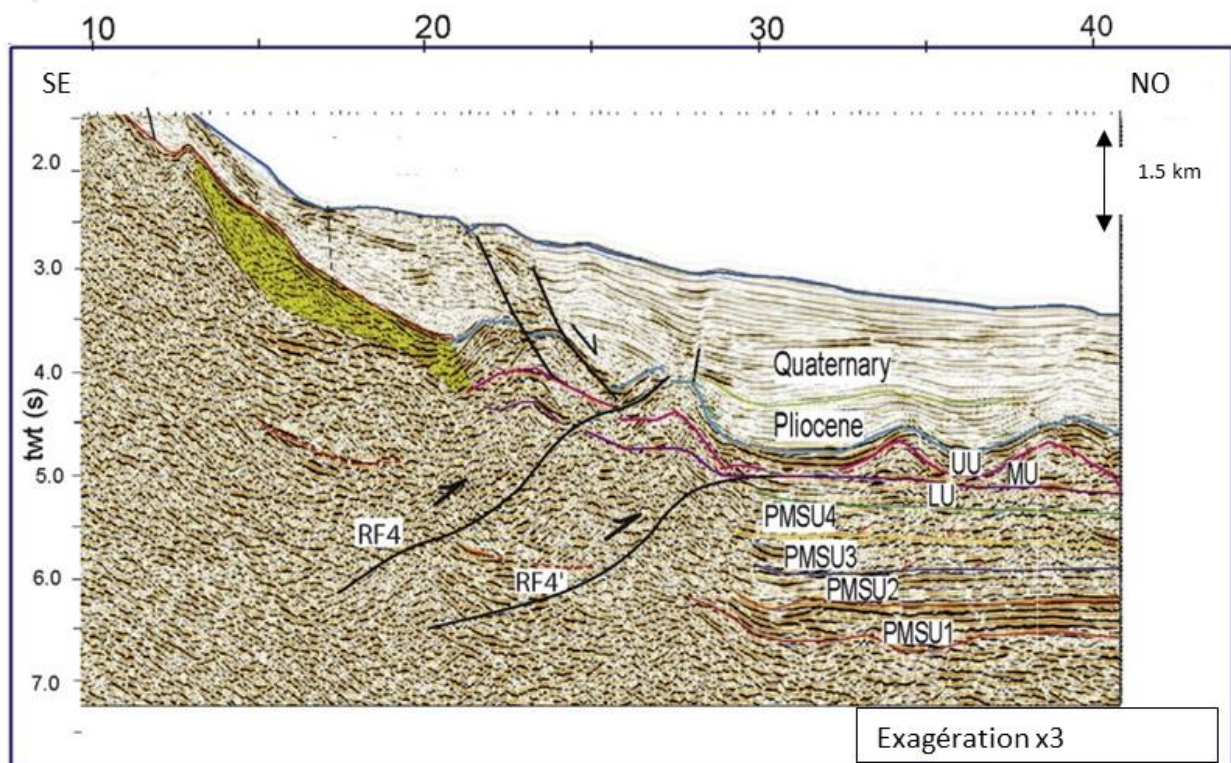


Figure 24 Profil sismique interprété (P2) zoomé issu de la sismique industrielle sur le secteur de Jijel localisé sur la figure 20. RF4= Faille inverse (deux rampes), UU= Upper Unit, MU= Mobil Unit, LU= Lower Unit. D'après [Arab et al. \(2016\)](#) (**Annexes 8 et 11**).

5.2 Analyse chronologique de la déformation transversale et longitudinale des zones

La déformation le long de la marge algérienne et plus précisément sur nos secteurs s'effectue horizontalement et verticalement selon les directions nord-sud/est-ouest et nord est- sud ouest / nord ouest- sud est.

Boumerdès :

(1a) Le raccourcissement horizontal varie entre 0.26 à 0.82 ± 0.07 mm/an (surfaces perchées PB1) et de 0.16 à 0.52 ± 0.07 mm/an (surfaces perchées PB2) suivant des pendages de faille compris entre 20 et 50°.

(1b) La déformation verticale est observable par la différence de hauteur du scarp plus importante à l'ouest qu'à l'est: 797 m (PB1 à l'ouest) et 535 m (PB1 à l'est); on retrouve une variation de 262 ± 19 m expliqué par un changement de pendage de la faille de l'ouest (pendage $40 \pm 5^\circ$; [Delouis et al. 2004](#)) vers l'est (pendage $30 \pm 5^\circ$). / 347 m (PB2 à l'ouest) et 227 m (PB2 à l'est); la même observation est faite pour la surface perchée PB2 avec des valeurs de pendage plus faible ($40 \pm 5^\circ$ à $28 \pm 5^\circ$).

(1c) L'analyse des profils sismiques montre un transfert de la déformation de la rampe contrôlant PB1, vers la rampe contrôlant PB2 (propagation vers le large).

Jijel :

(2a) Le taux de raccourcissement horizontal varie de 0.1 à 0.2 mm/an ([Domzig, 2007](#)), d'où le fait que la sédimentation et l'érosion contrôle majoritairement la zone (0.35 à 0.60 mm/an ; [Giresse et al., 2009](#)).

(2b) La déformation verticale est observable par la différence de hauteur du scarp de 75 m (PB3) et 15 m (PB4) sur la partie à l'ouest où l'on retrouve des surfaces perchées.

(2c) En surface, il n'y a pas de propagation directe de la déformation vers le large. Cependant, elle reste observable sur les études des structures profondes où on distingue des failles inverses aveugles sous le sel messinien dans le bassin ([Leffondré et al., 2021](#)).

5.3 Position potentielle des failles

L'étude s'est basée sur l'identification et la corrélation des ruptures de pentes, surfaces perchées, profils sismiques et niches d'arrachement dans le but d'approcher la position des failles de ces zones. Dans un premier temps, les anomalies topographiques (rupture de pente et knickpoints) concaves (marqueurs potentiels de l'escarpement cumulé) dans les canyons et les interfluves ont permis d'identifier des alignements potentiels pouvant représenter la faille à l'origine des séismes de 2003 et 1856. Pour préciser cet argument, le but était d'étudier les bassins perchés avec la bathymétrie

(morphologie du fond océanique) en lien avec les profils sismiques sur ces structures pour comprendre la transcription potentielle des failles du milieu profond jusqu'en surface.

5.3.1 Position de la faille de Boumerdès

Sur ce secteur, les anomalies topographiques concaves peuvent être causées par des cicatrices d'arrachement liées à des effondrements gravitaires ou par l'émergence d'une potentielle faille. Sur la partie est et sur la pente de la partie centrale et ouest : on retrouve une hétérogénéité dans leurs positions, probablement dues à des déstabilisations gravitaires le long de la pente. Cependant, proche du pied de pente de la partie centrale et ouest, on remarque un alignement des ruptures de pentes dans le thalweg des canyons et dans les interfluves qui en les reliant possèdent une dimension d'environ 60 km coïncidant avec les dimensions de la rupture de Boumerdès. En deuxième argument, on retrouve une concentration des niches d'arrachement entre 1000 et 2000 m de profondeur pouvant être causée par le séisme de 2003 même si l'on ne retrouve pas d'alignement significatifs de ces arrachements. Pour préciser la position, on regardera les bassins en piggy back PB1 dans un premier temps, qui montre des zones de replat sur la pente. En corrélation avec les profils sismiques, on voit un basculement des couches sédimentaires plio-quadernaires montrant une déformation de celles-ci par une faille inverse en profondeur (transcription des failles sous forme de rampes-plats jusqu'en surface). En corrélant les knickpoints et les bassins perchés, on retrouve un alignement cohérent avec la longueur de rupture de 60 km (Delouis et al., 2004; Déverchère et al., 2005). On peut relever également une propagation de la déformation vers le large par le biais d'une nouvelle faille inverse soulevant le bassin perché PB2. On pourra donc convenir d'une émergence de la faille en pied de pente (est) et à mi-pente (ouest), comme proposé par Déverchère et al. (2005). On pourra émettre l'hypothèse du positionnement de la faille de Boumerdès sur le modèle 3D issu de la réalité virtuelle (**Figure 25**).

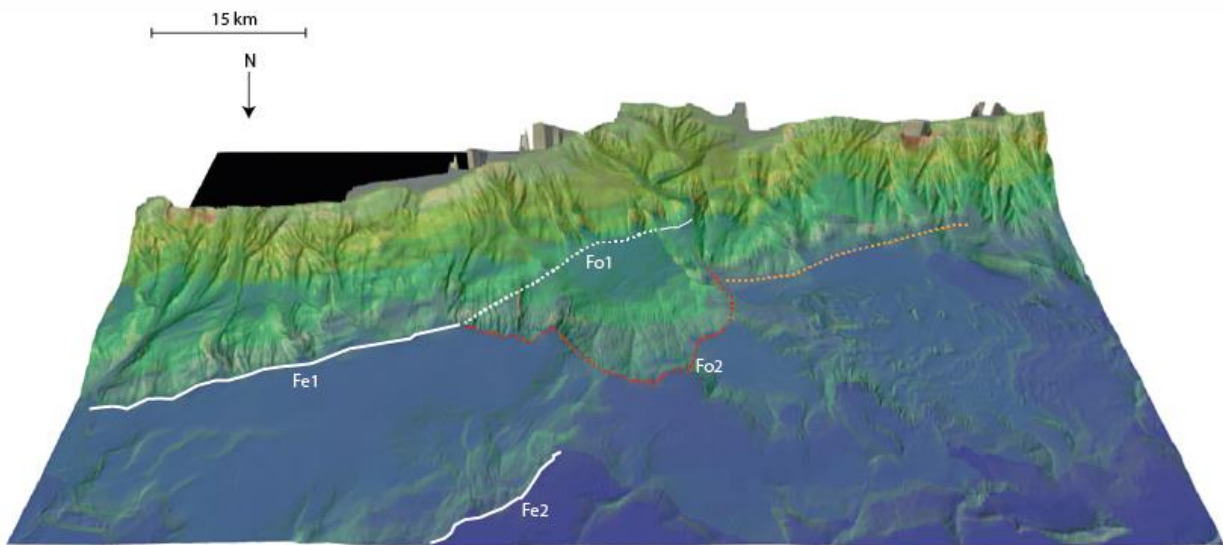


Figure 25 Modèle 3D Sketchfab (Maxime Kernec: <https://sketchfab.com/maximekernec/models>) avec en ligne blanche l'escarpement cumulé de la faille de Boumerdès visible en surface (expression des nombreux événements sismiques de la faille). Comme pour la rupture de 2003 (montrant deux « patches » de glissement), l'expression morphologique cumulée de la faille est segmentée: (1) à l'est, le pointillé blanc continu Fe1 correspond au segment est de la faille de Boumerdès, à pendage plus faible (environ 20°) et soulèvement côtier co-sismique de 0.4 ± 0.1 m), prolongé par une rampe distale Fe2 éloignée de ~20 km de la première; (2) à l'ouest, le pointillé blanc discontinu Fo1 correspond à la rampe supérieure de la faille de Boumerdès, et le tireté rouge Fo2 à la rampe inférieure. Au-dessus de chaque rampe, dans tous les cas, sont identifiées des surfaces perchées avec des bassins sédimentaires asymétriques basculés vers le continent.

5.3.2 Position de la faille de Jijel

Sur cette zone, on cherche à identifier la position des failles profondes jusqu'en surface. L'étude des anomalies topographiques concaves montrent des alignements segmentés pouvant retranscrire de l'escarpement cumulé de la faille à l'origine du séisme de 1856. L'analyse des bassins perchés avec la bathymétrie montre deux surfaces perchées. En corrélation avec les profils sismiques, on voit un basculement léger recoupé par des failles normales engendré par l'activation d'un niveau de décollement sur la partie centrale et est de la zone. Ces résultats traduisent d'une transcription du profond jusqu'en surface plus diffuse avec des structures en surface très peu marquées (Yelles-Chaouche et al., 2009). On pourra émettre l'hypothèse du positionnement de la faille de Jijel sur le modèle 3D issu de la réalité virtuelle (**Figure 26**).

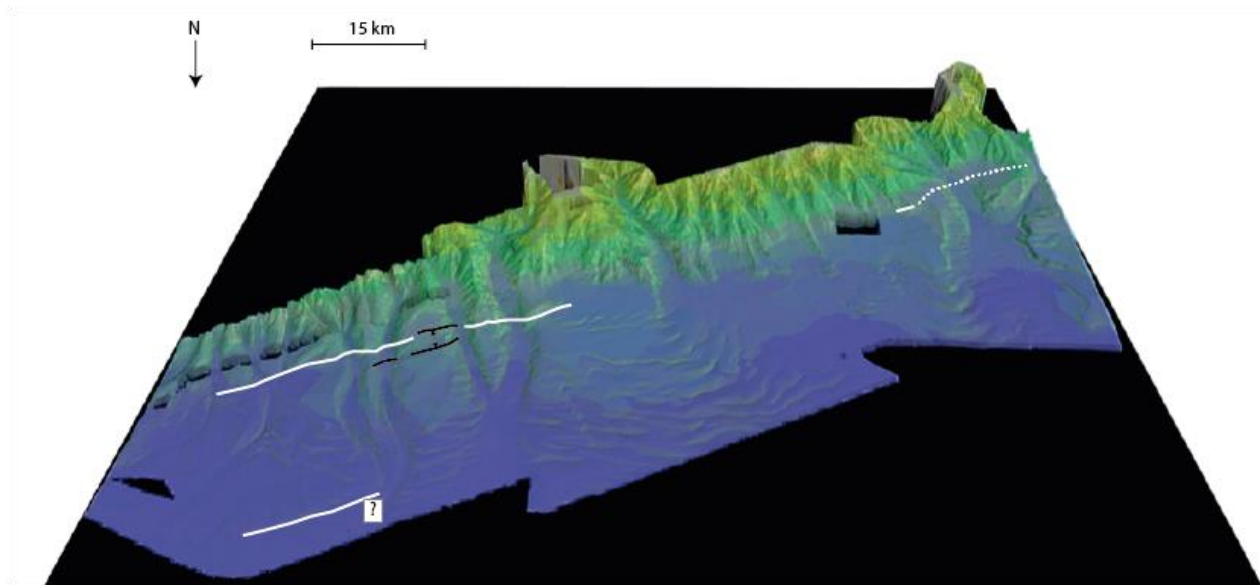


Figure 26 Modèle 3D Sketchfab (Maxime Kernec: <https://sketchfab.com/maximekernec/models>) avec en ligne blanche la transcription de la faille de Jijel qui n'arrive pas jusqu'en surface, en pointillé blanc, on a l'expression de la faille de Jijel sous forme de rampe-plat formant les surfaces perchées segmenté par l'érosion (activité intensive des canyons) et en noir la trace en surface des failles normales en duplex (graben) étudiés sur la zone.

5.4 Comparaison entre Boumerdès et Jijel

Les deux zones sont structurées par la tectonique, toutes deux affectées par des failles actives de grandes dimensions (Boumerdès: 60 km et Jijel, au moins 80 km). La comparaison de l'expression de la déformation sur des zones assez proches géographiquement, subissant des contraintes régionales similaires et qui possèdent des lithologies semblables va permettre de comprendre les liens et les différences tectoniques.

- La **zone de Boumerdès** est structurée par 2 familles de bassins perchés (à -1400 m et -2400 m) (Domzig, 2007), expression directe d'une faille sous forme de plat-rampe (Déverchère et al., 2005, 2010) en arrivant près de la surface. La tectonique influe plus sur la morphologie sous-marine dans la partie est que la partie ouest : ceci est visible par la morphologie des canyons et l'analyse visuelle en réalité virtuelle qui montrent des surfaces perchées claires avec des canyons très marqués (**Figure 27**) à l'ouest de la zone de Boumerdès se trouve le système de faille Khayr-Al-Din (Barberousse; Yelles et al., 2009) qui forme un autre segment actif de grande taille. Cette zone formerait donc un relais où la déformation s'exprimerait sur plusieurs rampes parallèles en propagation de plus petite dimension, l'une visible en pied de marge (trait tireté orange, **Figure 25**) et les autres en aval, sous forme de plis-failles aveugles déformant l'éventail sédimentaire profond du canyon d'Alger (Babonneau et al., 2017 ; **Figure 27**).

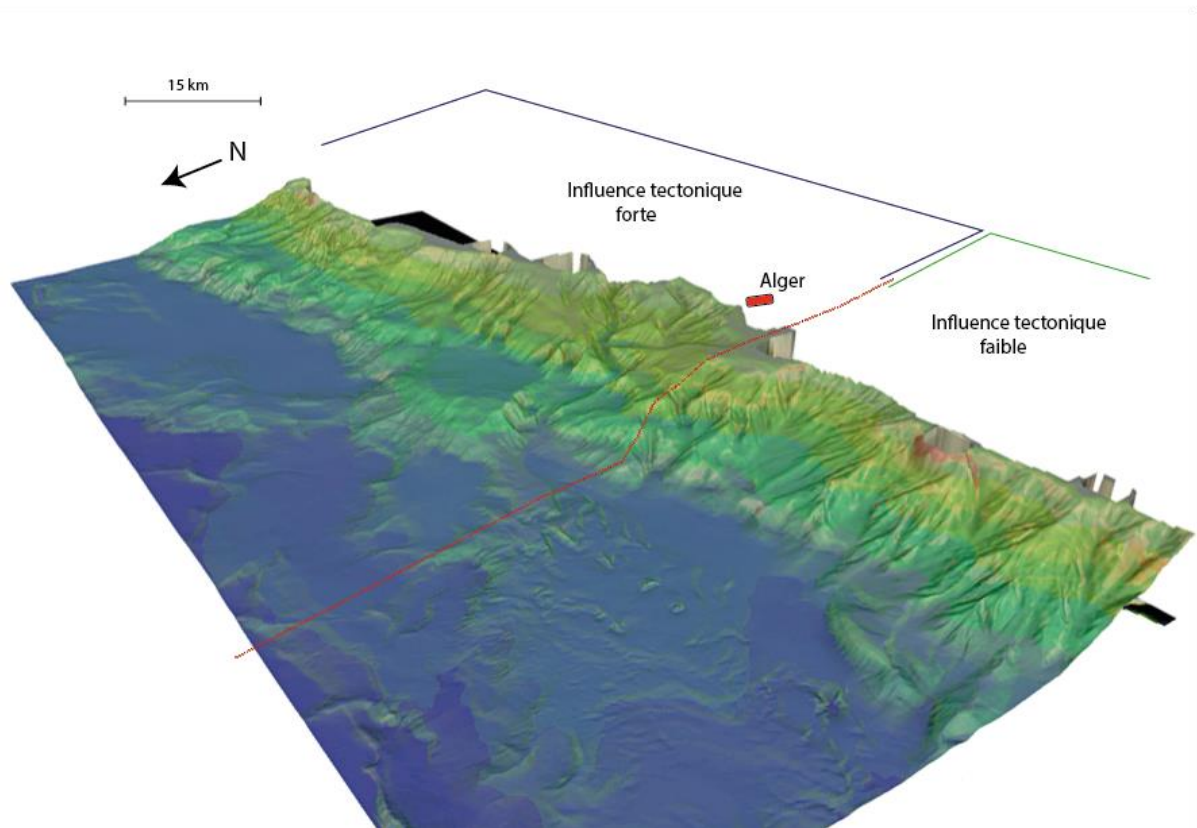


Figure 27 Modèle Sketchfab de la zone de Boumerdès réalisé pour la réalité virtuelle par Maxime Kerneç: <https://sketchfab.com/maximekerneç/models>; La ligne rouge en pointillé représente la limite où les canyons sont plus marqués et surélevés et tectoniquement plus actif (bleu) et où les canyons sont plus linéaire avec une tectonique moins active (vert). Cette variation pourrait s'expliquer par le passage en relais entre la zone de faille de Boumerdès et la zone de faille de Khayr-Al-Din (Yelles-Chaouche et al., 2009 ; Figure 5) mais aussi par la propagation de plis-failles en séquence sous la ride sédimentaire d'Alger (Babonneau et al., 2017 ; Figure 4)

- Sur la **zone de Jijel**, la déformation s'exprime de façon similaire à celle sur Boumerdès seulement dans la partie ouest. On y observe des bassins perchés dont un (PB4) qui pourrait s'être formé au même moment que le bassin PB2 (Boumerdès). Sur la pente de Jijel, les canyons sont pour l'essentiel actifs et très rectilignes (**Figure 19**), ce qui a disséqué ces bassins perchés, ne laissant que des petites surfaces "reliques" préservées entre elles. Sur la partie centrale et est, on ne retrouve plus ces surfaces perchées mais seulement des zones structurées par des failles normales délimitant un graben (**Figure 26**). La déformation sur cette zone peut s'expliquer par un glissement vers l'aval de la couverture sédimentaire plio-quaternaire déclenché par une faille inverse au pied de la pente (Yelles-Chaouche et al., 2009; Leffondré et al., 2021) Ce glissement est favorisé par le décollement de la couverture sédimentaire sur la couche de sel messinien: il explique la déformation ondulée des Evaporites supérieures (UU) et la formation du graben parallèle à la marge en amont, bordé par des failles normales (**Figure 24 et 26** ; Yelles-Chaouche et al., 2009; Arab et al., 2016).

La structuration distincte de ces deux zones pourrait paraître surprenante puisqu'elles sont relativement similaires concernant la lithologie, la position géographique et la vitesse de raccourcissement (inférieure à 1.5 mm/an). Les facteurs qui influencent cette différence sont : (1) un

style tectonique distinct, avec des géométries de failles différentes entre les 2 secteurs, et (2) une émergence des failles inverses différentes, celle de Jijel émergent plus en aval que celle de Boumerdès, dans le glacis, ce qui empêche la formation de "scarps" en sub-surface.

5.5 Approche via la Réalité virtuelle

La réalité virtuelle permet une approche novatrice quant à l'utilisation et la compréhension de la donnée. Elle facilite les changements d'échelle, la corrélation des repères, de la déformation cumulée, et en "éduquant" l'œil de l'observateur aux différentes données pour interpréter les structures morphologiques, permet d'établir l'influence des processus (tectonique, sédimentation et érosion) et l'évolution des structures au cours du temps. La corrélation des marqueurs (formes convexes ou concaves des profils longitudinaux des canyons, continuité latérale des ruptures de pente, distribution des cicatrices de glissement, strates de croissance des bassins perchés, décalages des réflecteurs sur les sections sismiques à haute résolution parallèles à la convergence des plaques) nous permet d'évaluer les mouvements actifs près de la surface et d'estimer le début de l'inversion et les taux de glissement moyens.

L'étude des profils sismiques en lien avec les données bathymétriques a permis de retranscrire et d'analyser l'évolution de la déformation entre les structures profondes et de surface, permettant d'identifier la manière dont les failles de chevauchement actives causées par la convergence lente de la marge algérienne modifient la morphologie sur le talus et déclenchent la naissance d'anomalies topographiques et de bassins sédimentaires depuis le Pliocène. La possibilité d'intégrer des données vecteurs obtenues via l'outil SIG avec les données des campagnes dans l'univers virtuel permet à l'utilisateur de mieux se repérer sur les zones.

a) Boumerdès :

En deux dimensions, on a pu calculer les variations verticales et le raccourcissement horizontal sur la zone de Boumerdès. L'étape suivante dans l'univers virtuel sera de comprendre la variation latérale entre les différents profils intégrés. On a pour cela intégré 4 profils de direction nord-sud et nord est - sud ouest. Sur les surfaces perchées (zone de replat) de même génération, on retrouve un basculement des couches du Plio-Quaternaire confirmant l'hypothèse d'une expression de la faille sous forme de rampes-plats. Le basculement des couches Plio-Quaternaires en lien avec la surface perchée (sur la bathymétrie) PB2 montre la propagation de la déformation au large avec (**Figure 23c**).

b) Jijel :

Sur ce secteur, la corrélation de la bathymétrie et des profils sismique-réflexion et des profils entre eux a été l'enjeu majeur de cette zone. La tectonique est plus difficilement interprétable sur Jijel, puisque l'érosion et la sédimentation a effacé plus efficacement les marqueurs géotectoniques que sur le secteur de Boumerdès. J'ai malgré tout pu identifier des zones remarquables avec des surfaces perchées de faible amplitude. En corrélation avec les profils sismiques, on voit des structures extensives (graben) liées au glissement vers l'aval de la couverture sédimentaire, classique dans les contextes de tectonique gravitaire liée au sel (gravity gliding; [Zwann et al., 2021](#)). Ce système est appelé tectonique en radeau ou "raft tectonics" ([Gaullier et al., 1993](#)).

6 Conclusion

Ce travail avait pour but de faire le lien entre les structures profondes et de subsurface le long de la marge algérienne, située en bordure d'une grande limite de plaque, et de quantifier l'évolution de la déformation sur cette ancienne marge passive reprise en compression ([Leffondré et al., 2021](#)). Pour cela, une étude géomorphologique de la marge supérieure au fond océanique, utilisant des données géophysiques obtenues sur deux zones de la marge ayant subi de forts séismes permet de répondre à notre problématique. Ceci a permis de d'émettre des hypothèses sur la position et la géométrie des failles sur les deux zones tout en analysant les causes des différences observées entre les deux secteurs. Il a également été possible d'évaluer la surrection sur les structures actives identifiées et parfois les vitesses de raccourcissement, permettant de mieux comprendre l'évolution de la déformation en mer.

6.1 Processus, déformation et position des failles de Boumerdès et de Jijel

Anciennement en extension, la marge algérienne se soulève, et de nombreux indices morpho-structuraux et sismologiques prouvent qu'elle a été reprise en compression. Ainsi, les structures les plus présentes sur la marge centrale sont des chevauchements aveugles à pendage sud, en pied de pente ou sur la pente et d'orientation SO-NE à E-O. En mer, cette déformation compressive semble avoir commencé sur la marge centre- et est-algérienne durant le Pliocène (rampes amont) ou au début du Quaternaire (rampes aval), montrant donc une propagation vers l'océan.

Sur le secteur de Boumerdès (Figure 28), la tectonique s'exprime par: (1) une faille localisée près de la pente de la marge sous forme de rampes et plats formant 2 surfaces perchées, avec une variation de pendage d'environ 10° d'ouest en est (d'après la variation latérale de hauteur du *scarp*) près de la surface pour la faille (déterminer par l'écart de hauteur entre les *scarps*); (2) une propagation de la déformation selon une direction sud-nord vers le large, avec en profondeur des failles reliées les unes aux autres; et (3) un taux de sédimentation et d'érosion comparable au taux de surrection tectonique

(de 0,2 à 0,4 mm/an environ), permettant la préservation des surfaces perchées dans les interfluves et ainsi une expression de la faille près de la surface sous forme d'un escarpement cumulé sur plusieurs dizaines de kilomètres (**Figure 28**). En cumulé, la vitesse horizontale de raccourcissement quaternaire des failles actives du secteur est de l'ordre de 0.9 ± 0.5 mm/an (Tableau 1), ce qui représente entre 25% et 93% du taux de convergence entre les côtes algériennes et Baléares (évalué à 1.5 mm/an) et une part non négligeable du taux de convergence totale entre les plaques Afrique et Europe (évalué à ~ 4 mm/an à cette longitude).

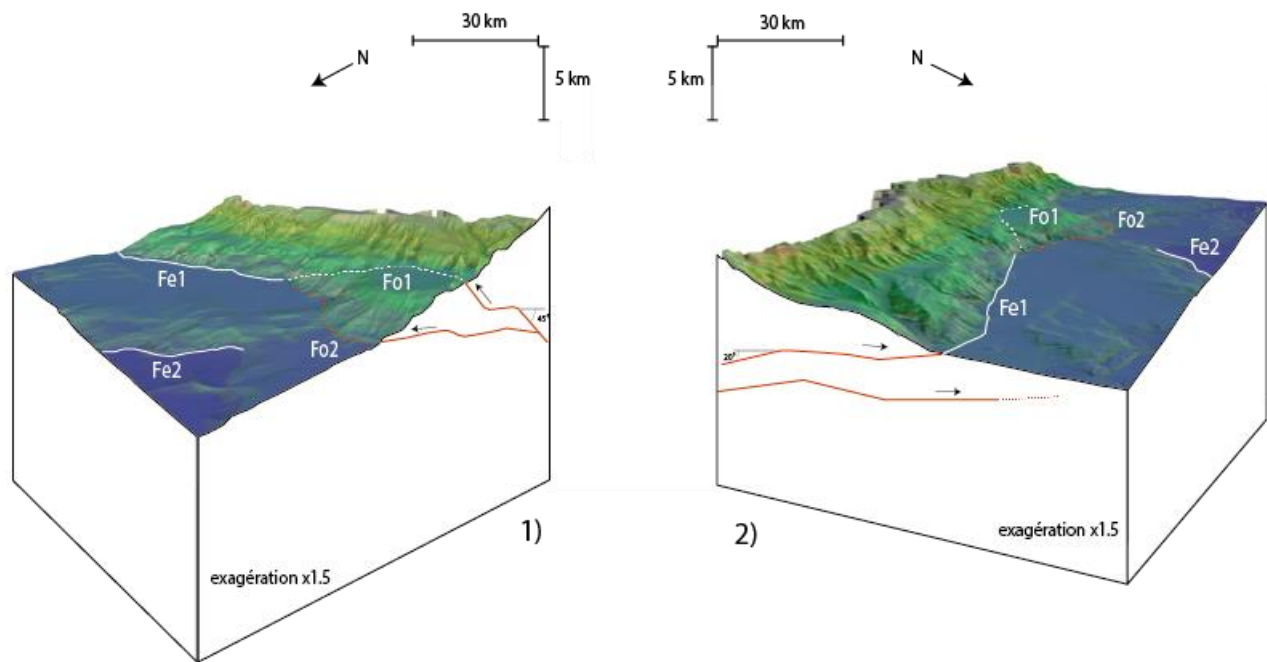


Figure 28 Modèle 3D Sketchfab (Maxime Kernec <https://sketchfab.com/maximekernec/models>) sous forme de bloc-diagramme avec en ligne blanche l'escarpement cumulé de la faille de Boumerdès visible en surface (expression des nombreux événements sismiques de la faille). Comme pour la rupture de 2003 (montrant deux « patches » de glissement, voir Belabbès et al., 2009), l'expression morphologique cumulée de la faille est segmentée : (1) à l'ouest, le pointillé blanc discontinu Fo1 correspond à la rampe supérieure de la faille de Boumerdès, et le tiret rouge Fo2 à la rampe inférieure. (2) à l'est, le pointillé blanc continu Fe1 correspond au segment est de la faille de Boumerdès, à pendage plus faible (environ 20°) et soulèvement côtier co-sismique de 0.4 ± 0.1 m, prolongé par une rampe distale Fe2 éloignée de ~ 20 km de la première ; Au-dessus de chaque rampe, dans tous les cas, sont identifiées des surfaces perchées avec des bassins sédimentaires asymétriques basculés vers le continent

Sur le secteur de Jijel, la tectonique est nettement moins marquée dans la topographie que dans le secteur de Boumerdès. Elle se caractérise par : (1) une faille localisée en pied de pente et dans le glacis, là où les courants de turbidité déposent leur charge sédimentaire (*sediment waves*); (2) une faille aveugle en aval qui s'exprime très peu en surface (**Figure 26**) ; et (3) la mise en place d'un fossé parallèle à la pente et bordé de failles normales, lié au glissement gravitaire des couches du Plio-Quaternaire provoqué par un niveau de décollement (sel messinien).

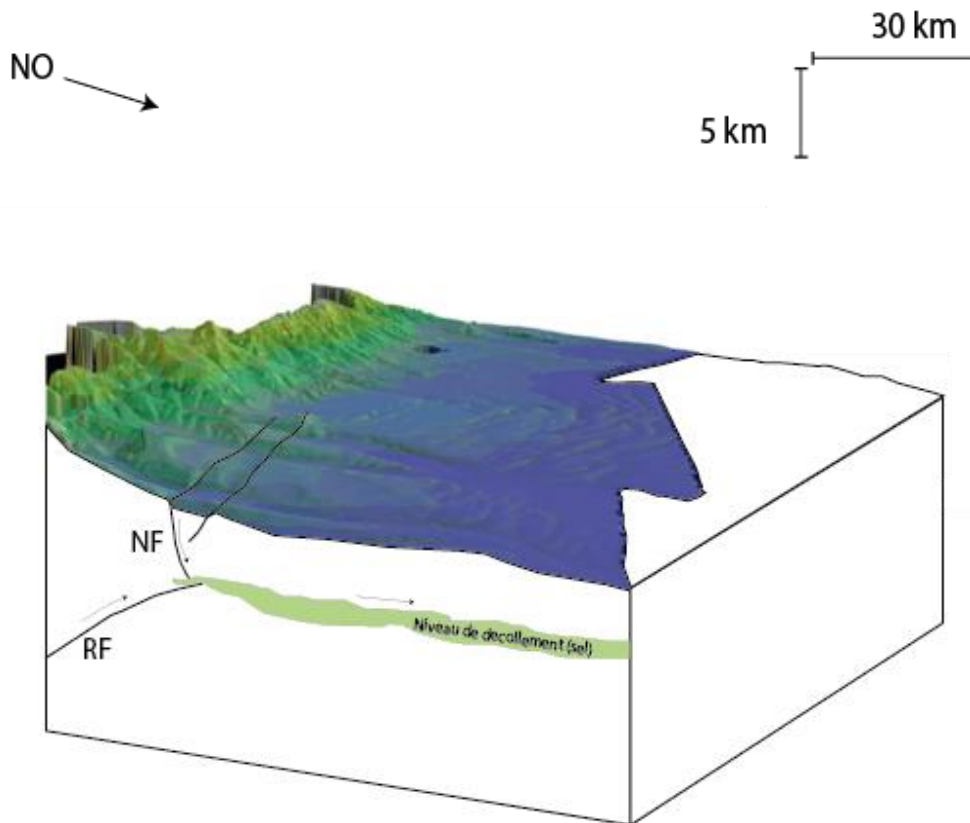


Figure 29 Modèle 3D Sketchfab (Maxime Kerneç: <https://sketchfab.com/maximekerneç/models>) sous forme de bloc-diagramme avec en ligne noire les failles normales (NF) visibles en surface (expression du glissement gravitaire des couches plio-quadernaires au niveau de décollement (en vert) et déclenché en amont par la faille inverse RF en profondeur).

6.2 Perspectives

L'identification, la chronologie et la compréhension de la déformation sur les zones de Boumerdès et Jijel ouvrent des perspectives stimulantes pour traiter des problèmes économiques, des risques et de recherche fondamentale sur les marges continentales réactivées ou les subductions. Il faudrait notamment mieux évaluer :

(1a) l'influence du transfert sédimentaire des canyons en lien avec les réseaux fluviaux à terre pour quantifier les apports et la dynamique d'érosion par les courants de turbidité, afin d'établir un bilan comparatif quantifié tectonique - sédimentation – érosion ;

(2a) la distribution des glissements sur ces zones pour établir le volume total de sédiments mobilisés et ainsi mieux quantifier leur contribution aux tsunamis, comme en 2003 (Alasset et al., 2006) ;

(3a) l'influence et la récurrence des courants de turbidité pour quantifier les zones à risque concernant la rupture des câbles sous-marins, très nombreux dans ce secteur de la Méditerranée (Babonneau et al., 2017) ;

(4a) l'existence éventuelle d'escarpements co-sismiques (quelques dizaines de cm de glissement) avec des données de très haute résolution, ce qui n'a pas pu être vérifié pour le séisme de Boumerdès en 2003 mais pourrait être recherché au niveau des escarpements des failles Fo2 et Fe2 (**Figure 25**), notamment après traitement des images et analyse en réalité virtuelle ;

(5a) le réalisme de la géométrie et des vitesses tectoniques des failles telles que proposées dans notre étude (**Figures 26 et 29**), en modélisant numériquement la cinématique de la déformation en 3 dimensions à l'échelle du Plio-Quaternaire, par exemple avec la suite logicielle MOVE (<https://www.petex.com/products/move-suite/>), ce qui permettrait de tester la robustesse des hypothèses formulées ici ;

(6a) les variations tectoniques à courte échelle de temps, grâce aux datations offertes par les carottes et à la haute résolution spatiale offerte par le CHIRP, comme récemment entrepris au large de la Tunisie (Camafort et al., 2020).

Concernant les améliorations techniques de la réalité virtuelle, il serait pertinent de :

(1b) mettre au point un outil permettant de mesurer géométriquement les structures en 3 dimensions, y compris en profondeur (dans notre cas, reliefs divers, bassins perchés ou faille sur les profils sismiques), et corrélérer des scans de carottes et des profils CHIRP ;

(2b) tracer des couches vecteurs directement dans l'environnement virtuel qui pourraient être retranscrites sur un écran pour aider l'utilisateur post-immersion à mieux utiliser ces analyses ;

(3b) pouvoir choisir les couches que l'on souhaite afficher pour une étude plus ciblée (variant en fonction des objectifs de la plongée) ;

(4b) pouvoir intégrer différentes simulations numériques en 3D (cinématique des failles, courants de turbidité).

7 Bibliographie

Alasset, Pierre-Jean, Hélène Hébert, Said Maouche, Valérie Calbini, et Mustapha Meghraoui. « The Tsunami Induced by the 2003 Zemmouri Earthquake ($M_w = 6.9$, Algeria): Modelling and Results ». *Geophysical Journal International* 166, n° 1 (juillet 2006): 213-26. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02912.x>.

Antobreh, Andrew A., et Sebastian Krastel. « Morphology, Seismic Characteristics and Development of Cap Timiris Canyon, Offshore Mauritania: A Newly Discovered Canyon Preserved-off a Major Arid Climatic Region ». *Marine and Petroleum Geology* 23, n° 1 (1 janvier 2006): 37-59. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.06.003>.

Arab, Mohamed, Djelloul Belhai, Didier Granjeon, François Roure, Arnaud Arbeumont, Marina Rabineau, Rabah Bracene, Arezki Lassal, Caroline Sulzer, et Jacques Deverchere. « Coupling Stratigraphic and Petroleum

- System Modeling Tools in Complex Tectonic Domains: Case Study in the North Algerian Offshore ». *Arabian Journal of Geosciences* 9, n° 4 (avril 2016): 289. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2296-3>.
- Arab, Mohamed, Marina Rabineau, Jacques Déverchère, Rabah Bracene, Djelloul Belhai, François Roure, Abbas Marok, et al. « Tectonostratigraphic Evolution of the Eastern Algerian Margin and Basin from Seismic Data and Onshore-Offshore Correlation ». *Marine and Petroleum Geology* 77 (novembre 2016): 1355-75. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.021>.
- Arzola, Raquel G., Russell B. Wynn, Galderic Lastras, Douglas G. Masson, et Philip P. E. Weaver. « Sedimentary Features and Processes in the Nazaré and Setúbal Submarine Canyons, West Iberian Margin ». *Marine Geology* 250, n° 1 (21 avril 2008): 64-88. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.12.006>.
- Ayadi, A., S.Manouche, A. Harbi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, F. Oussadou, A. Mahsas, D. Benouar, A. Heddar, Y. Rouchiche, A. Kherroubi, M. Frogneux, K. Lammali, F. Benhamouda, A. Sebai, S. Bourouis, P.J. Alasset, A. Aouida, Z. Cakir, M. Merahi, O. Nouar, A.Yelles, A. Bellik, P. Briole, O. Charade, F. Thou-venot, F. Semane, A. Ferkoul, A. Deramchi et S.A. Haned. « Strong Algerian Earthquake Strikes Near Capital City». *Eos*, Vol. 84, No. 50, (16 Decembre 2003): ayadi03_eos.pdf
- Ayadi, A., C. Dorbath, F. Ousadou, S. Maouche, M. Chikh, M. A. Bounif, et M. Meghraoui. « Reply to Comment by J. Déverchère et al. on “Zemmouri Earthquake Rupture Zone (M_w 6.8, Algeria): Aftershocks Sequence Relocation and 3D Velocity Model” ». *Journal of Geophysical Research* 115, n° B4 (30 avril 2010): B04319. <https://doi.org/10.1029/2009JB006705>.
- . « Zemmouri Earthquake Rupture Zone (M_w 6.8, Algeria): Aftershocks Sequence Relocation and 3D Velocity Model ». *Journal of Geophysical Research* 113, n° B9 (4 septembre 2008): B09301. <https://doi.org/10.1029/2007JB005257>.
- Babonneau, N, B Savoye, M Cremer, et B Klein. « Morphology and Architecture of the Present Canyon and Channel System of the Zaire Deep-Sea Fan ». *Marine and Petroleum Geology* 19, n° 4 (1 avril 2002): 445-67. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00009-0](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00009-0).
- Babonneau, Nathalie, Antonio Cattaneo, Gueorgui Ratzov, Jacques Déverchère, Abdelkarim Yelles-Chaouche, Tassadit Lateb, et Roza Si Bachir. « Turbidite Chronostratigraphy off Algiers, Central Algerian Margin: A Key for Reconstructing Holocene Paleo-Earthquake Cycles ». *Marine Geology* 384 (février 2017): 63-80. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.017>.
- Belabbès, Samir, Charles Wicks, Ziyadin Çakir, et Mustapha Meghraoui. « Rupture Parameters of the 2003 Zemmouri (M_w 6.8), Algeria, Earthquake from Joint Inversion of Interferometric Synthetic Aperture Radar, Coastal Uplift, and GPS ». *Journal of Geophysical Research* 114, n° B3 (20 mars 2009): B03406. <https://doi.org/10.1029/2008JB005912>.
- Benouar, D., A. Aoudia, S. Maouche, et M. Meghraoui. « The 18 August 1994 Mascara (Algeria) Earthquake—a Quick-Look Report ». *Terra Nova* 6, n° 6 (1994): 634-38. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1994.tb00529.x>.
- Bertoni, C., et J.A. Cartwright. « 3D seismic analysis of circular evaporite dissolution structures, Eastern Mediterranean ». *Journal of the Geological Society* 162, n° 6 (1 décembre 2005): 909-26. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-126>.
- Béthoux, Nicole, Emmanuel Tric, Jean Chery, et Marie-Odile Beslier. « Why Is the Ligurian Basin (Mediterranean Sea) Seismogenic? Thermomechanical Modeling of a Reactivated Passive Margin ». *Tectonics* 27, n° 5 (2008). <https://doi.org/10.1029/2007TC002232>.

- Blondel, Simon, Massimo Bellucci, Sian Evans, Anna Del Ben, et Angelo Camerlenghi. « Contractual Salt Deformation in a Recently Inverted Basin: Miocene to Current Salt Deformation within the Central Algerian Basin ». *Basin Research*, 12 mai 2022, bre.12673. <https://doi.org/10.1111/bre.12673>.
- Bougrine, Amina, Abdel Karim Yelles-Chaouche, et Eric Calais. « Active Deformation in Algeria from Continuous GPS Measurements ». *Geophysical Journal International* 217, n° 1 (1 avril 2019): 572-88. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz035>.
- Bounif, A., C. Dorbath, A. Ayadi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, N. Laouami, M. Frogneux, et al. « The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) Earthquake Mw 6.8: Relocation and Aftershock Sequence Analysis ». *Geophysical Research Letters* 31, n° 19 (2004). <https://doi.org/10.1029/2004GL020586>.
- Camafort, Miquel, Eulàlia Gràcia, et César R. Ranero. « Quaternary Seismostratigraphy and Tectonosedimentary Evolution of the North Tunisian Continental Margin ». *Tectonics* 39, n° 11 (2020): e2020TC006243. <https://doi.org/10.1029/2020TC006243>.
- Cattaneo, A., N. Babonneau, G. Dan, J. Déverchère, A. Domzig, V. Gaullier, B. Lepillier, et al. « Submarine Landslides Along the Algerian Margin: A Review of Their Occurrence and Potential Link with Tectonic Structures ». In *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, édité par David C. Mosher, R. Craig Shipp, Lorena Moscardelli, Jason D. Chaytor, Christopher D. P. Baxter, Homa J. Lee, et Roger Urgeles, 515-25. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3071-9_42.
- Chenrai, Piyaphong, et Sukonmeth Jitmahantakul. « Applying Virtual Reality Technology to Geoscience Classrooms ». *Review of International Geographical Education Online*, 31 décembre 2019. <https://doi.org/10.33403/rigeo.592771>.
- Cope, M. J. « Algerian Licensing Round May Offer Opportunity for Exploration Plays in Deep Offshore Frontier ». *First Break* 21, n° 7 (1 juillet 2003). <https://doi.org/10.3997/1365-2397.21.7.25550>.
- Covault, Jacob A., Andrea Fildani, Brian W. Romans, et Tim McHargue. « The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles ». *Geosphere* 7, n° 2 (1 avril 2011): 313-32. <https://doi.org/10.1130/GES00610.1>.
- Cowie, Patience A., et Christopher H. Scholz. « Growth of Faults by Accumulation of Seismic Slip ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, n° B7 (1992): 11085-95. <https://doi.org/10.1029/92JB00586>.
- Dan, G., N. Sultan, A. Cattaneo, J. D. éverchère, et K. Yelles. « Mass-Transport Deposits on the Algerian Margin (Algiers Area): Morphology, Lithology and Sedimentary Processes ». In *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, édité par David C. Mosher, R. Craig Shipp, Lorena Moscardelli, Jason D. Chaytor, Christopher D. P. Baxter, Homa J. Lee, et Roger Urgeles, 527-39. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3071-9_43.
- Dan, Gabriela, Nabil Sultan, Bruno Savoye, Jacques Deverchere, et Karim Yelles. « Quantifying the Role of Sandy–Silty Sediments in Generating Slope Failures during Earthquakes: Example from the Algerian Margin ». *International Journal of Earth Sciences* 98, n° 4 (juin 2009): 769-89. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0373-5>.
- « Decoding the Mediterranean salinity crisis - RYAN - 2009 - Sedimentology - Wiley Online Library ». Consulté le 12 juin 2022. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3091.2008.01031.x>.
- Delouis, B. « Slip Distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri Earthquake, Algeria, from Teleseismic, GPS, and Coastal Uplift Data ». *Geophysical Research Letters* 31, n° 18 (2004): L18607. <https://doi.org/10.1029/2004GL020687>.

- Déverchère, J., K. Yelles, A. Domzig, B. Mercier de Lépinay, J.-P. Bouillin, V. Gaullier, R. Bracène, et al. « Active Thrust Faulting Offshore Boumerdes, Algeria, and Its Relations to the 2003 Mw 6.9 Earthquake: THRUST FAULTING AND THE 2003 EARTHQUAKE ». *Geophysical Research Letters* 32, n° 4 (février 2005): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004GL021646>.
- Déverchère, Jacques, Bernard Mercier de Lépinay, Antonio Cattaneo, Pierre Strzeczynski, Eric Calais, Anne Domzig, et Rabah Bracene. « Comment on “Zemmouri Earthquake Rupture Zone (M_w 6.8, Algeria): Aftershocks Sequence Relocation and 3D Velocity Model” by A. Ayadi et Al. » *Journal of Geophysical Research* 115, n° B4 (30 avril 2010): B04320. <https://doi.org/10.1029/2008JB006190>.
- Domzig, Anne. « Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne », s. d., 344.
- Domzig, Anne, Karim Yelles, Charlotte Le Roy, Jacques Déverchère, Jean-Pierre Bouillin, Rabah Bracène, Bernard Mercier de Lépinay, et al. « Searching for the Africa–Eurasia Miocene Boundary Offshore Western Algeria (MARADJA’03 Cruise) ». *Comptes Rendus Geoscience* 338, n° 1-2 (janvier 2006): 80-91. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.009>.
- Fernane, Lounes, Rachid Matougui, Nadia Amarni, et Rabah Belkessa. « Variation in Canyon Morphology and Their Relationship with Tectonic: The Example of the Western Algerian Margin ». *Arabian Journal of Geosciences* 15, n° 3 (février 2022): 254. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09566-6>.
- Gaudin, M., T. Mulder, P. Cirac, S. Berné, et P. Imbert. « Past and Present Sedimentary Activity in the Capbreton Canyon, Southern Bay of Biscay ». *Geo-Marine Letters* 26, n° 6 (3 novembre 2006): 331. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0043-1>.
- Gaullier, V., J. P. Brun, G. Gue´rin, et H. Lecanu. « Raft Tectonics: The Effects of Residual Topography below a Salt De´collement ». *Tectonophysics* 228, n° 3 (30 décembre 1993): 363-81. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90349-O](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90349-O).
- Giaconia, Flavio, Guillermo Booth-Rea, César R. Ranero, Eulàlia Gràcia, Rafael Bartolome, Alcinoe Calahorrano, Claudio Lo Iacono, et al. « Compressional Tectonic Inversion of the Algero-Balearic Basin: Latest Miocene to Present Oblique Convergence at the Palomares Margin (Western Mediterranean) ». *Tectonics* 34, n° 7 (2015): 1516-43. <https://doi.org/10.1002/2015TC003861>.
- Giresse, Pierre, Henri Pauc, et Jacques Déverchère. « Sedimentary Processes and Origin of Sediment Gravity-Flow Deposits on the Western Algerian Margin during Late Pleistocene and Holocene ». *Marine and Petroleum Geology*, Thematic Set on New Insights on Slope Instabilities from Recent Studies within the French Margin Program GDR «Marges», 26, n° 5 (1 mai 2009): 695-710. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.03.011>.
- Greene, H. G., N. M. Maher, et C. K. Paull. « Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and Implications about Continental Margin Development ». *Marine Geology*, Seafloor geology and natural environment of the Monterey Bay National Marine Sanctuary, 181, n° 1 (15 mars 2002): 55-82. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00261-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00261-4).
- Haidar, Shaza, Jacques Déverchère, David Graindorge, Mohamed Arab, Mourad Medaouri, et Frauke Klingelhoefer. « Back-Arc Dynamics Controlled by Slab Rollback and Tearing: A Reappraisal of Seafloor Spreading and Kinematic Evolution of the Eastern Algero-Balearic Basin (Western Mediterranean) in the Middle-Late Miocene ». *Tectonics* 41, n° 2 (2022): e2021TC006877. <https://doi.org/10.1029/2021TC006877>.
- Harbi, Assia, Amal Sebaï, Manel Benmedjber, Farida Ousadou, Yasmina Rouchiche, Ahmed Grigahcene, Djamel Aïni, Seïd Bourouis, Saïd Maouche, et Abdelhakim Ayadi. « The Algerian Homogenized Macro seismic

- Database (267–1989): A Deeper Insight into the Algerian Historical Seismicity ». *Seismological Research Letters* 86, n° 6 (30 septembre 2015): 1705-16. <https://doi.org/10.1785/0220150092>.
- Harris, Peter T., et Tanya Whiteway. « Global Distribution of Large Submarine Canyons: Geomorphic Differences between Active and Passive Continental Margins ». *Marine Geology* 285, n° 1 (1 juillet 2011): 69-86. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.05.008>.
- Hill, PJ, P de Deckker, et NF Exon. « Geomorphology and evolution of the gigantic Murray canyons on the Australian southern margin ». *Australian Journal of Earth Sciences* 52, n° 1 (1 février 2005): 117-36. <https://doi.org/10.1080/08120090500100085>.
- Hood, L. L., N. C. Richmond, E. Pierazzo, et P. Rochette. « Distribution of Crustal Magnetic Fields on Mars: Shock Effects of Basin-Forming Impacts: CRUSTAL MAGNETIC FIELDS ON MARS ». *Geophysical Research Letters* 30, n° 6 (mars 2003). <https://doi.org/10.1029/2002GL016657>.
- Jolivet, Laurent, et Claudio Faccenna. « Mediterranean Extension and the Africa-Eurasia Collision ». *Tectonics* 19, n° 6 (2000): 1095-1106. <https://doi.org/10.1029/2000TC900018>.
- Kherroubi, Abdelaziz, Jacques Déverchère, Abdelkarim Yelles, Bernard Mercier de Lépinay, Anne Domzig, Antonio Cattaneo, Rabah Bracène, Virginie Gaullier, et David Graindorge. « Recent and Active Deformation Pattern off the Easternmost Algerian Margin, Western Mediterranean Sea: New Evidence for Contractional Tectonic Reactivation ». *Marine Geology* 261, n° 1-4 (juin 2009): 17-32. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.05.016>.
- Kherroubi, Abdelaziz, Abdelkrim Yelles-Chaouche, Ivan Koulakov, Jacques Déverchère, Hamoud Beldjoudi, Abderrahmane Haned, Fethi Semmane, et Chafik Aidi. « Full Aftershock Sequence of the M w 6.9 2003 Boumerdes Earthquake, Algeria: Space–Time Distribution, Local Tomography and Seismotectonic Implications ». *Pure and Applied Geophysics* 174, n° 7 (juillet 2017): 2495-2521. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1571-5>.
- Lafosse, Manfred, Elia d’Acromont, Alain Rabaute, Ferran Estrada, Martin Jollivet-Castelot, Juan Tomas Vazquez, Jesus Galindo-Zaldivar, et al. « Plio-Quaternary Tectonic Evolution of the Southern Margin of the Alboran Basin (Western Mediterranean) ». *Solid Earth* 11, n° 2 (30 avril 2020): 741-65. <https://doi.org/10.5194/se-11-741-2020>.
- Leffondré, Pierre, Jacques Déverchère, Mourad Medaouri, Frauke Klingelhoefer, David Graindorge, et Mohamed Arab. « Ongoing Inversion of a Passive Margin: Spatial Variability of Strain Markers Along the Algerian Margin and Basin (Mediterranean Sea) and Seismotectonic Implications ». *Frontiers in Earth Science* 9 (28 mai 2021): 674584. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.674584>.
- Leprêtre, Rémi, Dominique Frizon de Lamotte, Violaine Combier, Oriol Gimeno-Vives, Geoffroy Mohn, et Rémi Eschard. « The Tell-Rif Orogenic System (Morocco, Algeria, Tunisia) and the Structural Heritage of the Southern Tethys Margin ». *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 189, n° 2 (2018): 10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>.
- Lin, Jian, Ross Stein, Mustapha Meghraoui, Shinji Toda, Abdelhakim Ayadi, Catherine Dorbath, et Samir Belabbès. « Stress transfer among en echelon and opposing thrusts and tear faults: Triggering caused by the 2003 Mw = 6.9 Zemmouri, Algeria, earthquake ». *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 116, n° B3 (mars 2011): B03305. <https://doi.org/10.1029/2010JB007654>.
- Lofi J., Déverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F., Thion I., Seismic atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. Co-Ed. Mém. Soc. Géol. France & Commission for the Geological Map of the World, t. 179, 72 pp., 1CD, ISBN 2-85363-097-8, 2011.

- Lofi, Johanna, Jacques Déverchère, Christian Gorini, Virginie Gaullier, Gillet Herve, Pol Guennoc, Lies Loncke, Agnès Maillard, F. Sage, et Isabelle Thinon. « The Messinian Salinity Crisis in the offshore domain : an overview of our knowledge through seismic profile interpretation and multi-site approach ». *CIESM Workshop Monographs* 33 (7 novembre 2007).
- Mahsas, A., K. Lammali, K. Yelles, E. Calais, A. M. Freed, et P. Briole. « Shallow Afterslip Following the 2003 May 21, $M_w = 6.9$ Boumerdes Earthquake, Algeria ». *Geophysical Journal International* 172, n° 1 (janvier 2008): 155-66. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03594.x>.
- Manighetti, Isabelle, Michel Campillo, Sylvain Bouley, et Fabrice Cotton. « Earthquake Scaling, Fault Segmentation, and Structural Maturity ». *Earth and Planetary Science Letters* 253, n° 3-4 (janvier 2007): 429-38. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.004>.
- Meghraoui, M. « Coastal Uplift and Thrust Faulting Associated with the $M_w = 6.8$ Zemmouri (Algeria) Earthquake of 21 May, 2003 ». *Geophysical Research Letters* 31, n° 19 (2004): L19605. <https://doi.org/10.1029/2004GL020466>.
- Mihoubi, A., P. Schnürle, Z. Benaissa, M. Badsì, R. Bracene, H. Djelit, L. Geli, F. Sage, A. Agoudjil, et F. Klingelhoefer. « Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration ». *Geophysical Journal International* 198, n° 3 (1 septembre 2014): 1486-1503. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu179>.
- Mitchell, Neil C. « Morphologies of Knickpoints in Submarine Canyons ». *Geological Society of America Bulletin*, 2006, 17.
- Mobarki, Mourad, et Abdelhak Talbi. « Spatio-Temporal Analysis of Main Seismic Hazard Parameters in the Ibero–Maghreb Region Using an M_w - Homogenized Catalog ». *Acta Geophysica* 70, n° 3 (1 juin 2022): 979-1001. <https://doi.org/10.1007/s11600-022-00768-w>.
- Morgane, Houssais. « Étude morphologique des canyons sous-marins », s. d., 25.
- Mulder, T., P. Cirac, M. Gaudin, J.-F. Bourillet, J. Trainer, A. Normand, O. Weber, et al. « Understanding Continent-Ocean Sediment Transfer ». *Eos, Transactions American Geophysical Union* 85, n° 27 (2004): 257-62. <https://doi.org/10.1029/2004EO270001>.
- Mustapha Meghraoui et Silvia Pondrelli. « Active Faulting and Transpression Tectonics along the Plate Boundary in North Africa ». *Annals of Geophysics* 55, n° 5 (19 janvier 2013). <https://doi.org/10.4401/ag-4970>.
- Nesbit, Paul R., Stephen M. Hubbard, Benjamin G. Daniels, Daniel Bell, Rebecca G. Englert, et Christopher H. Hugenholtz. « Digital Re-Evaluation of down-Dip Channel-Fill Architecture in Deep-Water Slope Deposits: Multi-Scale Perspectives from UAV-SfM ». *The Depositional Record* 7, n° 3 (2021): 480-99. <https://doi.org/10.1002/dep2.137>.
- Perea, Hector, Sara Martínez-Lorienté, Jillian Maloney, Francesco Emanuele Maesano, et Paola Vannucchi. « Editorial: Submarine Active Faults: From Regional Observations to Seismic Hazard Characterization ». *Frontiers in Earth Science* 9 (2021). <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2021.809205>.
- Pfiffner, O. Adrian. « Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective ». *Geosciences* 7, n° 3 (septembre 2017): 71. <https://doi.org/10.3390/geosciences7030071>.
- Piper, D.J.W. « SEDIMENTARY PROCESSES | Deep Water Processes and Deposits ». In *Encyclopedia of Geology*, 641-49. Elsevier, 2005. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00496-2>.
- Pratson, Lincoln F., et Bernard J. Coakley. « A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows ». *GSA Bulletin* 108, n° 2 (1 février 1996): 225-34. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0225:AMFTHE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0225:AMFTHE>2.3.CO;2).

- Ramsay, John G. « Some Geometric Problems of Ramp-Flat Thrust Models ». In *Thrust Tectonics*, édité par K. R. McClay, 191-200. Dordrecht: Springer Netherlands, 1992. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_17.
- Roca, E., D. Frizon de Lamotte, A. Mauffret, R. Bracene, J. Vergés, N. Benaouali, M. Fernandez, J.-A. Munoz, and H. Zeyen (2004), TRANSMED transect II, in *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region From Crust to Mantle [CD-ROM]*, edited by W. Cavazza et al., Springer, New York.
- Roger, J., et H. Hébert. « The 1856 Djijelli (Algeria) Earthquake and Tsunami: Source Parameters and Implications for Tsunami Hazard in the Balearic Islands ». *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, n° 4 (17 juillet 2008): 721-31. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-721-2008>.
- Roveri, Marco, Rachel Flecker, Wout Krijgsman, Johanna Lofi, Stefano Lugli, Vinicio Manzi, Francisco J. Sierro, et al. « The Messinian Salinity Crisis: Past and Future of a Great Challenge for Marine Sciences ». *Marine Geology* 352 (juin 2014): 25-58. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.002>.
- Shepard F.P., Dill R.F. (1966), *Submarine canyons and other sea valleys*. Rand McNally, Chicago, USA.
- Shepard, Francis P. « Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence ». *AAPG Bulletin* 65, n° 6 (1981): 1062-77.
- Sømme, Tor O., William Helland-Hansen, Ole J. Martinsen, et John B. Thurmond. « Relationships between Morphological and Sedimentological Parameters in Source-to-sink Systems: A Basis for Predicting Semi-quantitative Characteristics in Subsurface Systems ». *Basin Research* 21, n° 4 (10 juillet 2009): 361-87. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00397.x>.
- Sparacino, Federica, Mimmo Palano, José Antonio Peláez, et José Fernández. « Geodetic Deformation versus Seismic Crustal Moment-Rates: Insights from the Ibero-Maghrebian Region ». *Remote Sensing* 12, n° 6 (16 mars 2020): 952. <https://doi.org/10.3390/rs12060952>.
- Strasser, Michael, Gregory F. Moore, Gaku Kimura, Achim J. Kopf, Michael B. Underwood, Junhua Guo, et Elizabeth J. Sreaton. « Slumping and Mass Transport Deposition in the Nankai Fore Arc: Evidence from IODP Drilling and 3-D Reflection Seismic Data ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12, n° 5 (2011). <https://doi.org/10.1029/2010GC003431>.
- Strzerynski, Pierre, Jacques Déverchère, Antonio Cattaneo, Anne Domzig, Karim Yelles, Bernard Mercier de Lépinay, Nathalie Babonneau, et Azzedine Boudiaf. « Tectonic Inheritance and Pliocene-Pleistocene Inversion of the Algerian Margin around Algiers: Insights from Multibeam and Seismic Reflection Data: CENTRAL ALGERIAN MARGIN INVERSION ». *Tectonics* 29, n° 2 (avril 2010): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009TC002547>.
- Strzerynski, Pierre, Stéphane Dominguez, Azzedine Boudiaf, et Jacques Déverchère. « Tectonic Inversion and Geomorphic Evolution of the Algerian Margin Since Messinian Times: Insights From New Onshore/Offshore Analog Modeling Experiments ». *Tectonics* 40, n° 2 (2021): e2020TC006369. <https://doi.org/10.1029/2020TC006369>.
- Van Bemmelen, R.W. (1969), *Origin of the western Mediterranean Sea*, Geol. Mijnb, 26, 13-52.
- Yelles, Abdelkarim, Anne Domzig, Jacques Déverchère, Rabah Bracène, Bernard Mercier de Lépinay, Pierre Strzerynski, Guillaume Bertrand, et al. « Plio-Quaternary Reactivation of the Neogene Margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din Bank ». *Tectonophysics*, The geology of vertical movements of the lithosphere, 475, n° 1 (21 septembre 2009): 98-116. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.030>.
- Yelles, K., K. Lammali, A. Mahsas, E. Calais, et P. Briole. « Coseismic Deformation of the May 21st, 2003, $M_w = 6.8$ Boumerdes Earthquake, Algeria, from GPS Measurements: GPS INVESTIGATION OF THE BOUMERDES

EARTHQUAKE ». *Geophysical Research Letters* 31, n° 13 (juillet 2004): n/a-n/a.

<https://doi.org/10.1029/2004GL019884>.

Yelles-Chaouche, AbdelKarim, Jean Roger, Jacques Déverchère, Rabah Bracène, Anne Domzig, Helene Hébert, et Abdelaziz Kherroubi. « The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): Seismotectonics, Modelling and Hazard Implications for the Algerian Coast ». *Pure and Applied Geophysics* 166, n° 1-2 (février 2009): 283-300. <https://doi.org/10.1007/s00024-008-0433-6>.

Zwaan, Frank, Matthias Rosenau, et Daniele Maestrelli. « How Initial Basin Geometry Influences Gravity-Driven Salt Tectonics: Insights from Laboratory Experiments ». *Marine and Petroleum Geology* 133 (1 novembre 2021): 105195. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105195>.

8 Annexes

8.1 Résumé en anglais du projet de publication

Dans le but de valoriser ce travail un article va être soumis dans la revue "Frontiers in Earth Science" dans un numéro thématique sur "Geoscientific Visualization in Solid Earth Geophysics" le 5 juillet:

Submarine fault scarp morphotectonic analysis combining GIS-based methods and virtual reality : the case study of the low-rate active thrust faulting off Boumerdès (Algeria)

Abstract:

Repeated rupture propagation of active faults towards the surface leads to the birth of cumulated geomorphic features but also implies complex interactions, especially in the offshore domain. Here, we examine the subsurface expression of tectonic deformation of the continental slope and adjacent basin off Boumerdès (Algeria), a region that underwent a magnitude 6.9 earthquake in May 2003. We use GIS-based identification methods combined to virtual reality (VR) to explore the way active thrust faulting caused by the slow-rate tectonic contraction of the Algerian margin modifies the drainage pattern on the slope and triggered the birth of topographic anomalies and sedimentary basins since Pliocene times. VR brings considerable benefits in this submarine environment by facilitating scale changes, correlation of markers, space measurements of cumulative deformation, and by "educating" the observer's eye. The correlation of along- and across-strike markers (convex or concave shapes of main knickpoints within canyon longitudinal profiles, lateral continuity of slope breaks, distribution of slide scars, growth strata of perched basins, offsets of reflectors on high-resolution seismic sections parallel to plate convergence) allows us to assess the likely position of active thrusts close to the surface, to characterize the cumulative throws and to estimate the onset of inversion and mean slip rates. Our results support (1) previous interpretations of geometrical changes of fault dips in the upper 2 km, explaining the shift of the the active Boumerdès fault position toward the basin and the lateral changes in cumulative scarp throw, (2) ramification of the fault system thus forming stair-case perched basins and (3) Mid-Pliocene onset of reverse faulting with progressive frontal thrust propagation oceanward.

8.2 Terminologie

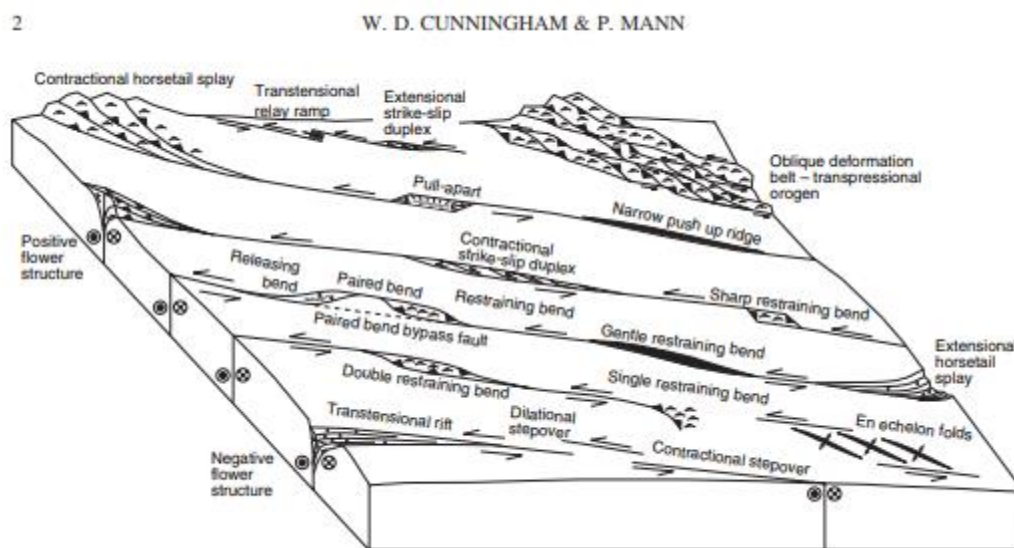
8.2.1 Restraining bends

Mouvement d'accommodation de la déformation en cisaillement produisant un système de soulèvement par faille inverse porté par une cinématique en transpression. Il existe des restraining

bends simple et doubles. Les restraining bends produisent une élongation avec des massifs individuels possédant une anomalie élevée d'élévation topographique.

8.2.2 Releasing bends

Mouvement accommodation à la déformation en cisaillement produisant un système de bassin par faille normale dû à une cinématique en transtension. Les releasing bends produisent un bassin en *pull-apart* avec des failles les délimitant, ces structures peuvent former les dépressions les plus basses de la Terre en dehors des fosses de subductions.



Annexe 1 Principe de restraining bends et Releasing bends

8.2.3 Strain partitioning

Le *Strain partitioning* (partage de déformation) est un système de déformation dans lequel la contrainte principale sur une faille s'exprime en 2 composantes séparées dans l'espace : l'une parallèle, l'autre perpendiculaire à la direction de la faille. Ce type de déformation est fréquemment trouvée dans des contextes de convergence oblique au niveau d'une subduction (exemple : Sumatra).

8.3 Autres données acquises en mer

8.3.1 Campagnes menées sur la marge algérienne

Campagne	Année	Navire	Type de données	Lien DOI
MARADJA	2003	Suroît	Bathymétrie, sismique-réflexion de moyenne et haute résolution, Chirp, carottages	https://doi.org/10.17600/3020 <u>100</u>
PRISMA	2004	Marion Dufresne	Carottages	https://doi.org/10.17600/4200 <u>150</u>
MARADJA 2	2005	Suroît	Bathymétrie, sismique-réflexion de moyenne et haute résolution, Chirp, carottages	https://doi.org/10.17600/5020 <u>080</u>
SPIRAL	2009	Atalante	Sismique-réflexion de grande pénétration, sismique grand-angle (OBS), Chirp	https://doi.org/10.17600/9010 <u>050</u>

8.3.2 Carottages

Les carottes obtenues sur mes zones d'étude d'étude sont issues de 3 campagnes différentes : MARADJA (2003) : 4 carottes Kullenberg ; PRISMA (2004) : 3 carottes Calypso ; MARADJA 2 (2005) : 7 carottes Kullenberg (**Tableau 2**).

Nom	Campagne	Date	LONGITUDE	LATITUDE	Longueur (m)	Profondeur (m)
KMDJ01	MARADJA	01/09/2003	E003 43,01	N37 02,76	7,83	2400
KMDJ02	MARADJA	01/09/2003	E003 31,49	N36 57,83	6,36	1619
KMDJ03	MARADJA	01/09/2003	E003 17,19	N36 56,88	3,73	2341
KMDJ04	MARADJA	01/09/2003	E003 42,53	N37 15,69	7,56	2711
MD04-2798	PRISMA	31/05/2004	E003 44,94	N37 14,03	28,68	2707
MD04-2799	PRISMA	31/05/2004	E003 36,83	N37 07,37	25,3	2248
MD04-2800	PRISMA	31/05/2004	E002 30,00	N37 02,02	27,27	2756

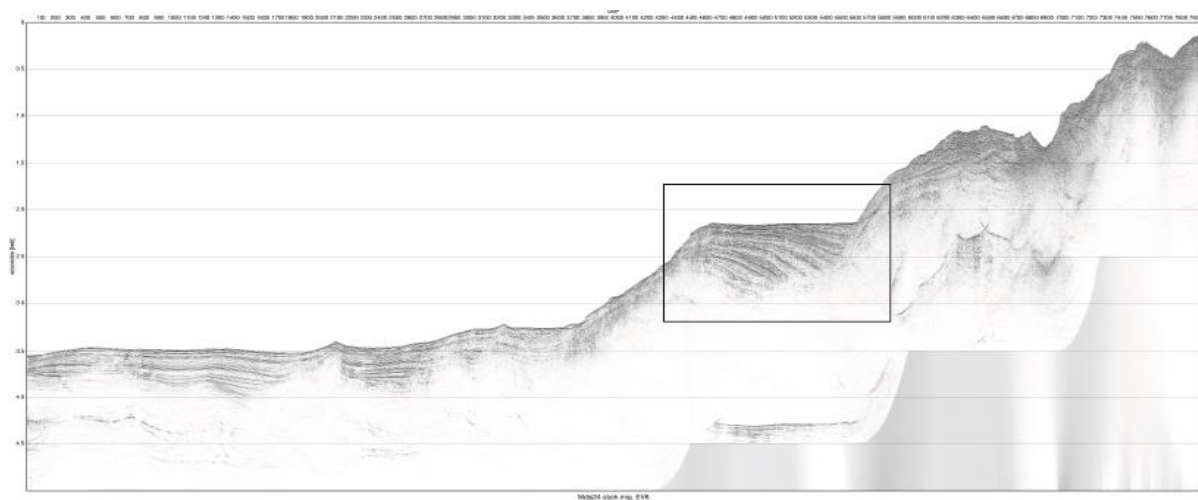
KMDJ12	MARADJA 2	07/11/2005	E003 47,11	N37 00,24	6,1	1708
KMDJ13	MARADJA 2	07/11/2005	E003 46,18	N37 01,66	3,25	2132
KMDJ14	MARADJA 2	07/11/2005	E003 45,48	N37 02,78	8	2312
KMDJ15	MARADJA 2	07/11/2005	E003 43,33	N37 02,19	9,68	2377
KMDJ16	MARADJA 2	07/11/2005	E003 39,83	N37 06,98	8,75	2259
KMDJ26	MARADJA 2	07/11/2005	E002 32,03	N36 47,67	5,81	503
KMDJ27	MARADJA 2	07/11/2005	E002 28,00	N36 50,75	7,67	1233

Tableau 2. Différentes carottes obtenues lors des 3 campagnes MARADJA (2003), PRISMA (2004) et MARADJA 2 (2005) avec la date, la localisation, la longueur et la profondeur (Babonneau et al., 2017).

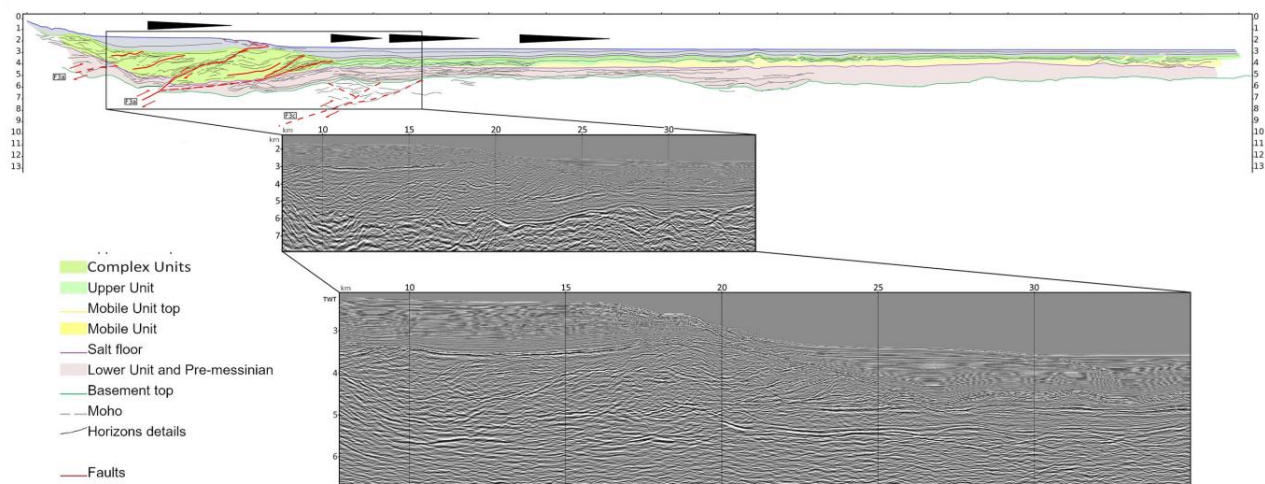
8.4 Annexes suite

Date	Lat (°N)	Long (°E)	Magnitude	Date	Lat (°N)	Long (°E)	Magnitude
23.11.2005	36,98	3,75	3,5	28.05.2003	36,83	3,32	5,2
05.11.2005	36,48	2,57	3,7	27.05.2003	36,88	3,55	5,8
06.09.2005	36,37	2,82	3,9	21.05.2003	36,83	3,65	6,9
03.09.2005	37,02	3,45	3,7	04.09.1996	36,90	2,81	5,3
17.08.2005	37,14	3,38	3,6	12.04.1990	36,79	2,49	4,7
16.08.2005	37,07	2,63	3,7	09.02.1990	36,87	2,48	4,0
10.08.2005	36,41	1,72	3,5	05.02.1990	36,72	2,47	4,2
24.04.2005	36,81	3,21	3,8	22.11.1989	36,71	2,49	4,3
15.12.2004	36,95	3,81	3,6	05.11.1989	36,72	2,42	4,7
05.12.2004	37,11	3,53	4,5	29.10.1989	36,62	2,33	4,0
01.12.2004	36,83	3,53	4,5	30.06.1981	37,26	3,05	4,2
14.11.2004	37,25	3,51	4,4	04.07.1978	36,59	2,93	4,2
12.03.2004	37,10	3,5	4,1	13.03.1960	36,96	3,20	4,4
16.10.2003	36,9	3,40	4,0	25.10.1949	37,00	3,20	4,4
12.10.2003	37,9	3,77	4,5	28.05.1940	36,80	3,03	5,0
03.09.2003	35,61	4,14	4,8	04.03.1931	36,70	2,77	4,8
17.07.2003	37,71	3,54	5,6	06.11.1924	36,65	2,90	4,7
17.06.2003	37,79	4,13	5,2	05.11.1924	36,60	3,00	5,2
29.05.2003	36,82	3,42	5,8	27.11.1923	36,73	3,13	4,4

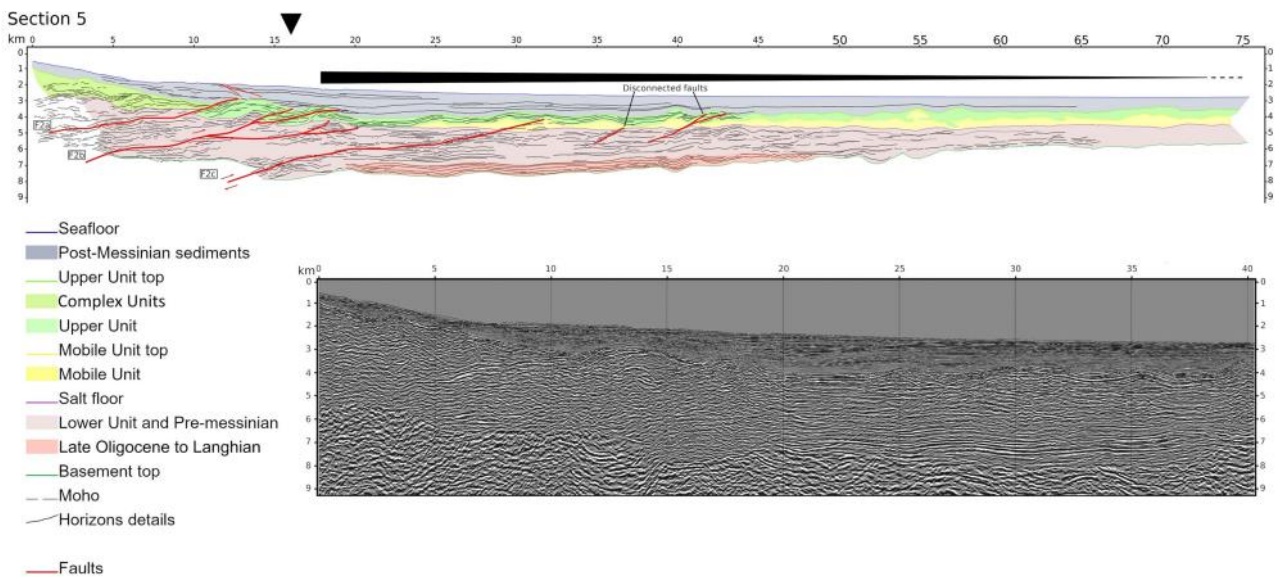
Annexe 2 Tableau de la sismicité depuis 1923 sur la zone de Boumerdès ; avec la date, la localisation et la magnitude



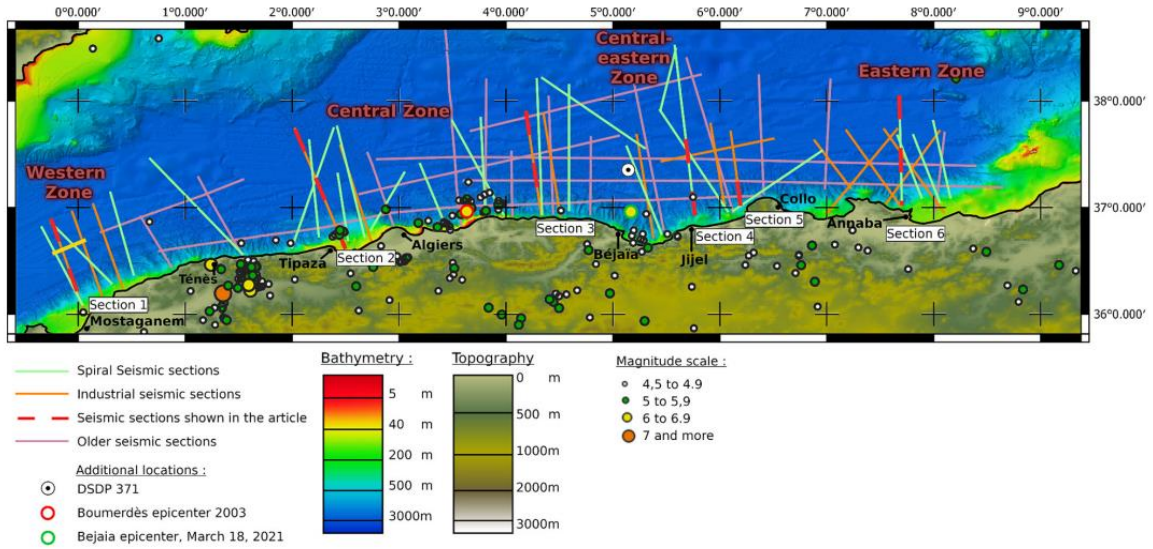
Annexe 3 Profil mdj24 complet localisé sur la figure 16 avec la zone zoomé de la figure 17 (zone de Boumerdès)



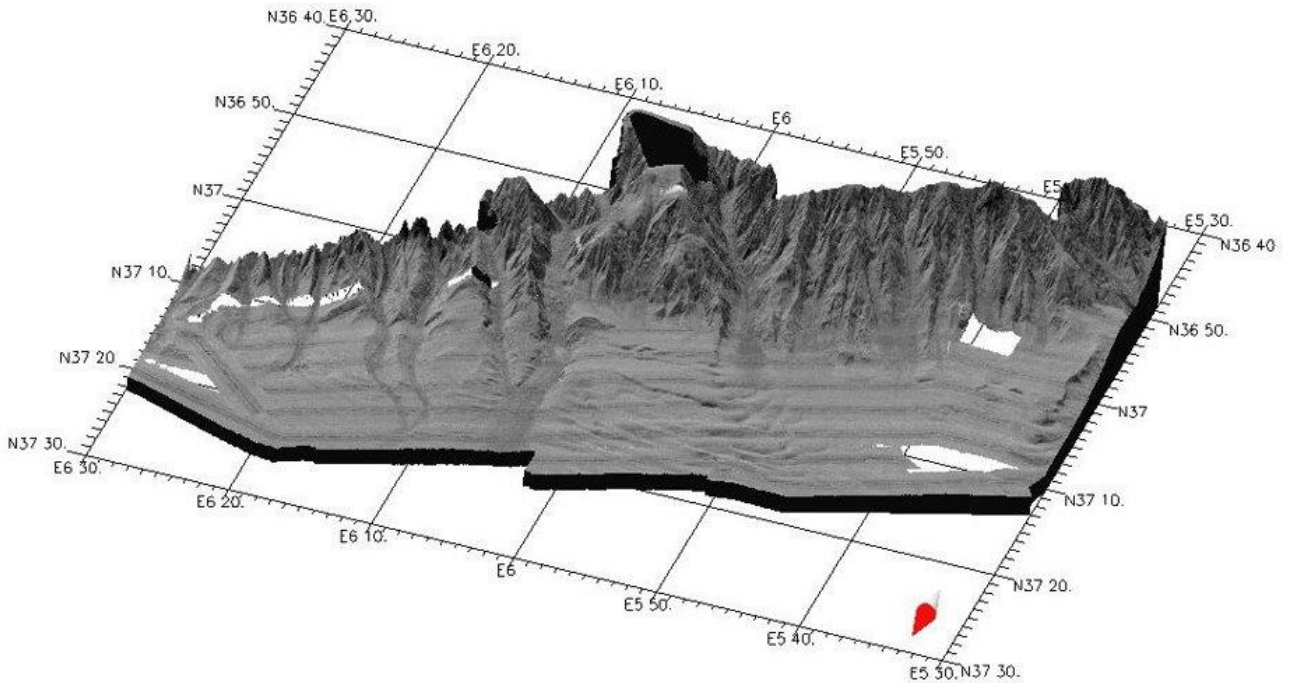
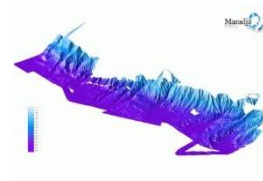
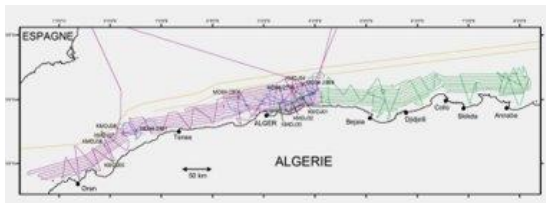
Annexe 4 (Leffondré et al., 2021) - Section sismique 3 (Grande Kabylie) sous forme de dessin au trait. Pas d'exagération verticale. Les principaux horizons et failles sont identifiés, ainsi que les principaux bassins asymétriques. L'encart montre une extraction brute convertie en profondeur de la ligne sismique. Le site sur la deuxième ligne est une extraction de la section temporelle bidirectionnelle fournie pour mieux mettre en évidence les déplacements liés aux failles et la déformation des sédiments. L'unité vert clair dans la marge correspond à l'unité complexe messinienne (CU) coévalente à UU et déposée en réponse à la baisse majeure du niveau de la mer lors de la crise de salinité messinienne. Les triangles noirs allongés soulignent les dépocentres post-messinien des sous-bassins et leur asymétrie potentielle (unités sédimentaires cunéiformes ou strates de croissance) qui sont supposés témoigner d'un contrôle tectonique par des chevauchements aveugles sous-jacents à rampe plate. Les flèches pointant vers le bas localisent la transition océan-continent. Localisé sur l'annexe 7.



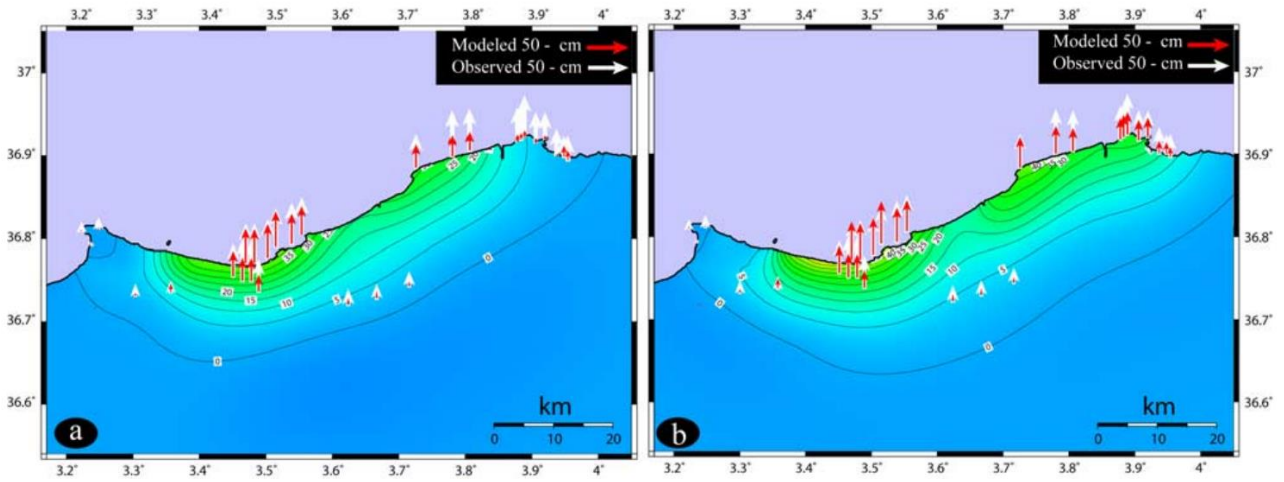
Annexe 5 La résolution de la section sismique 5 est plus courte et n'a donc été intégrée que pour montrer le système de failles. L'unité vert clair dans la marge correspond à l'unité complexe (CU) coévalente à l'UU et déposée en réponse à la baisse majeure du niveau de la mer lors de la crise de salinité messinienne. Localisé sur l'annexe 7.



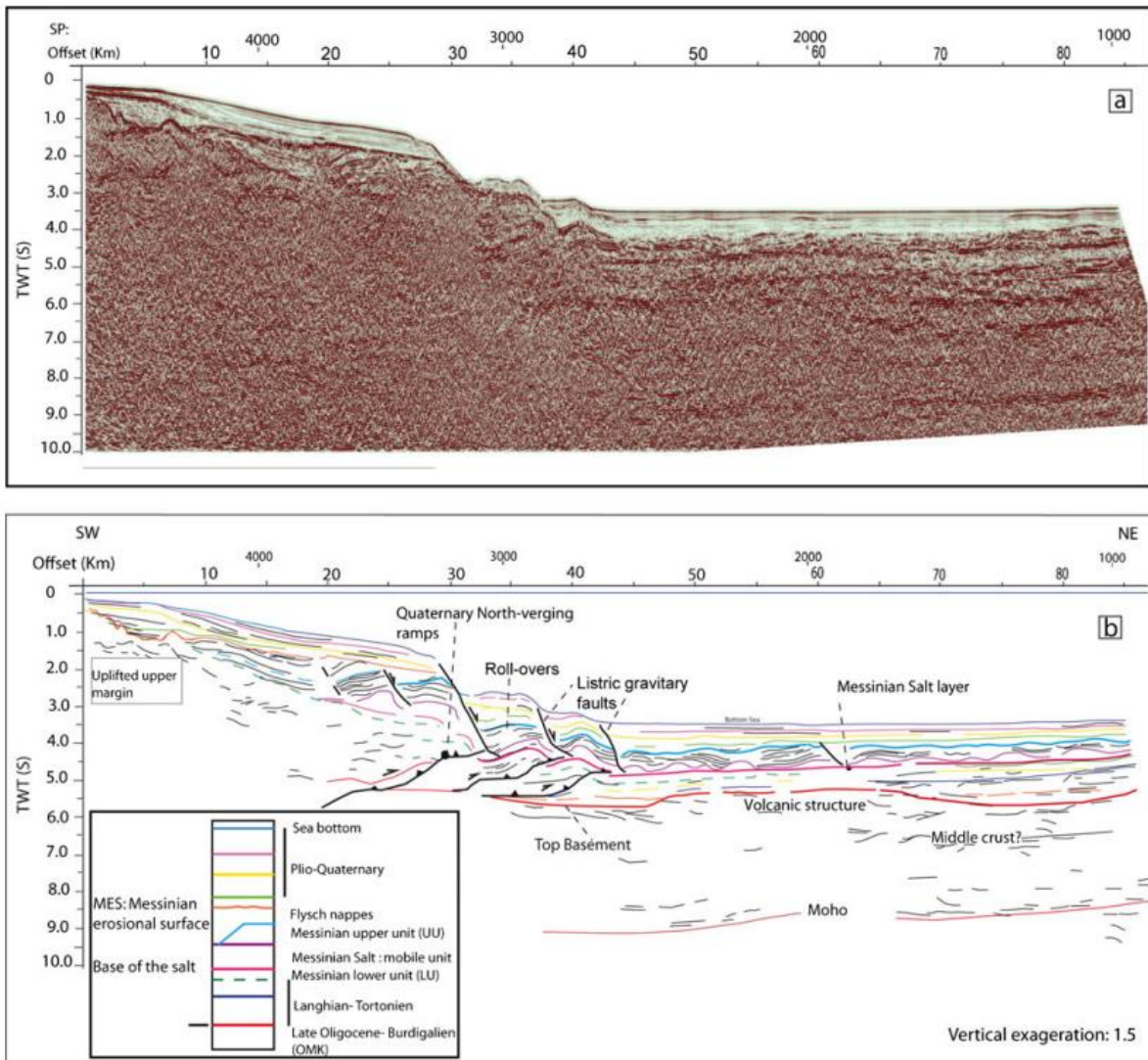
Annexe 7 Bathymétrie et topographie de la marge algérienne, ainsi que les sections sismiques qui ont été converties en profondeur. Les sections sismiques numérotées et surlignées de tirets rouges font référence aux sections sismiques partiellement affichées dans cette étude.



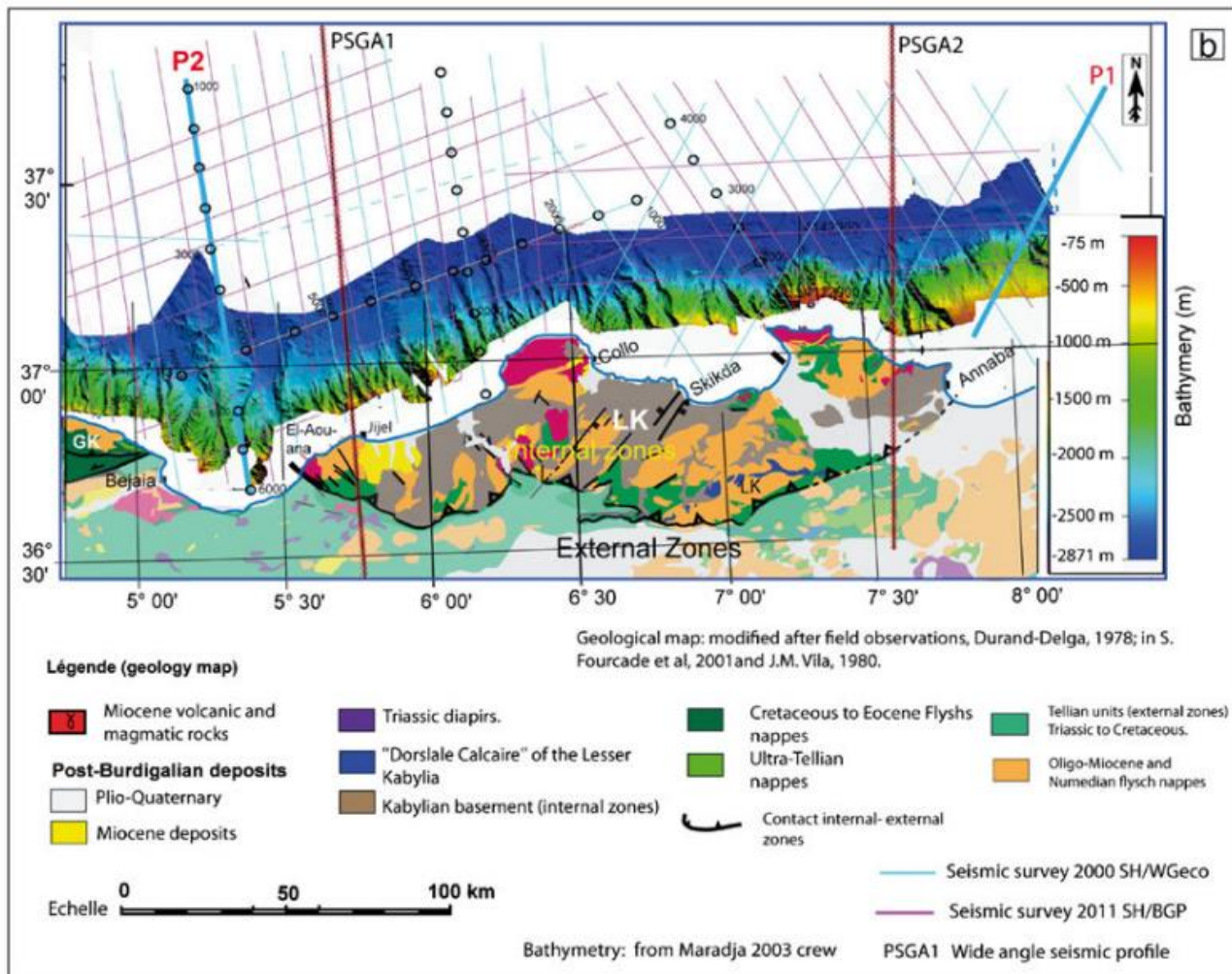
Annexe 6 Bloc diagramme montrant la réflectivité et l'activité des canyons sur le secteur de Jijel issue des campagne MARADJA2



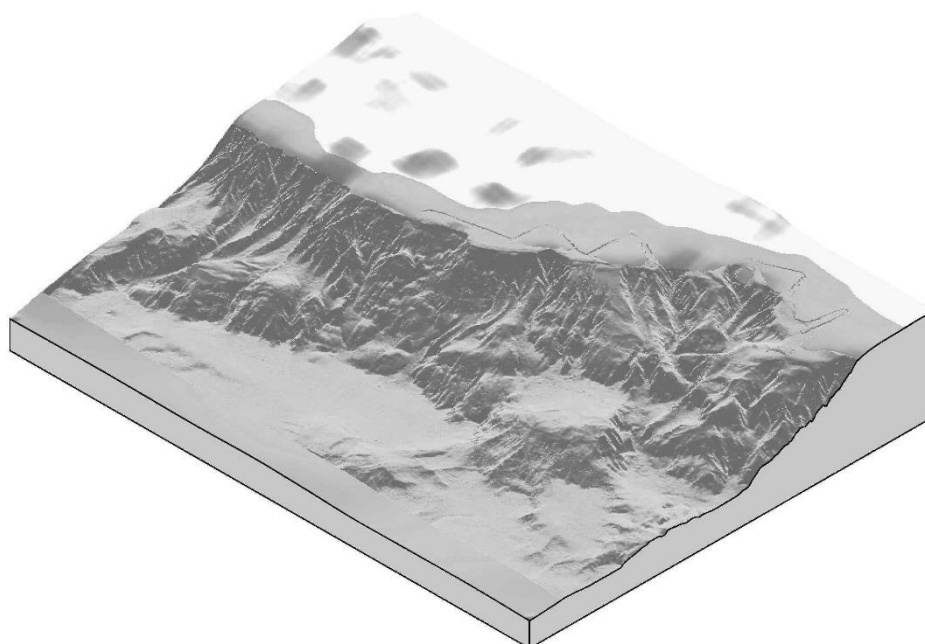
Annexe 9 Composante verticale du déplacement de surface (courbes de niveau en cm) prédite par les modèles pour les failles (a) planes et (b) courbes. Notez que la solution des failles courbes explique mieux les mesures de soulèvement à l'est du Cap Djenet. (Bellabès et al., 2009)



Annexe 8 a) Section sismique non interprétée et b) section sismique interprétée (P2) au large d'Annaba, en b la structure et la subdivision stratigraphique sismique de la série pré-messinienne, messinienne et post-messinienne (zone transparente) sont mises en évidence. Localisé sur l'annexe 11.



Annexe 11 a) Carte structurale des domaines de Tell et d'Atlas en Algérie. Le carré rouge représente la localisation de la zone d'étude dans le cadre du domaine de la Méditerranée occidentale, b) Carte géologique des affleurements du Mésozoïque et Tertiaire affleurant de l'est du Tell (onshore), la position des levés sismiques, y compris les profils sismiques utilisés dans la présente étude et la carte de bathymétrie du bassin offshore acquise pendant la campagne Maradja2/Samra (2005) d'après Arab et al., 2016.



Annexe 10 Bloc diagramme montrant la réflectivité et l'activité des canyons sur le secteur de Jijel issue des campagne MARADJA2

