



HAL
open science

Apport de la géologie structurale pour la caractérisation des roches réservoirs de la région d'Aubagne (fossé oligocène et ses bordures carbonatées)

Christophe Matonti

► To cite this version:

Christophe Matonti. Apport de la géologie structurale pour la caractérisation des roches réservoirs de la région d'Aubagne (fossé oligocène et ses bordures carbonatées). [Rapport de recherche] Aix-Marseille Université (AMU). 2021. hal-03469934

HAL Id: hal-03469934

<https://hal.science/hal-03469934v1>

Submitted on 8 Dec 2021

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

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

Projet de recherche Karst-Huveaune (2018-2022)

Apport de la géologie structurale pour la caractérisation des roches réservoirs de la région d'Aubagne (fossé oligocène et ses bordures carbonatées)

Par

Christophe MATONTI

16/11/2021

Direction : N. Espurt, J. Lamarche, B. Arfib



Préambule

Ce rapport synthétise les résultats acquis par Christophe Matonti au cours d'un contrat post-doctoral de 10 mois à l'université Aix-Marseille, laboratoire CEREGE, équipe Ressources-Réservoirs-Hydrosystèmes, sous la direction de Juliette Lamarche et Nicolas Espurt. Deux étudiants de stage de Master 1 Sciences de la Terre, des Planètes et de l'Environnement (STPE), Messieurs Gabin Mberikongo et Nabil Zidani, ont participé à l'acquisition des données de terrain du secteur entre Carnoux et Roquefort-La Bédoule. Ce travail a été programmé dans le cadre du projet de recherche Karst-Huveaune, coordonné par Bruno Arfib. L'objectif du projet Karst-Huveaune (2018-2022) est d'améliorer les connaissances sur la ressource en eau souterraine dans le bassin versant de l'Huveaune (Est de Marseille, région Sud-PACA), et d'affiner les méthodes d'étude en croisant des approches hydrodynamique, géologique et hydrochimique. Le travail de C. Matonti s'intéresse au volet « géologie structurale » du projet. Les approches hydrodynamique et hydrochimique sont réalisées dans le cadre de la thèse de doctorat de Thibaut Garin (2018-2022), financée par un « Emploi jeunes doctorants » Région Sud (PACA) et BRGM.

Le projet Karst-Huveaune est financé par l'Agence de l'Eau, le Conseil Départemental 13, la Métropole Aix-Marseille-Provence, l'Université Aix-Marseille. Le projet est inscrit dans le Contrat de rivière Huveaune porté par le Syndicat du Bassin Versant de l'Huveaune (fiche action C1.1 dans l'enjeu C, État des ressources en eau, 2015-2018 et 2019-2022).

Rédaction du rapport : Christophe Matonti

Relecture : Juliette Lamarche, Nicolas Espurt, Bruno Arfib

Pour citer ce rapport :

Matonti C. (2021) Apport de la géologie structurale pour la caractérisation des roches réservoirs de la région d'Aubagne (fossé oligocène et ses bordures carbonatées). Dir. N. Espurt, J. Lamarche, B. Arfib. Projet Karst-Huveaune, Université Aix-Marseille. 44 pages

Contact :

Bruno Arfib : arfib@cerege.fr, Juliette Lamarche : lamarche@cerege.fr,

Nicolas Espurt : espurt@geoazur.unice.fr, Christophe Matonti : matonti@geoazur.unice.fr

Université Aix-Marseille, Laboratoire CEREGE, 3 place V. Hugo, 13003 Marseille

Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France

www.karsteau.fr

Table des matières

1. RÉSUMÉ	3
2. INTRODUCTION ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE	3
3. DESCRIPTION SYNTHÉTIQUE DES UNITÉS LITHO-STRATIGRAPHIQUES RENCONTRÉES SUR LA ZONE D'ÉTUDE	7
4. PÉTROPHYSIQUE : POROSITÉ ET PERMÉABILITÉ À L'ÉCHELLE MATRICIELLE	11
4.1. MATÉRIEL ET MÉTHODES DE MESURES	11
4.2. RÉSULTATS	12
5. FRACTURATION ET PERMÉABILITÉ DE L'ENCAISSANT MÉSOZOÏQUE À L'ÉCHELLE DÉCAMÉTRIQUE	15
5.1. ESTIMATION QUALITATIVE DE LA DÉFORMATION AU SUD DU BASSIN D'AUBAGNE.....	15
5.2. ÉTUDE DE LA DÉFORMATION PAR MÉTHODE DES <i>SCAN-LINES</i>	16
5.2.1 <i>Méthodologie et données</i>	16
5.2.2 <i>Éléments structuraux et chronologie</i>	17
5.2.3 <i>Quelques indices de karstification</i>	19
5.2.4 <i>Stick plot et types de zones de déformation</i>	20
5.3. DENSITÉS DE FRACTURES ET ESTIMATION DE LA PERMÉABILITÉ DE FRACTURE ÉQUIVALENTE À L'ÉCHELLE DÉCAMÉTRIQUE.	23
6. COUPES STRUCTURALES DANS LE BASSIN D'AUBAGNE :	24
6.1. CORRÉLATIONS DES DONNÉES DE PUIITS ISSUES DE LA BASE DE DONNÉES DU BRGM	24
6.2. INTERPRÉTATIONS GÉOMÉTRIQUES DE LA STRUCTURE DU BASSIN OLIGOCÈNE D'AUBAGNE EN COUPE	25
6.2.1 <i>Coupe Nord</i>	29
6.2.2 <i>Coupe Sud</i> :.....	32
7. CONCLUSION	34
8. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	35
9. ANNEXES	37

1. Résumé

L'étude des ressources en eau nécessite de caractériser le réservoir géologique, ou aquifère, qui permet le stockage et l'écoulement des eaux souterraines. À l'échelle du bassin versant de l'Huveaune et des sources sous-marines régionales de Cassis (Port-Miou et Bestouan), la zone d'Aubagne à Roquefort-La Bédoule (Bouches-du-Rhône) constitue un passage clé pour le transfert souterrain entre les massifs montagneux au nord et la mer au sud, à travers les chevauchements sud-provençaux et le bassin d'effondrement oligocène d'Aubagne. Ce travail s'est intéressé à la caractérisation géologique structurale et pétrophysique du bassin oligocène et de ses zones bordières (roches du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur). Des nouvelles données quantitatives ont été acquises à trois niveaux d'échelles : centimétrique, décimétrique et hectométrique à kilométrique. Pour cela, trois méthodes complémentaires ont été utilisées, correspondant à chaque niveau d'échelle : des mesures de porosité et perméabilité sur échantillons au laboratoire, des mesures exhaustives de fracturation sur 18 transects de 20 mètres de long (*scan-line*), et des coupes structurales. L'échelle centimétrique donne accès à la porosité et la perméabilité des roches, en dehors des zones de fractures. Les calcaires et cargneules du Trias sont poreux et présentent les perméabilités échantillonnées parmi les plus fortes. Les conglomérats fluviatiles oligocènes sont les terrains investigués les plus perméables. Toutefois, la perméabilité mesurée reste très inférieure à la perméabilité obtenue dans les sédiments fluviatiles quaternaires meubles investigués à l'échelle hectométrique par des essais de pompage sur les forages de la plaine d'Aubagne. Les investigations à l'échelle décimétrique ont été menées sur la zone au sud d'Aubagne, en suivant le vallon emprunté par l'autoroute, entre la carrière Bronzo-Perasso et Roquefort-La Bédoule. C'est une zone qui présente majoritairement à l'affleurement des calcaires urgoniens, et des niveaux divers de déformation cassante. Des grandes familles de fractures ont été individualisées, et une chronologie relative proposée, débutant lors de l'enfouissement des roches au crétacé inférieur. Une zone de faille d'orientation Ouest-Est est mise en évidence (entre la sortie d'autoroute Carnoux et Roquefort-La-Bédoule) ; celle-ci présente une très forte densité de fractures, quelques indices karstiques et une forte connectivité des fractures. Elle est susceptible de jouer un rôle drainant pour l'eau souterraine régionale, mais la circulation préférentielle (potentiellement karstique) des fluides peut être à de grandes profondeurs. Enfin, les coupes géologiques à l'échelle kilométriques à travers le bassin d'Aubagne et ses bordures (une coupe ONO-ESE, et une coupe NNO-SSE) sont inédites et illustrent les grandes structures du secteur d'étude. Il reste toutefois de nombreuses incertitudes sur les épaisseurs réelles de sédiments oligocènes, étant donné l'absence de forages de plus de 100 mètres sur cette zone.

2. Introduction et contexte géologique

L'Huveaune, fleuve côtier des Bouches-du-Rhône, prend sa source sur le flanc nord du massif de la Sainte-Baume, sur la commune de Nans les Pins. Le bassin versant de l'Huveaune s'étend sur plus de 520 km² (SIBVH 2015), englobe la plaine d'Aubagne et une partie du bassin de Marseille, qui comprend l'exutoire de l'Huveaune, qui se jette dans la méditerranée au niveau de l'hippodrome Marseille-Borély.

Compte tenu des dimensions de son bassin versant, le débit de surface de l'Huveaune est relativement faible (de l'ordre de 1 m³/s, DREAL station hydro Aubagne n°Y4424040). Des travaux précédents ont ainsi montré qu'une part non négligeable des eaux de l'impluvium de l'Huveaune est

drainée par la voie souterraine jusqu'aux exutoires de Cassis (sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan), qui présentent ainsi des débits supérieurs au débit de surface de l'Huveaune (Coulier 1985, Cavalera 2007, Arfib et Charlier 2016). Ce bassin versant hydrogéologique de l'exutoire de Port-Miou chevauche donc en partie celui de l'Huveaune (Figure 1).

Le bassin versant de l'Huveaune est situé d'un point de vue géologique dans le bassin Sud Provençal, qui présente une lithologie hétérogène et une complexité structurale. Cette complexité est le résultat d'une histoire géologique contrastée, dans laquelle se sont succédées, depuis le Trias, plusieurs phases de tectonique en compression, alternant avec des phases d'extension et donc de subsidence tectonique, durant lesquelles plusieurs kilomètres d'épaisseur de sédiments se sont accumulés. Ces phases compressives sont liées successivement à la formation des chaînes des Pyrénées (fini-crétacé à Eocène) puis des Alpes (du Miocène à aujourd'hui ; e.g. Leleu, 2005 ; Bestani 2015).

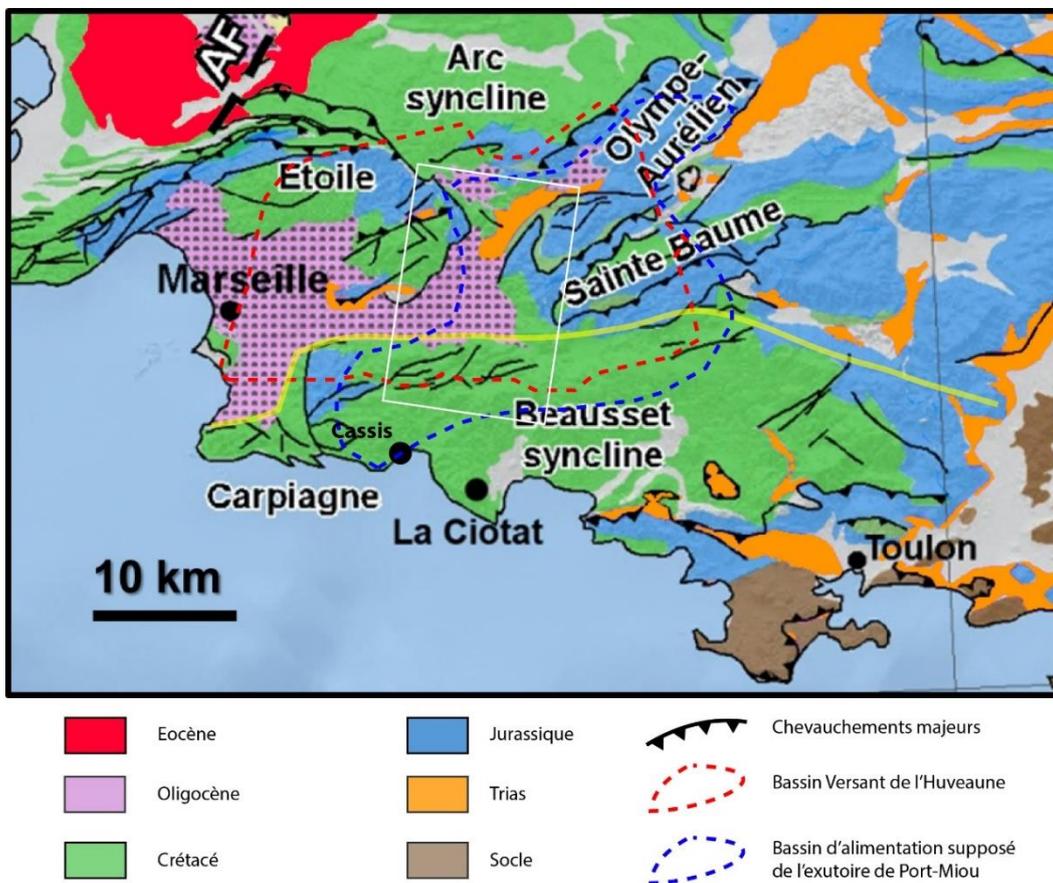


Figure 1 : Carte géologique de la zone d'étude (modifié de Bestani, 2015) figurant les bassins versant de l'Huveaune et de l'exutoire de Port-Miou ainsi que la dichotomie N/S dans la complexité géologique (en jaune). Le rectangle blanc représente la zone d'étude géologique.

On peut donc se demander, comment cette complexité géologique, que ce soit en termes de nature des roches mais aussi de structures tectoniques, a pu et va impacter les écoulements souterrains dans le bassin versant de l'Huveaune. Dans le travail objet de ce rapport, la zone d'étude s'étend au nord jusqu'au massif du Regagnas, à l'est sur les contreforts de la Sainte-Baume, à l'Ouest au massif du Garlaban et au Sud dans le massif des calanques au niveau de la commune de Carnoux (rectangle blanc sur la Figure 1). À partir de l'observation préliminaire de la carte géologique au 1/50.000 et 1/250.000, il est possible de mettre en évidence en premier lieu une forte différence en

terme de complexité et d'hétérogénéité géologique entre le Nord et le Sud de la zone d'étude (en jaune sur la Figure 1).

Au nord de la zone d'étude les dépôts d'âge jurassique, crétacé et oligocène sont limités et structurés par des chevauchements tectoniques (Etoile, Sainte-baume, Mont Aurélien...), qui se mettent en place principalement entre la fin Crétacé et l'Eocène (c'est à dire entre le dépôts verts et rose sur Figure 1). Cette zone Nord comprend également la plaine d'Aubagne, dont les dépôts sont limités par une structure tectonique formée en extension : le bassin d'Aubagne, qui s'ouvre tout au long de l'Oligocène, en lien avec la phase de Rifting Ouest européen (Hippolyte et al., 1990 ; Bergerat, 1987). Ce bassin a été rempli par des roches de lithologie variée (calcaire, argile, silicoclastique...).

A l'inverse, au Sud de la zone d'étude on observe des roches de lithologie plus homogène et essentiellement composées de calcaires (Crétacé, puis Jurassique en profondeur). Cette zone Sud est simplement affectée par de grandes fractures et failles cartographiques (en traits noirs sur la Figure 1).

En tenant compte de cette dichotomie Nord/Sud, nous allons explorer comment l'hétérogénéité géologique, c'est-à-dire sédimentaire, faciologique, diagénétique et structurale, va impacter les écoulements souterrains de l'Huveaune depuis la plaine d'Aubagne jusqu'à l'exutoire à de Port-Miou. Finalement dans ce travail nous essaierons d'apporter des réponses aux questions suivantes :

Quelle est l'architecture tectonique et sédimentaire du bassin d'Aubagne en lien avec son histoire tectonique ?

Quelles sont les grandes familles de discontinuités qui affectent l'encaissant carbonaté au sud d'Aubagne suivant un axe ouest-est de Carnoux à Roquefort-La-Bédoule.

Les écoulements et le stockage des fluides dans les roches du sous-sol, et notamment les roches sédimentaires, sont contrôlés par des facteurs multiples, correspondant à plusieurs échelles d'hétérogénéités. Par exemple, la porosité matricielle contrôle les propriétés de stockage à l'échelle millimétrique, tandis que la densité et l'ouverture des fractures et des failles contrôlent les propriétés de transfert à l'échelle décamétriques, et enfin l'architecture sédimentaire et structurale d'un bassin sédimentaire impacte ses propriétés à l'échelle kilométrique (Figure 2). Porosité et perméabilité vont, de plus, évoluer dans le temps et l'espace, sous l'effet des transformations diagénétiques et des déformations tectoniques, qui interviennent à l'échelle du million d'années (Figure 2).

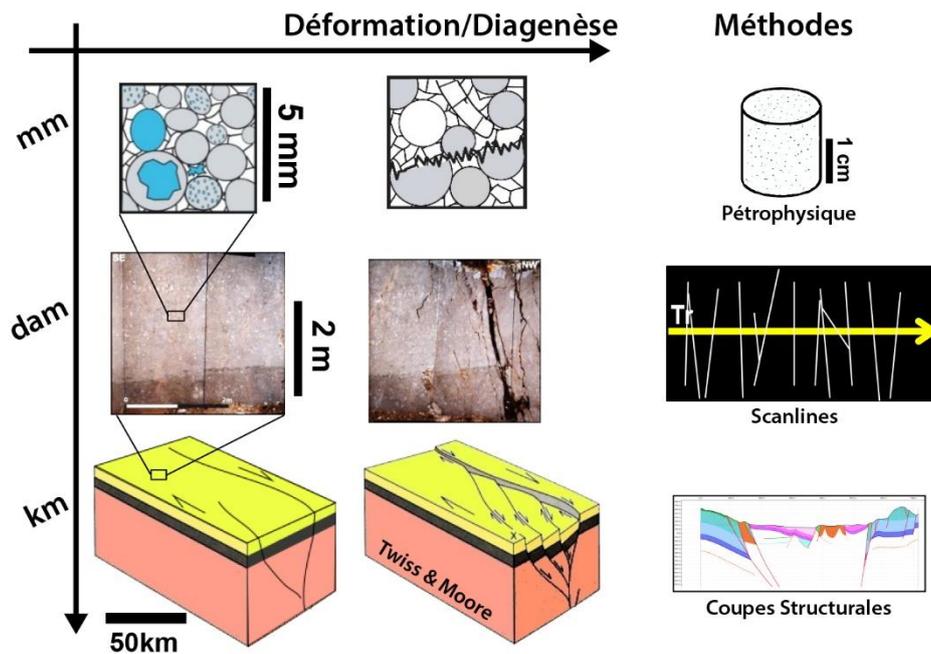


Figure 2 : Hétérogénéités géologiques multi-échelles représentées sous forme d'un graphique conceptuel associant l'échelle d'observation (sur l'axe Y) et la taille des déformations (sur l'axe X). La méthodologie employée à chacune d'elles est représentée à droite du graphique.

Aborder cette problématique nécessite une approche géologique multidisciplinaire menée à plusieurs échelles, du millimètre au kilomètre (Figure 2). Pour cela, nous avons mis en œuvre tout d'abord un échantillonnage des roches d'âge Oligocène remplissant le bassin d'Aubagne, ainsi que les roches formant l'encaissant Mésozoïque. Cet échantillonnage a été réalisé en essayant de capter un maximum de la variabilité de faciès géologiques (en termes de lithologie, granulométrie, porosité estimée...) sur la zone étudiée. Sur ces échantillons, des plugs de 1 pouce (2,54 cm) de long et 1 pouce de diamètre ont été extraits. Sur ces plugs, des mesures de porosité et de perméabilité à l'azote (pression entrante 100 psi) ont été réalisées.

A l'échelle décimétrique, une étude fine de la fracturation a été entreprise avec l'aide de deux étudiants du laboratoire CEREGE (Nabil Zidani et Gabin Mberi Kongo) en stage de Master 1. Cette étude a consisté en la mesure de plusieurs paramètres caractérisant la fracturation (orientation, longueur, densité linéaire, ouverture), le long de multiples transects contigus de 20m situés le long des routes D559A et D41C, qui recoupent les formations de calcaires crétacés au sud du bassin d'Aubagne. À l'aide de ces mesures, une première estimation simple de la perméabilité décimétrique a pu être réalisée.

Enfin, à l'échelle kilométrique, 2 coupes structurales ont été réalisées au travers du bassin d'Aubagne et de son encaissant Mésozoïque. Elles nous ont permis d'appréhender plus précisément l'architecture sédimentaire et structurale de la zone d'étude avec une vision 2D et 3D de la subsurface.

Ce rapport présente les résultats et interprétations en suivant ce découpage en trois échelles imbriquées.

3. Description synthétique des unités litho-stratigraphiques rencontrées sur la zone d'étude

La zone d'étude se trouve au carrefour de quatre grandes unités structurales représentées sur la Figure 3 :

- L'Unité du Beausset au sud caractérisée à l'affleurement par des terrains datés du Jurassique supérieur au Crétacé Supérieur principalement
- Le Massif de la Sainte-Baume et les massifs carbonatés alentours (Régagnas-Aurélien, Agnis, Allauch-Etoile) caractérisés par leur complexité structurale, mettant à l'affleurement des roches du Trias à l'Oligocène
- Le bassin oligocène de Marseille-Aubagne
- Le massif de l'Etoile qui s'étend jusqu'au Garlaban à l'est, avec des roches du Trias au Crétacé supérieur.

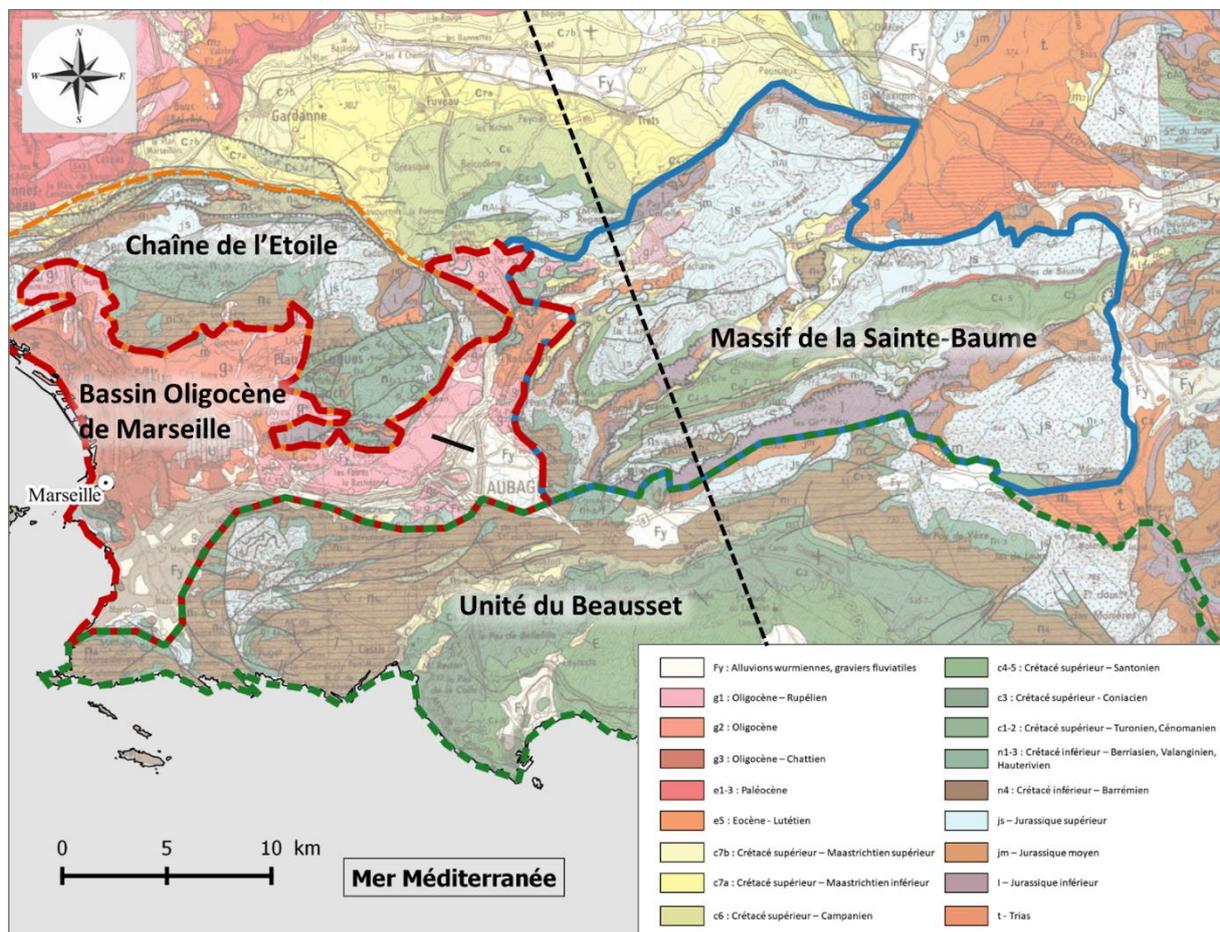


Figure 3 : Carte géologique au 1/250 000 (source : Infoterre). Les limites approximatives des unités structurales sont surimposées à la carte : l'Unité du Beausset en vert foncé, les limites du bassin Oligocène de Marseille-Aubagne en rouge, le massif de la Sainte-Baume étendu au Mont Aurélien et de l'Agnis en bleu et le massif de l'Etoile et d'Allauch-Garlaban en orange. L'emplacement d'une récente coupe géologique faite à l'échelle de la Provence est représenté en trait pointillé noir (Bestani et al., 2016). Carte mise en forme par T. Garin (2019).

La coupe géologique à l'échelle de la Provence proposée par Bestani et al. (2016) donne un aperçu de la complexité structurale à travers le massif de la Sainte-Baume (Figure 4). Toutefois, par sa position, elle occulte la géométrie de la zone située plus à l'ouest, dans le bassin oligocène d'Aubagne à

Marseille. Cette zone du bassin d'Aubagne fera l'objet des résultats nouveaux présentés dans ce rapport.

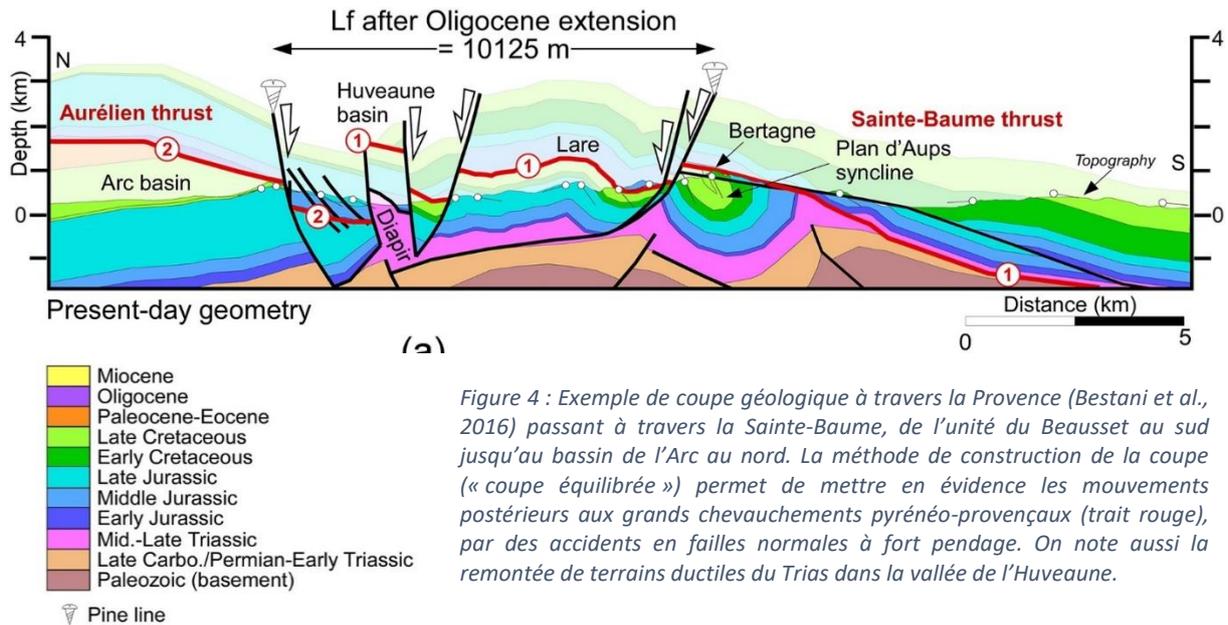


Figure 4 : Exemple de coupe géologique à travers la Provence (Bestani et al., 2016) passant à travers la Sainte-Baume, de l'unité du Beausset au sud jusqu'au bassin de l'Arc au nord. La méthode de construction de la coupe (« coupe équilibrée ») permet de mettre en évidence les mouvements postérieurs aux grands chevauchements pyrénéo-provençaux (trait rouge), par des accidents en failles normales à fort pendage. On note aussi la remontée de terrains ductiles du Trias dans la vallée de l'Huveaune.

Les 2.5 km de roches sédimentaires déposées dans le bassin sud Provençal ont été regroupés en unités hydrogéologiques à partir des connaissances existantes sur leur faciès et leur fracturation. Plusieurs log géologiques et hydrogéologiques ont été produits dans les travaux de thèse de Coulier (1985) et Fournillon (2012) sur l'unité du Beausset et de la Sainte-Baume ; ils ne sont pas reproduits dans ce rapport. Les grands ensembles sont rappelés ci-dessous. Dans les roches encaissantes et formant le socle du bassin d'Aubagne, on distingue :

- Le Trias, composé essentiellement de calcaires et d'évaporites (gypse, halite) (Figure 6A).
- Le Jurassique inférieur, à priori peu poreux mais fracturé, est considéré comme faiblement réservoir mais perméable (Figure 6F).
- Le Jurassique moyen composé d'alternance de marnes et de calcaires est considéré ici comme une unité aquiclude, et non réservoir (Figure 6G).
- Le Jurassique supérieur, composé de dolomies et de calcaires, présente une porosité, une fracturation et une karstification importantes, il est considéré comme un réservoir avec une double perméabilité (matrice poreuse et karst à grande échelle).
- Le Crétacé inférieur, en grande majorité calcaire mais présentant localement un ou plusieurs intervalles marneux (Berriasien, Valanginien), est considéré essentiellement comme un aquifère fracturé et karstique.

Les roches d'âge oligocène remplissant le bassin d'Aubagne sont séparées en 4 grandes unités de lithologie contrastée, décrites dans les bassins de Marseille et d'Aubagne (par exemple J. Philip, 2018, dans la notice de la carte géologique de Marseille-Aubagne 3^{ème} édition). Bien que l'interprétation de leur mise en place reste fortement discutée par les géologues régionaux (Villeneuve et al 2018), l'existence de ces 4 horizons fait consensus.

Ces 4 unités sont, du plus ancien au plus récent (Figure 5) :

- L'unité basale des lignites et argilites du Rupélien, non affleurantes dans le secteur d'Aubagne, et possiblement non continue à l'échelle de la zone d'étude. Elle a été reconnue dans d'anciennes mines de lignite de Gémenos (J. Philip, 2018).
- Les calcaires lacustres « des Camoins » d'âge Rupélien (Figure 6B), qui passent latéralement vers des conglomérats calcaires en bordure de bassin (Figure 6H). Cette unité est poreuse et fracturée, donc possiblement aquifère et ne faisant pas obstacle aux circulations des eaux souterraines.
- Les argilites dites de « St-Henri », d'âge Chattien inférieur. Peu affleurantes et considérées comme un aquiclude dans le bassin d'Aubagne.
- L'ensemble des dépôts fluviatiles du Chattien supérieur, formé d'un mélange de faciès qui vont des marnes et argilites, aux conglomérats, en passant par des grès plus ou moins grossiers et se sont déposés sous forme de chenaux (Figure 6 C,D). Les lithologies de cet ensemble supposent une certaine porosité dans les faciès grossiers.

Etages	Littoral de Marseille	Vallée du Jarret	Vallée de l'Huveaune	Peypin La Destrousse
Aquitanien	?	?	?	
Chattien 23,03Ma 28,1Ma	Argiles jaunâtres et Poudingues de Marseille ^{C.J.}	Argiles jaunâtres et Poudingues de Marseille	Argiles et Poudingues de L'Huveaune	LACUNE
	Argiles rouges de Saint-Henri Saint-André ^{SH-SA}	Argiles rouges de la Bourdonnière	Argiles rouges de Saint-Jean de Garguier et de Saint Marcel	
Rupélien 33,9Ma	Calcaire de L'Estaque	Calcaires et brèches des Maurins	Calcaires et brèches des Camoins	Calcaires et brèches de Peypin
	Calcaires et brèches de L'Estaque	?	Calcaire de Donomagis	Calcaires, argiles et Poudingues de la Destrousse
Priabonien	Lacune	Argiles lignitifères de la Bourdonnière	Argiles lignitifères de Gémenos	Lacune

Figure 5: Corrélations entre les différentes unités lithostratigraphiques de l'Oligocène du bassin de Marseille-Aubagne, proposées par J. Philip (Philip 2018, Notice de la carte géologique de la carte Marseille-Aubagne, 3ème éd.)

Figure 6 (page suivante) : Planche photographique des différentes unités géologiques affleurantes dans la zone d'étude.

A : Calcaire triasique ; B : Unité des calcaires lacustres du Rupélien ; C : Unité chenalisée des conglomérats, grès et marnes fluviatiles du Chattien supérieur (en pointillé, un intervalle grossier visible en D) ; D : Intervalle conglomératique montrant de grandes variations de granulométrie ; E : Calcaires du Crétacé inférieur au niveau de la carrière Bronzo Perasso ; F : Calcaire du Jurassique inférieur montrant plusieurs familles de fractures ; G : Alternances marno-calcaires du Jurassique moyen (massif de la Sainte-Baume) ; H : Calcaires conglomératiques et lacustres en bordure du bassin oligocène (carrière de Peypin).

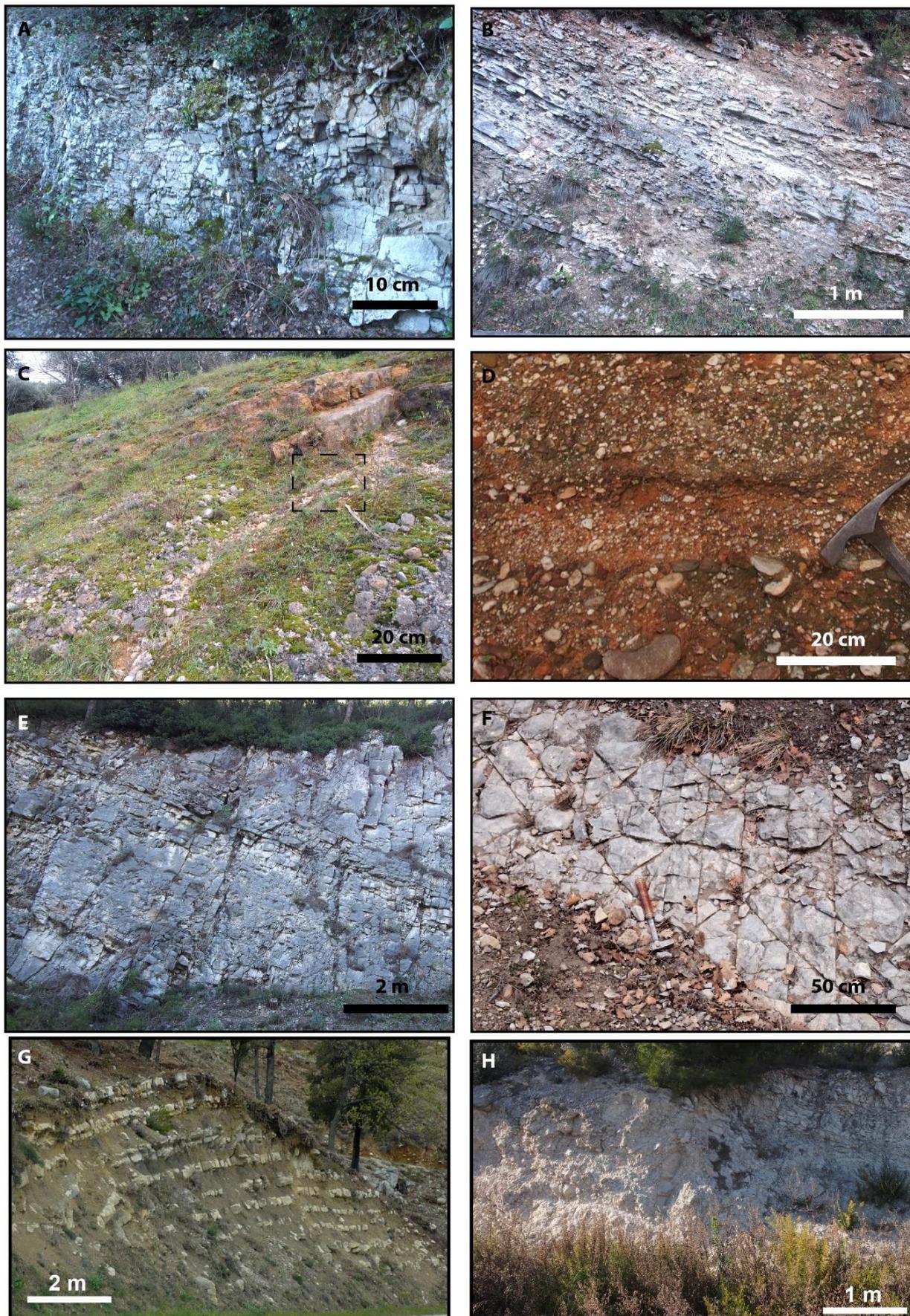


Figure 6 (légende page précédente)

4. Pétrophysique : porosité et perméabilité à l'échelle matricielle

4.1. Matériel et méthodes de mesures

Sur les unités géologiques affleurantes dans le secteur d'étude (Figure 1), 20 échantillons de roche ont été prélevés afin de capter un maximum de la variabilité des faciès géologiques (en termes de lithologie, granulométrie, porosité estimée...), dans les roches d'âge oligocène remplissant le bassin d'Aubagne ainsi que dans les roches formant l'encaissant Mésozoïque (localisation des points de prélèvements donnée dans le Tableau 1). Sur ces échantillons, des plugs de 1 pouce (2,54 cm) de long et 1 pouce de diamètre ont été extraits. Sur ces plugs, des mesures de porosité et de perméabilité à l'azote ont été effectuées à l'aide d'un poro-perméamètre à azote, en utilisant une pression d'entrée de 100 psi. Les échantillons (Figure 7) ont tout d'abord été mis à l'étuve pendant au moins 48h à 70°C, dans le but de retirer un maximum d'humidité présente dans la porosité, et qui pourrait altérer la mesure. Les volumes des échantillons ont été précisément mesurés par immersion, afin de tenir compte des aspérités induites lors de l'extraction des plugs.

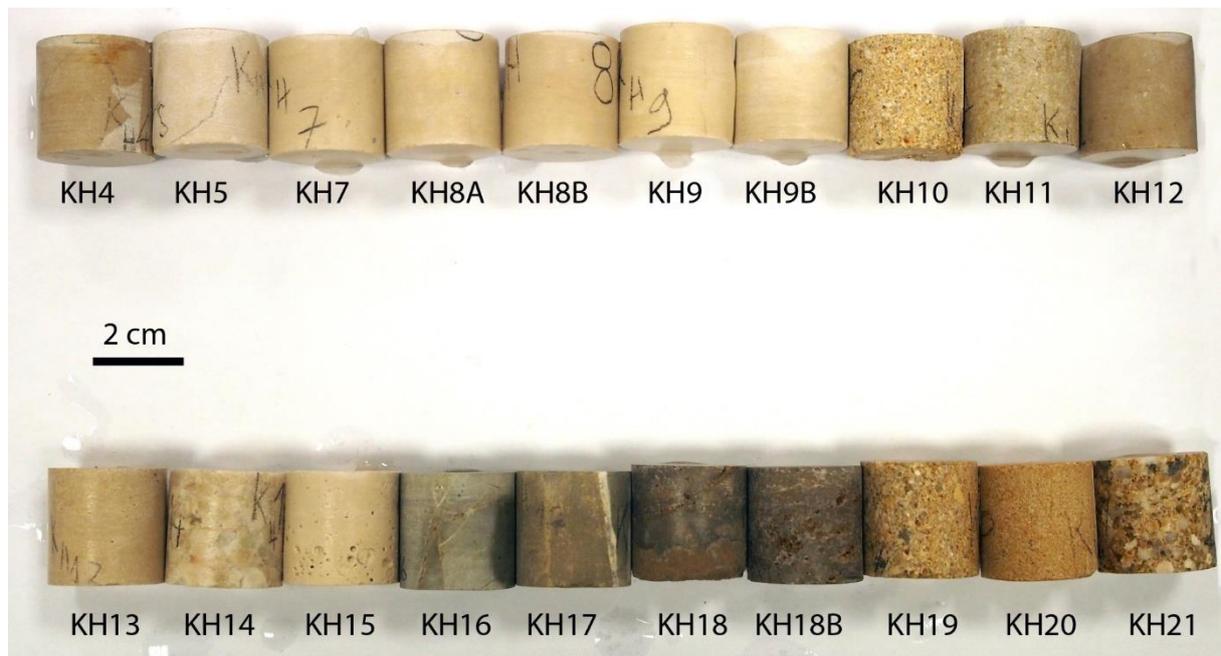


Figure 7 : Photographie des « plugs » utilisés pour les mesures de porosité et perméabilité à l'azote.

N° échantillon	Description	Coordonnées (Lambert II étendu)	Volume par immersion (mL)	Densité (bulk)	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	Coefficient de perméabilité (m/s)
Calcaire crétacé inférieur (urgonien)							
KH4	Urgonien sans déformation	X : 910470.47 Y : 6243415.35	12.98	2.747	2.77%	0.038	3.84E-10
KH5	Urgonien zone cisailée	X : 910470.47 Y : 6243415.36	12.80	2.751	2.78%	0.043	4.31E-10
Calcaire lacustre oligocène							
KH7	Lacustre massif	X : 911017.17 Y : 6257669.92	12.98	2.735	4.30%	0.025	2.53E-10
KH8A	Lacustre laminé	X : 911017.17 Y : 6257669.92	13.02	2.741	3.68%	0.037	3.72E-10
KH8B	Lacustre laminé	X : 911017.17 Y : 6257669.92	12.81	2.734	2.28%	0.025	2.55E-10
KH9	Lacustre laminé	X : 911017.17 Y : 6257669.92	12.68	2.738	2.64%	0.027	2.72E-10
KH9B	Lacustre laminé	X : 911017.17 Y : 6257669.92	12.80	2.737	5.78%	0.029	2.87E-10
KH11	Bloc brèche calcaire bordure bassin	X : 910938.64 Y : 6246088.23	12.97	2.733	3.60%	0.083	8.34E-10
KH13	Lacustre massif	X : 910938.64 Y : 6246088.24	12.94	2.698	3.38%	0.037	3.72E-10
KH14	Lacustre bréchique	X : 909172.93 Y : 6247491.39	12.92	2.749	4.50%	0.157	1.57E-09
KH15	Lacustre	X : 909172.93 Y : 6247491.40	12.94	3.107	17.00%	0.138	1.38E-09
Unité des conglomérats et grès oligocènes							
KH10	Grès moyen	X : 909172.93 Y : 6247491.39	12.81	2.723	10.57%	1.778	1.78E-05
KH19	Grès grossier	X : 909074.52 Y : 6247412.40	12.83	2.730	7.55%	1.356	1.36E-08
KH20	Grès fin	X : 909074.52 Y : 6247412.40	12.81	2.988	10.63%	14.16	1.42E-07
KH21	Conglomerat	X : 909074.52 Y : 6247412.40	12.84	2.722	8.17%	1.789	1.79E-08
Calcaire et cargneule du Trias							
KH12	Bloc Trias Brèche	X : 910938.64 Y : 6246088.24	13.06	2.736	3.79%	0.038	3.84E-10
KH16	Trias Massif	X : 912581.64 Y : 6253008.47	13.00	2.873	8.77%	2.170	2.17E-08
KH17	Trias Lité	X : 912581.64 Y : 6253008.47	13.01	2.852	12.59%	0.686	6.86E-09
KH18A	Trias cargneule (Keuper)	X : 912581.64 Y : 6253008.47	12.80	2.804	16.52%	0.191	1.91E-09
KH18B	Trias cargneule (Keuper)	X : 912581.64 Y : 6253008.47	12.79	2.814	15.74%	0.279	2.79E-09

Tableau 1 : Localisation des 20 échantillons de roche étudiés par poro-perméamètre à azote, et résultats des mesures de densité, porosité et perméabilité.

4.2. Résultats

Les résultats de mesure de porosité et de perméabilité sont donnés dans le Tableau 1. La Figure 8 est un graphe des valeurs de perméabilité (en millidarcy) en fonction de la porosité (en %) pour chaque échantillon.

Pour les roches provenant du bassin d'Aubagne, on constate tout d'abord une très forte variabilité dans les valeurs de porosité, entre 2 et 16%, et dans les valeurs de perméabilité qui s'étendent sur 5 ordres de grandeur (10^{-10} - 10^{-5} m/s). Les valeurs moyennes de porosité des unités du bassin d'Aubagne sont respectivement de 5,24%, 9,23% et 11,48% pour les roches de la formation de calcaire lacustre, de grès et conglomérats fluviatiles, et de calcaire et cargneule du Trias.

Pour la perméabilité, la formation des grès et conglomérats présente les valeurs maximales, avec une perméabilité très forte mesurée pour l'échantillon de grès grossier (KH10) de 1778 mD ou 10^{-5} m/s, 2 à 3 ordres de grandeur au-dessus des autres échantillons de cette unité.

Il est important de noter que dans cette formation des grès et conglomérats, les valeurs de porosité sont relativement fortes, mais les valeurs de perméabilité peuvent varier drastiquement pour une porosité donnée. Par exemple les échantillons KH20 et KH10 (Tableau 1) présentent tous deux des porosités de l'ordre de 10%, mais différent d'un facteur 100 en terme de perméabilité. Ces variations reflètent la forte hétérogénéité de ces dépôts fluviatiles, qui sont essentiellement déposés sous forme de chenaux et sont donc caractérisés par des granulométries très variables (des silts, jusqu'aux blocs, Figure 6D). Ces valeurs de porosité et perméabilité sont également modulées par la présence plus ou moins grande d'une matrice argileuse, ou de cimentation plus tardive entre les grains.

Les calcaires et cargneules du Trias sont caractérisés par des porosités élevées généralement supérieures à 10%, mais des perméabilités très faibles. Nous observons ici que cette porosité résulte d'épisodes de dissolution diagenétique importants, donc d'une porosité acquise post-dépôt. Cette dissolution forme des intervalles comprenant des vugs et de la microporosité. Cependant, ces types de pores ne sont pas forcément connectés en 3D (à l'échelle du plug) ce qui explique leur faible perméabilité mesurée (en moyenne 10^{-9} à 10^{-8} m/s).

Enfin, les échantillons lacustres sont caractérisés par des porosités variables de 2 à 17 %, mais présentent, à cette échelle, des perméabilités assez faibles de l'ordre de 0,03 à 0,15 mD (10^{-10} à 10^{-9} m/s). Ces échantillons sont caractérisés par un type poreux essentiellement de type microporosité (pore de taille micrométrique), ou bien moldique (pores issus de la dissolution d'organismes animaux ou végétaux ; par exemple l'échantillon KH15). Ce type de porosité est généralement peu connectée en 3D ou de taille trop faible pour permettre des perméabilités élevées dans le cas de la microporosité.

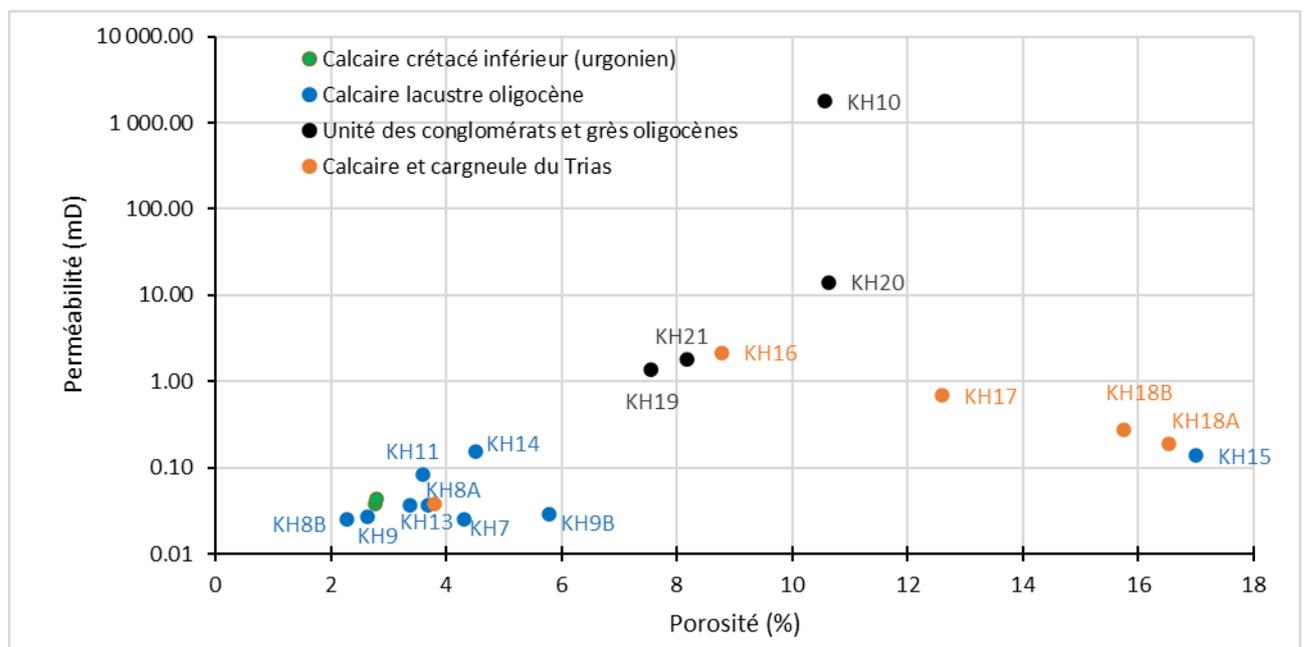


Figure 8 : Graphique présentant les perméabilités en fonction des porosités mesurées sur les échantillons de type plug au poro-perméamètre à azote

Il est à noter que les échantillons KH21, KH20, KH19, KH14 et KH11 sont alignés sur le graphe Figure 8 (donc une relation exponentielle). Ils correspondent à des échantillons grossiers et dont la porosité est essentiellement de type intergranulaire, c'est à dire généralement bien connectée, ce qui explique la corrélation positive classique observée entre porosité (Φ) et perméabilité (K). A l'inverse, les échantillons microporeux du Trias et de l'Oligocène calcaire sont regroupés sur une tendance plus faiblement positive entre Φ et K .

En résumé on peut retenir que les roches remplissant le bassin d'Aubagne présentent pour la majorité d'entre elles des qualités pour le stockage, et ce même à l'échelle centimétrique. L'unité des grès et conglomérats oligocènes présente également localement des propriétés de transfert (perméabilité). De plus, il faut garder à l'esprit que ces données représentent les niveaux de porosité et de perméabilité des roches à l'échelle centimétrique, c'est-à-dire à l'échelle matricielle. Il est communément admis que les propriétés de stockage et de transfert des roches sédimentaires

augmentent avec l'échelle considérée. Par exemple, une roche calcaire présentera une perméabilité au moins 10 fois supérieure, pour une dimension considérée multipliée d'autant (Figure 9, e.g. Kirali 1975). Ici, on peut donc raisonnablement considérer qu'à l'échelle métrique à hectométrique, les roches de la formation des calcaires lacustres, qui présentent déjà des valeurs de porosité non négligeables à l'échelle matricielle, présenteront également des capacités de transfert (ou perméabilité) non nulles du fait de leur fracturation importante, aux échelles décimétriques et supérieures. De la même manière, les affleurements de Trias calcaire qui présentent un niveau de déformation et de fracturation élevé (exemple Figure 6A), ne représentent probablement pas des barrières aquicludes, ou bien seulement localement. De plus les roches du Trias sont composées de lithologies calcaires, mais également évaporitiques (gypse, halite...). Ces dernières sont soumises à la dissolution pouvant aller jusqu'à la karstification. Les intervalles évaporitiques, imperméables comme les calcaires à l'échelle de l'échantillon, ne représentent pas des barrières hydrauliques à l'échelle du bassin d'Aubagne et à fortiori au niveau des chevauchements tectoniques régionaux qui impliquent généralement les évaporites triasiques. Ces transferts d'eau souterraine à l'échelle régionale en direction de la mer ont été décrits à plusieurs reprises dans les études hydrogéologiques entre la Sainte-Baume et la mer par l'interprétation de données de chimie de l'eau ou des bilans hydriques (Coulier 1985, Cavallera 2007, Fournillon 2012). Cela signifie que des eaux infiltrées au sommet et sur le flanc nord de la Sainte Baume s'écoulent au travers du chevauchement qui s'enracine pourtant dans les roches du Trias (Figure 4). L'étude de la chimie de l'eau actuellement en cours par Thibaut Garin (thèse Karst-Huveaune 2018-2022) devrait permettre de confirmer ces zones de transit.

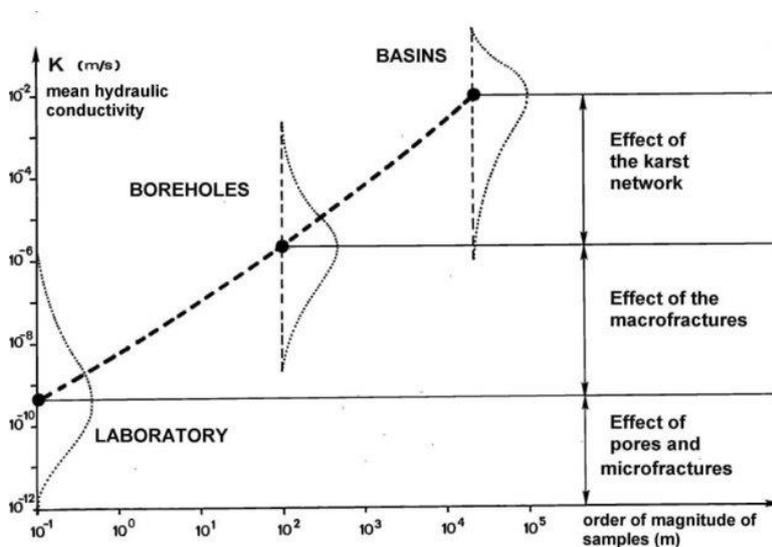


Figure 9 : Graphique illustrant l'effet d'échelle dans les valeurs de perméabilités des roches (Kovacks 2003, modifié de Kiraly, 1975)

Les roches calcaires de l'encaissant mésozoïque se composent des calcaires urgoniens, et des calcaires et dolomies du Jurassique supérieur, et reposent sur la formation non perméable marno-calcaire du Jurassique moyen. Dans les calcaires urgoniens, les valeurs de porosité à l'échelle matricielle sont faibles, toutes inférieures à 3%. Il en va de même pour la perméabilité, avec des valeurs quasi nulles, de l'ordre de 0,04mD ou 10^{-8} m/s. Ce qui signifie que, au moins à l'échelle matricielle, l'encaissant calcaire crétacé présente une mauvaise qualité de stockage et de transfert. Cette

impermeabilité locale sera perturbée par l'existence de réseaux de fractures et de karsts à l'échelle régionale. Ces roches présentent en effet une fracturation naturelle, localement très importante (cf. chap. 5), qui peut aboutir à de fortes valeurs de perméabilité à l'échelle décimétrique à kilométrique. Concernant le Jurassique supérieur, nous pouvons nous baser sur les données existantes issues de la thèse de C. Baudement (Est de l'unité géologique du Beausset), dans laquelle des valeurs de porosité ont été mesurées jusqu'à 15% (Baudement, 2018). Ces roches représentent donc un bon réservoir dans la zone d'étude. Bien que ces faciès dolomitiques soient le plus souvent microporeux, et donc à priori faiblement perméables à petite échelle, ils sont également caractérisés par une forte fracturation et karstification (pouvant même avoir des faciès dit « fantômés ») leur procurant ainsi une perméabilité aux macro-échelles et une propriété aquifère.

Les roches de l'encaissant Mésozoïque au sud de la zone d'étude montrent donc des porosités variables et des perméabilités faibles à nulles à l'échelle matricielle. Leurs propriétés de transfert vont donc être essentiellement contrôlées à grande échelle par leur fracturation et karstification (cf. chap.5).

5. Fracturation et perméabilité de l'encaissant Mésozoïque à l'échelle décimétrique

5.1. Estimation qualitative de la déformation au Sud du bassin d'Aubagne.

Le sud du bassin d'Aubagne a été choisi pour l'étude de la fracturation et de la perméabilité à l'échelle décimétrique car c'est une zone clé pour le transfert de l'eau souterraine de la partie nord de la zone d'étude (Sainte-Baume) vers la mer au sud. Dans le but de mieux comprendre les propriétés de stockage et de transfert des roches Mésozoïque au Sud du bassin d'Aubagne, une première approche qualitative a été d'estimer visuellement, sur le terrain et à l'aide d'images issues de « Google street view », le niveau de déformation, c'est-à-dire la présence et l'importance des fractures, failles et karst, du Nord au Sud, le long des routes A50 et D559 (Figure 10 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**), qui se trouvent en continuité du tracé de la coupe structurale Sud.

On peut donc voir sur la Figure 10 que le niveau de déformation est très variable du Nord au Sud. On remarque une zone centrale caractérisée par une très forte densité de fractures et de failles interconnectées (en rouge sur la Figure 10), entourée de roches peu voire non fracturées (en bleu sur la Figure 10), dans lesquelles la stratification est parfaitement visible. Il est important de noter que du point de vue de la carte géologique, ces zones très déformées correspondent à l'emplacement de grands accidents avec des failles ENE-OSO visibles en carte (cf. Figure. 1). Cependant on remarque que la déformation s'étend au-delà et entre les accidents ou failles qui ont été cartés au 50000^{ème}. Plus généralement, dans cette zone, les roches calcaires sont caractérisées par 3 grands types de zones déformées :

- (i) La fracturation régionale diffuse qui implique une faible densité de fracturation, correspondant généralement aux fractures formées lors de la lithification et de l'enfouissement des roches (Lamarche et al. 2012).
- (ii) Les couloirs de fractures, qui impliquent une augmentation de densité de fracture abrupte et parfois très importante (en 10^{aines} de fractures par mètre), mais qui ne présentent pas de déplacement avec rejet mesurable.

(iii) Enfin, les zones de failles, dans lesquelles la densité de fractures augmente près du plan de faille principal, dont le déplacement (ou rejet) est mesurable. Elles s'accompagnent souvent d'un degré de karstification (dissolution) élevé.

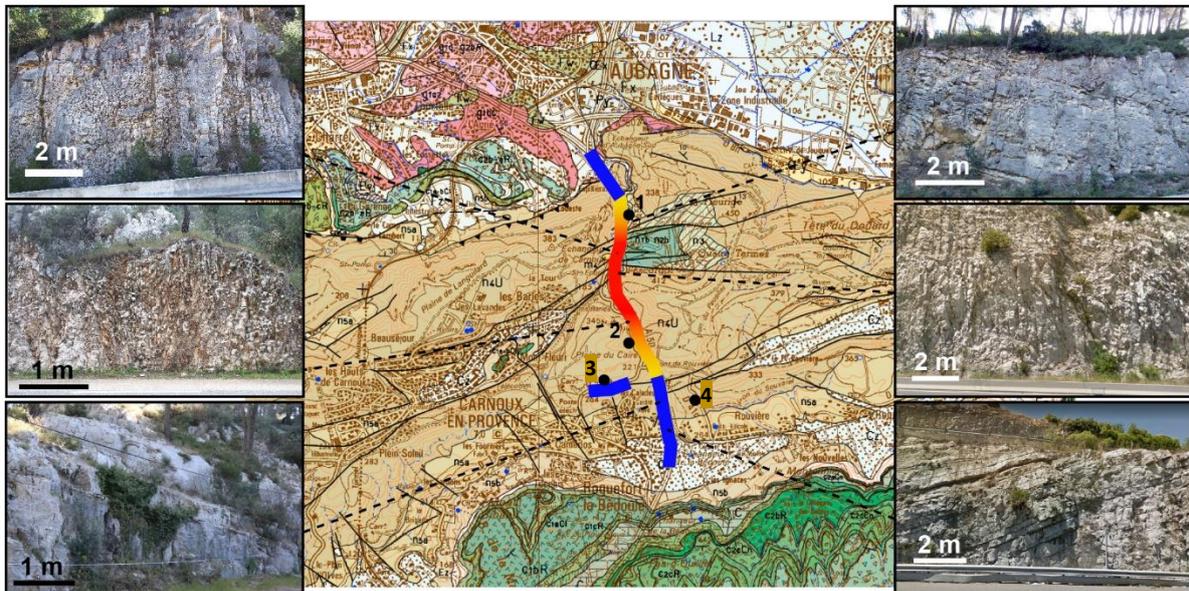


Figure 10 : Evolution du niveau de déformation dans les calcaires Crétacé au sud du bassin d'Aubagne. Les couleurs de jaune à rouge représentent le niveau de déformation, avec en rouge les niveaux de déformation maximaux observés, et en bleu les zones sans déformation autre que la fracturation régionale. Les chiffres de 1 à 4 représentent les affleurements utilisés pour l'étude quantitative de la fracturation. Fond de carte géologique 1/50000 BRGM (infoterre).

5.2. Étude de la déformation par méthode des *scan-lines*.

5.2.1 Méthodologie et données

Pour aller plus loin, et caractériser la déformation de ces zones et comprendre l'impact sur les écoulements souterrains dans le secteur Sud de la zone d'étude, nous avons mis en œuvre une étude systématique et quantitative de la fracturation. Cette analyse repose sur l'échantillonnage le long de transects ou *scan-lines*, qui consiste en la mesure de plusieurs attributs de chacune des fractures ou failles (orientation, pendage, longueur, connectivité, ouverture, marqueurs tectoniques) interceptées le long d'une ligne virtuelle sur l'affleurement, à 1 mètre au-dessus du sol. Chaque fracture ou faille est repérée par sa distance par rapport au point de départ de la *scan-line*, permettant ainsi de déterminer l'espacement entre chaque fracture successive (Figure 11A). La longueur apparente à l'affleurement des fractures a été estimée visuellement de manière semi-quantitative et leur ouverture mesurée à l'aide d'une jauge d'épaisseur (ou jauge filler). Cette ouverture correspond à l'ouverture hydraulique actuelle des fractures (sensu Panza et al 2016.).

La connectivité de chaque fracture a été séparée en 3 types (Figure 11C) : type 1 pour une fracture isolée ; type 2 pour une fracture comportant 1 connexion ; type 3 pour une fracture montrant 2 ou plusieurs connexions avec d'autres fractures ou failles.

La correction géométrique de Therzagi (1965) a été appliquée aux données d'espacement entre les fractures et failles, dans le but de corriger le biais dû à l'angle (différent de 90°) formé entre la direction des fractures et celle de l'affleurement (Figure 11B), selon l'équation : $S = S' \sin \alpha$

Avec : S : Espacement corrigé, S' : Espacement apparent, α : angle formé entre les directions de l'affleurement et de la famille de fractures considérée.

Dix-huit *scan-lines* de 20 m de longueur ont été étudiées, réparties sur 4 affleurements le long des route D559A et D41C, entre les communes d'Aubagne et de Roquefort- La Bédoule (Figure 10) Elles ont permis la mesure de 1761 fractures au total, dont 78 failles. Du Nord au Sud, ces affleurements sont situés :

- 1) « Route de la Ciotat », longeant la carrière Bronzo-Perasso (coordonnées point de départ : 43°16'20.8"N 5°35'24.4"E) ; 8 *scan-lines*
- 2) « Route D'Aubagne – A50 » (coordonnées point de départ : 43°15'32.7"N 5°35'28.0"E), 6 *scan-lines*
- 3) « Route d'Aubagne – les Drailles » (coordonnées point de départ : 43°15'15.7"N 5°35'12.0"E), 2 *scan-lines*
- 4) « Chemin du Souravel » (coordonnées pt de départ : 43°15'14.7"N 5°35'56.4"E) ; 2 *scan-lines*

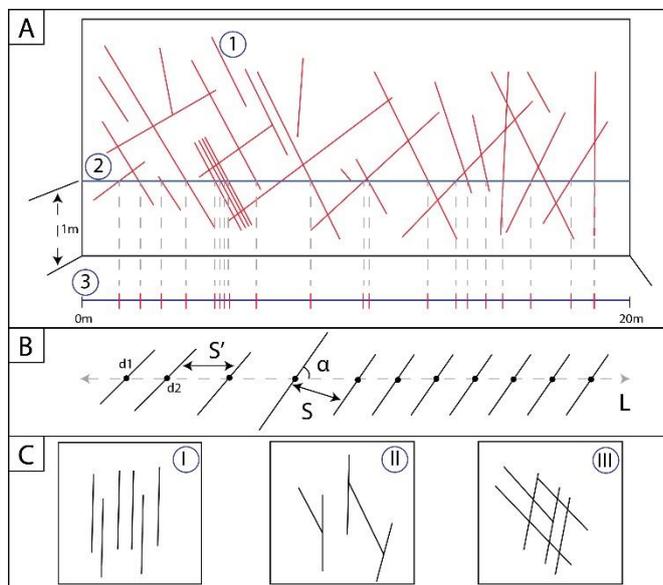


Figure 11: Schémas illustrant la méthode des *scan-lines*. A : signification des « *stick plots* » (graphique A3) par rapport à un réseau de fractures réel. B : Illustration de la différence entre espacement apparent (S') et espacement réel (S) des fractures. C : Illustration des 3 types de connectivités de fractures. (Schéma Gabin Mbéri)

5.2.2 Éléments structuraux et chronologie

Ces mesures ont tout d'abord permis de mettre en évidence la présence d'une famille principale de fractures orientées préférentiellement N120 au niveau de l'affleurement n°1, et N090 au niveau de l'affleurement n°2 (Figure 12 A et B). De la même manière, des plans de failles normales sont orientés essentiellement N040 à N060 pour l'affleurement n°1 et N010 pour l'affleurement n°2. Les affleurements n°3 et 4 sont affectés uniquement par des fractures, orientées essentiellement N010 et N070 (Figure 12 C). Une étude microstructurale a ensuite permis de reconstituer la chronologie relative de ces différents éléments structuraux, avec :

- 1 : des fractures métriques à décamétriques, sub-verticales et perpendiculaires aux plans de stratifications et antérieures au basculement des couches.
- 2 : Des stries sub-horizontales, qui impliquent une réactivation en décrochement de ces fractures sub-verticales.

- 3 : Des failles normales qui recoupent les fractures et les marqueurs micro-structuraux précédents.
- 4 : Des stries sub-horizontales, qui recoupent les stries normales sur quelques plans de failles normales.

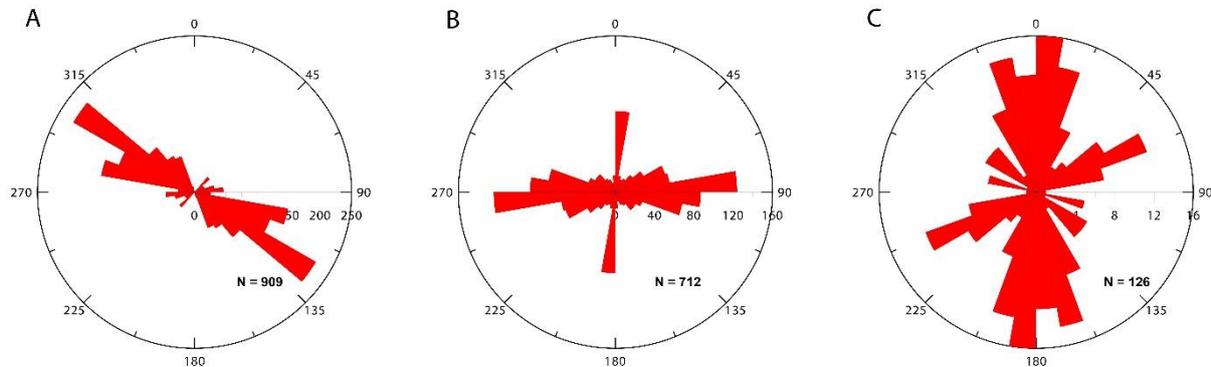


Figure 12 : Rosace de la direction des fractures et des failles pour chaque affleurement. (A : Affleurement n°1, B : affleurement n°2, C : affleurements n° 3 et 4).

L'analyse structurale de ces données permet de déduire les faits suivants :

1) En premier lieu, les fractures N120 montrent des pendages perpendiculaires à la stratification (Figure 13). En dé-basculant (c'est-à-dire remettre la stratification à un pendage nul), on montre que ces fractures étaient initialement verticales. Elle se sont formées durant l'enfouissement des roches, donc avant le Crétacé moyen, qui correspond à une phase de surrection/émersion régionale et à fortiori avant la fin du Crétacé qui correspond au basculement régional de la stratification.

2) Une partie de ces fractures est également affectée par des stries, essentiellement sub-horizontales (pitch < 45°), ce qui indique qu'elles ont subi une réactivation décrochante, liée à une compression tectonique, de contrainte principale horizontale (σ_H) sub-horizontale.

De plus, les fractures N120 (et N090 dans l'affleurement n°2) réactivées indiquent, pour les marqueurs micro-tectoniques dont le sens a pu être déterminé, une cinématique essentiellement sénestre, ce qui est compatible avec une réactivation au cours de la phase de compression Pyrénéo-Provençale, de σ_H N-S à NE-SO, qui se déroule de la fin du Crétacé jusqu'à l'Eocène.

3) Ensuite, des failles normales de pendage plus faible (≈ 50 à 80°) et orientées essentiellement N010 à N070 ont été mesurées, notamment dans l'affleurement n°1, le plus au Nord de la zone d'étude (Figure 10), c'est à dire au plus proche de la bordure du bassin d'Aubagne. Ces failles recoupent les autres familles de fractures, et leur sont donc postérieures. Leur direction est compatible avec la phase tectonique extensive Oligocène de direction E-O, ayant conduit à la formation des bassins d'Aubagne et de Marseille (ou bassin d'Aubagne-Marseille).

4) Enfin, une famille de stries, recoupant les stries normales a été observée sur un plan de faille. Ce qui suggère une réactivation compressive post-Oligocène, probablement Alpine. Cette observation est renforcée par l'existence de failles normales oligocènes réactivées en décrochement, observées dans le vallon de St- Pons (bloc de brèches striées), ainsi que par l'observation de stylolithes sub-verticaux dans les calcaires oligocènes lacustres au Sud du bassin d'Aubagne, ou encore le plissement au Nord

du bassin (secteur de la Destrousse) de roches d'âge oligocène, dont l'orientation N100 de l'axe du pli est compatible avec une compression N-S alpine.

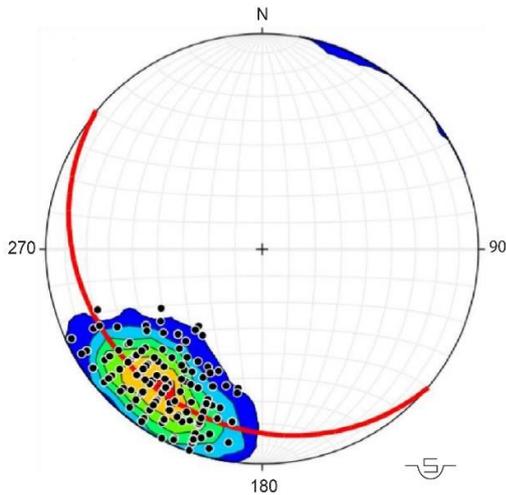


Figure 13 : Projection stéréographique des pôles des fractures N120 et du plan de stratification moyenne (en rouge) pour l'affleurement n°1 et soulignant la perpendicularité de ces fractures et de la stratification. (Mémoire de Master 1, Nabil Zidani)

5.2.3 Quelques indices de karstification

Plusieurs marqueurs de karstification ancienne ont également été observés sur les fractures et failles. En termes de chronologie relative, des recoupements chronologiques ont pu être déterminés entre ces karsts et les différentes phases de déformation. Sur l'affleurement n°1 de la route de la Ciotat, une zone karstifiée a été observée le long d'un plan de fracture N120, famille de fractures qui ont été réactivées en failles décrochantes (Figure 14 A). Ce vide karstique a été rempli d'un sédiment détritique et laminé (Figure 14 B). On observe qu'à proximité du plan de faille, ces lamines sont déformées et forment un « crochon », due au mouvement de réactivation de la fracture (Figure 14 C). De plus, les laminations ne sont pas horizontales et montrent un pendage de 10° vers l'Est (Figure 14B) ce qui signifie que cette phase de karstification s'est mise en place avant, ou pendant le basculement de la stratification, donc possiblement pendant la phase d'émersion provoquée par la phase tectonique compressive pyrénéo provençale qui débute à la fin du Crétacé (Campanien). L'épisode tectonique associé au bombement Durancien pourraient également expliquer la karstification, cependant cette zone n'était à priori pas émergée au Crétacé moyen.

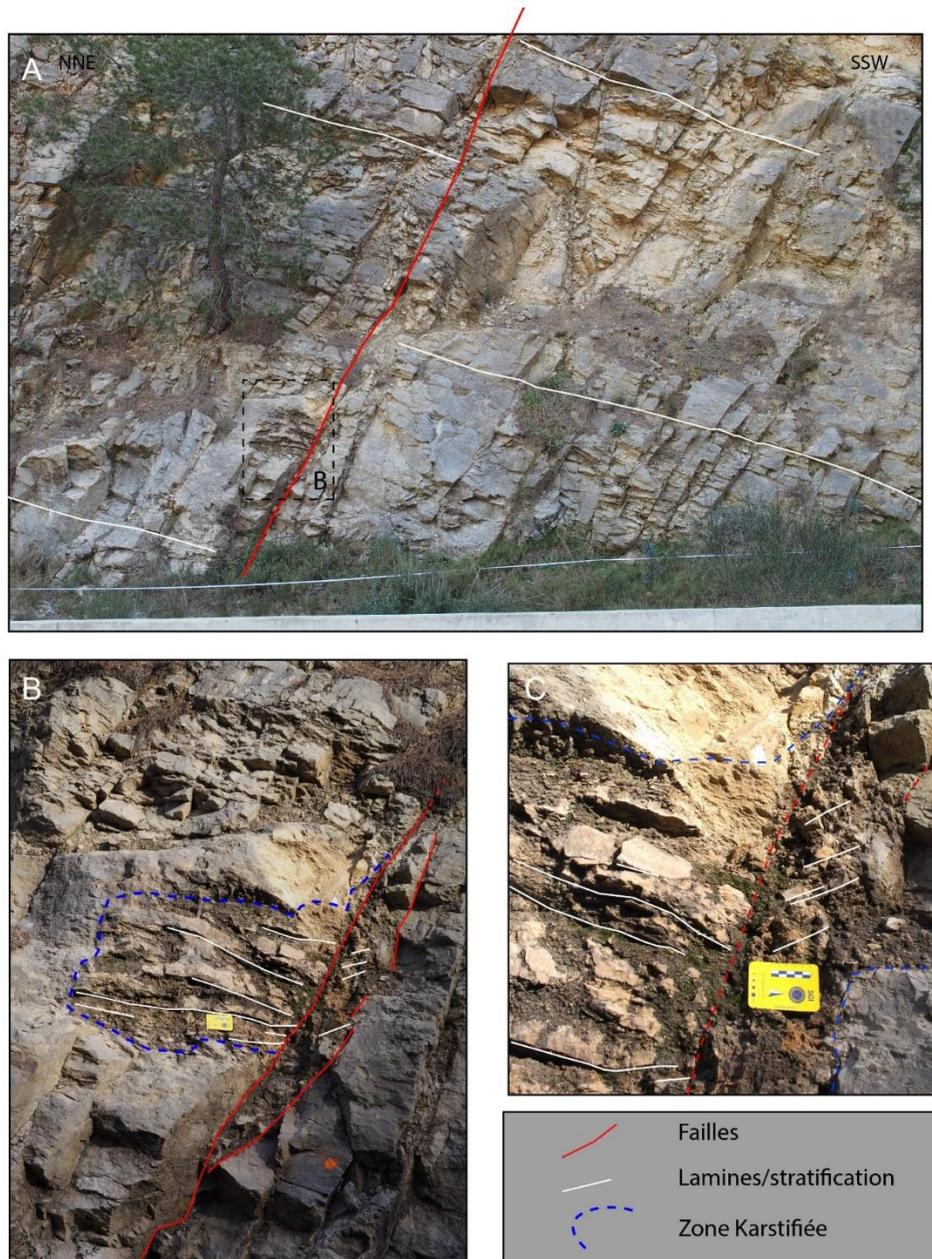


Figure 14 : Photographies illustrant la chronologie de la phase de karstification présente préférentiellement au voisinage des plans de faille, qui se déroule avant la compression pyrénéo-provençale et le basculement de la stratification. Affleurement localisé sur la route entre Aubagne et Roquefort-la-Bédoule.

5.2.4 Stick plot et types de zones de déformation

Les résultats des mesures systématiques de la fracturation et de l'espacement inter-fracture peuvent être présentés également sous forme de « *stick plot* », qui montrent la position et l'espacement de chaque fracture, à l'échelle, le long de chaque *scan-line* (Figure 15). Ils permettent de visualiser la présence de zone de sur- ou sous-saturation relative en fractures ou d'absence de fractures dans les affleurements. Ils peuvent être associés au type de zones de déformation (diffuse, couloirs, zones de failles, Aubert et al. ; 2019). Par exemple la Figure 15A met en évidence la présence de zones de fractures très denses dans l'affleurement n°1 (« Route de Carnoux »). Sur le terrain, cet intervalle ne présente pas de plan de faille clair avec un rejet mesurable. Cet intervalle est donc un

couloir de fracture de largeur décamétrique, et composé essentiellement d'une concentration anormale de fractures de direction N 120, c'est-à-dire subparallèles aux fractures diffuses d'enfouissement. La Figure 15B montre une zone d'augmentation de la densité de fractures qui est présente de part et d'autre de plans de failles normales sur l'affleurement n°2. Cette zone est donc une zone de faille qui, de plus, est ici associée à une forte karstification (zone orangée sur l'image Figure 15B). A l'inverse, la Figure 15C met en évidence une fracturation de densité faible, et répartie uniformément sur l'affleurement n°4 qui correspond donc à des zones peu déformées, reflétant uniquement la fracturation régionale diffuse, liée à l'enfouissement de ces roches durant le Mésozoïque.

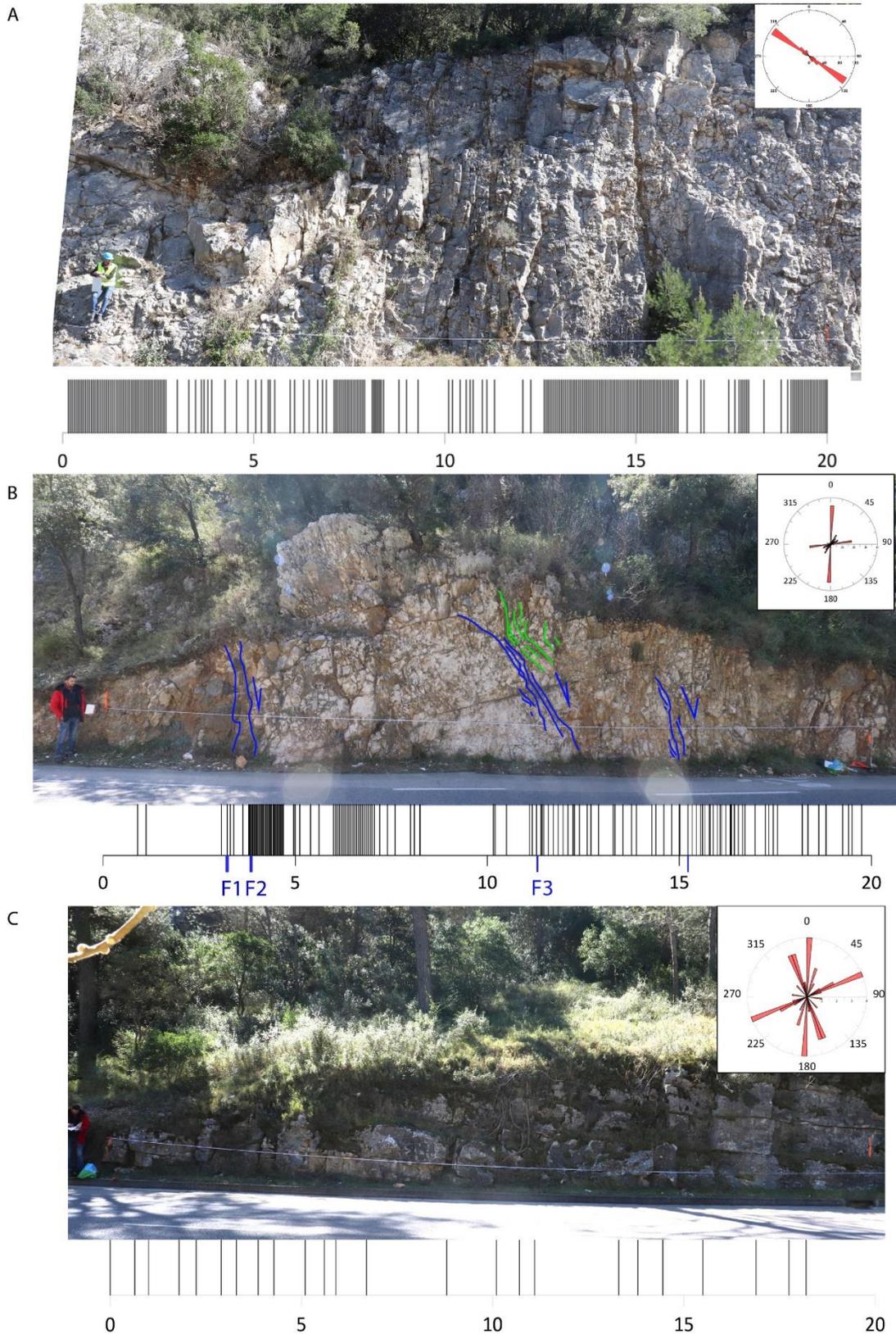


Figure 15 : Exemples de stick plots montrant les variations fortes de densité de fractures le long des scan-lines ainsi que leur direction préférentielle. (A : scan-line 7 affleurement n°1 ; B : scan-line 2 affleurement n°2 ; C : scan-line 3 affleurement n°4)

5.3. Densités de fractures et estimation de la perméabilité de fracture équivalente à l'échelle décimétrique.

Les données d'espacements de fractures peuvent être également analysées sous forme de graphes cumulatifs (Annexe 2), montrant le cumul du nombre de fractures en fonction de la distance au point de départ de chaque *scan-line* (distance corrigée). La pente (ou dérivée) de la courbe rend compte des variations d'espacements et donc de la densité linéaire de fractures le long de la *scan-line*. Nous avons ainsi traité indépendamment les données d'espacements de fracture par affleurement. La densité de fractures a été calculée par régression linéaire dans l'espace Distance = f(N° frac.), qui présente l'avantage de calculer la régression sur la variable Distance (Viseur et al, 2019).

Les différents intervalles de densités constantes ont été calculés par S. Viseur et délimités de manière automatique par classification ascendante hiérarchique (HAC : Hierarchical ascending classification), par la méthodologie développée par Viseur et al., (2019). Les densités de fractures ainsi estimées présentent une très forte variabilité entre les affleurements, et à l'intérieur de chaque affleurement, avec des densités variant de 0,09 à 35 fractures par mètre sur l'ensemble des *scan-lines* réalisées. L'affleurement n°1 a des densités de fractures très variables, avec des densités très fortes (jusqu'à 33 frac/m) dans les intervalles de couloirs de fracture, et au voisinage des plans de failles (Figure 15). Loin des zones de déformation, les densités sont réduites à moins d'une fracture par mètre. L'affleurement n°2 présente également des densités élevées, avec les valeurs maximales mesurées pour les 4 affleurements (35 frac/m), et qui sont associées à des zones de cisaillement intense, liées aux zones de failles décrochantes formées lors de la compression Pyrénéo-Provençale. Enfin, les affleurements n°3 et 4 les plus au Sud, sont caractérisés par de très faibles densités de fractures, en moyenne de 1,33 frac/m et jusqu'à 3,5 frac/m au maximum. Ces faibles densités sont essentiellement liées à de la fracturation régionale diffuse, formée lors de l'enfouissement de ces roches. En effet on n'observe dans ce secteur aucune failles et zone de failles, marqueur de la déformation tectonique.

En utilisant ces données de densité de fractures couplées à celle de l'ouverture et du nombre de famille de fractures, il est possible d'estimer des valeurs de perméabilité équivalente, correspondant au volume de roche considéré pour les mesures de fractures. Nous utiliserons ici une équation simple utilisée en pétrophysique pétrolière et géotechnique (issue de Crain, 2010) ; cette méthode représente cependant une première approximation basée sur l'hypothèse d'une perméabilité étant homogène et isotrope.

$$K_{\text{fracture}} = 833 \times 10^2 \times Wf^3 \times Df \times KF1$$

avec:

K_{fracture} : = perméabilité équivalente de fractures (en mD)

KF1 = nombre de set de fractures (1 à 3, avec 3 pour zones bréchiques)

Df = densité linéaire de fracture (en frac/m)

Wf = ouverture hydraulique des fractures (en mm)

Du fait de la forte variabilité des densités et des ouvertures de fractures pour chaque affleurement, nous donnerons ici 2 valeurs calculées de perméabilités équivalentes. Une valeur médiane est probablement plus réaliste, basée sur les valeurs médianes des densités et d'ouvertures de fractures, et une valeur minimum basée sur les densités et ouvertures minimums des fractures. Pour l'affleurement numéro 1, on obtient donc une perméabilité équivalente de fractures médiane de 6184 Darcy ou $6,1 \times 10^{-2}$ m/s, qui représente une valeur très élevée. Cette valeur est la plus forte

calculée pour les 4 affleurements, et est reliée à la présence de plusieurs zones de failles karstifiées et d'un couloir de fractures décamétrique. La valeur minimum de perméabilité de fractures et quant à elle très faible mais non négligeable, avec une valeur de 0,0018 Darcy soit $1,8 \times 10^{-8}$ m/s. Cette très faible valeur minimum montre l'impact très important de l'ouverture hydraulique des fractures, au moins dans la méthode utilisée ici, sur la perméabilité équivalente. Cette valeur traduit ici la présence de plusieurs couloirs de fractures et de zones tectoniquement cisillées

L'affleurement n°2 donne des perméabilités équivalentes proche de l'affleurement n°1, avec 5011 Darcy ou $5,0 \times 10^{-2}$ m/s de valeur médiane. La valeur minimum est ici relativement élevée, de 0,061 Darcy soit $6,1 \times 10^{-7}$ m/s. Cette valeur est liée aux ouvertures de fractures légèrement plus élevées mesurées pour cet affleurement, et traduit possiblement un niveau de karstification un peu plus important du fait de la présence d'un grand nombre de failles et zones cisillées dans l'affleurement 2.

Dans les affleurements n°3 et 4, qui montrent peu de déformation tectonique, la perméabilité équivalente est 1,7 à 2 fois moins forte que pour les affleurements n°1 et 2, mais reste forte avec une valeur médiane de 2964 Darcy ou $2,9 \times 10^{-2}$ m/s. Cette forte perméabilité s'explique par les ouvertures de fracture élevées mesurées à l'affleurement. Cependant, du fait la faible densité de fractures, cette valeur de perméabilité est à nuancer car à l'inverse des affleurements situés dans les zones déformées, les fractures des affleurement 3 et 4 sont caractérisées par de plus faibles connectivités (généralement de type I et type II). De plus, la hauteur faible (< 2m) des affleurements 3 et 4, les rendent plus sensibles à de forte dissolution de surface/épikarstique, donc possiblement moins représentative des ouvertures de fractures existant en subsurface.

D'une manière générale, il est intéressant de noter que, ces valeurs médianes de perméabilité, bien qu'extrêmement élevées sont cohérentes et de même ordre de grandeurs que les valeurs attendues classiquement pour des calcaires fortement karstifiés (entre 10^{-6} et 10^{-1} m/s, e.g. Freeze and Cherry, 1979). Au cours de l'histoire tectonique polyphasée subie par ces roches, des phases de cisaillement puis d'émersion et donc de dissolution voire karstification le long des plans de failles ont eu lieu. Ces estimations préliminaires de perméabilité à l'échelle décamétrique montrent le fort impact des variations d'ouvertures hydraulique, même à faible densité de fracture.

6. Coupes structurales dans le Bassin d'Aubagne :

6.1. Corrélations des données de puits issues de la base de données du BRGM

Dans un premier temps, une évaluation des données de sous-sol existantes de la zone d'étude, issue de la base BSS du BRGM a été réalisée. Plus de 50 puits sont répertoriés dans la zone du bassin d'Aubagne. Sur ces puits, moins d'une dizaine dépassent les 50 m de profondeur, et par conséquent très peu d'entre eux atteignent les dépôts oligocènes et aucun n'atteint la base des dépôts oligocènes ni le substratum mésozoïque. La grande majorité ne dépassant pas les 30 m, et donc traversent seulement les dépôts superficiels d'âge Quaternaire.

Les puits les plus profonds sont proches et alignés, et ont donc permis d'effectuer des corrélations entre les dépôts qu'ils recoupent suivant un axe Ouest-Est à travers le bassin oligocène d'Aubagne (Figure 16).

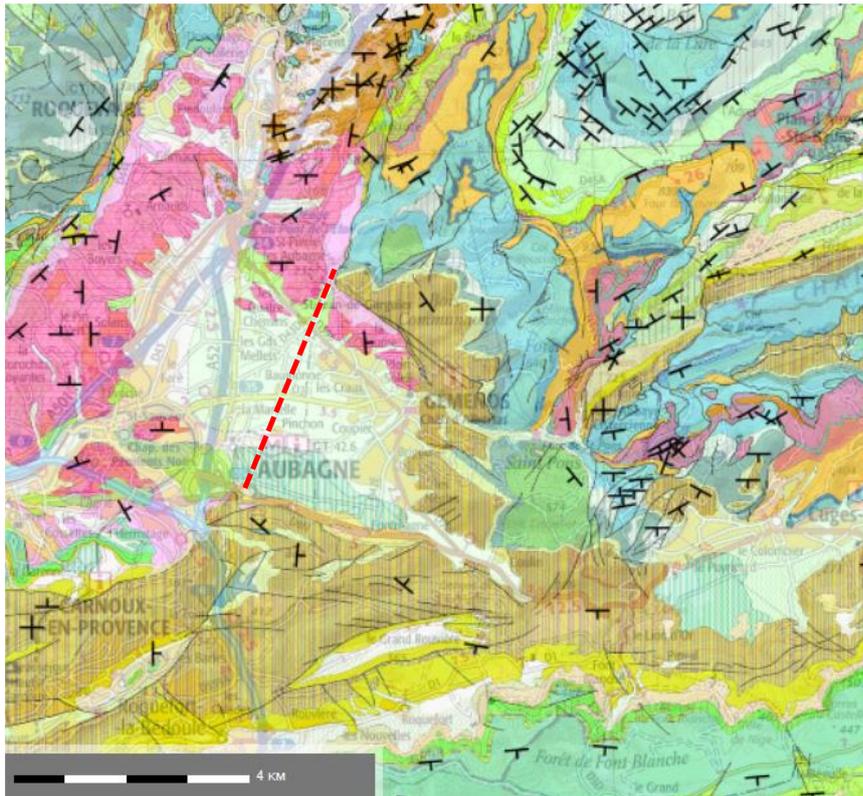


Figure 16 : Carte géologique BRGM au 1/50000 (3^{ème} édition) sur laquelle est représenté par un trait rouge pointillé l'axe présumé séparant une partie Est du bassin oligocène d'Aubagne moins profonde

L'épaisseur totale des dépôts Oligocène diminue vers l'Est du bassin. Une hypothèse pour expliquer cette variation d'épaisseur réside dans la géométrie du bassin d'Aubagne. La carte géologique de la Figure 16 montre que le bassin, souligné cartographiquement par le contact entre sédiments d'âge Oligocène en rose et Mésozoïques (en vert, bleu et orange), présente une forme qui n'est pas linéaire (ou en gouttière) et qui est asymétrique du Nord-Est au Sud-Ouest. On observe en effet la présence, au niveau de la Z.I. des Paluds, d'une bifurcation vers l'Est du bassin d'Aubagne, qui s'étend au-delà de l'alignement des failles bordières du bassin d'Aubagne orientées NNE-SSO (en rouge sur la Figure 16). On peut donc penser que cette partie du bassin est séparée par des failles normales dans la continuité de celles situées au Nord et au Sud, mais qui seraient masquées en surface par les dépôts du quaternaire. Cette partie du bassin aurait donc connu une subsidence moins forte, conduisant à une épaisseur plus faible dans cette région. Enfin cette observation, ainsi que l'absence d'indice de structures triasiques dans et sur les bordures de la bifurcation du bassin, suggère que les roches d'âge Oligocène reposent directement sur les roches Mésozoïques (probablement Crétacé inférieur) dans cette zone Est du Bassin d'Aubagne.

6.2. Interprétations géométriques de la structure du bassin oligocène d'Aubagne en coupe

Pour approfondir la compréhension de l'architecture du bassin d'Aubagne et de l'épaisseur des dépôts qui le remplissent, deux coupes structurales ont été construites. Ces deux coupes traversent le bassin d'Aubagne et les roches encaissantes d'âge Mésozoïque. La coupe Nord de 7 km de long est située au Nord du Bassin, et est orientée WNW-ESE. Elle débute dans le massif du Garlaban (« Plan de l'Aigle ») traverse le bassin au niveau de Pont-De-l'Etoile et se termine à l'Est sur les contreforts du massif de la Sainte-Baume (Figure 17). La coupe Sud de 14 km de long, est orienté NNW-

SSE. Elle débute sur le même point que la première coupe, traverse le bassin au niveau du centre-ville d'Aubagne et se termine au Nord de La Ciotat, en passant par le site de la carrière Bronzo-Perasso.

Ces coupes ont été construites à l'aide du logiciel d'analyse et de modélisation MOVE (Petex) qui permet l'intégration et la géolocalisation des données géologiques de terrain ou de puits en 3D et la construction des structures géologiques en profondeur. Du fait de l'absence de données géophysiques de subsurface, et du faible nombre de forages avec une profondeur supérieure à 30 m, ces coupes ont été construites à l'aide des données suivantes :

- la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème} (3ème Edition, feuille 1044 « Aubagne-Marseille ») ;
- le Modèle Numérique de Terrain (MNT) local de précision 25 m ;
- des images satellite plaquées (IGN, Google Earth) sur ce MNT ;
- des mesures de terrains incluant la vérification ou la précision des limites géologiques des cartes utilisées, localisation et mesure de failles, et des mesures de pentages des plans de stratification (dont 29 utilisés pour la construction des coupes, Annexe 3) et de failles.

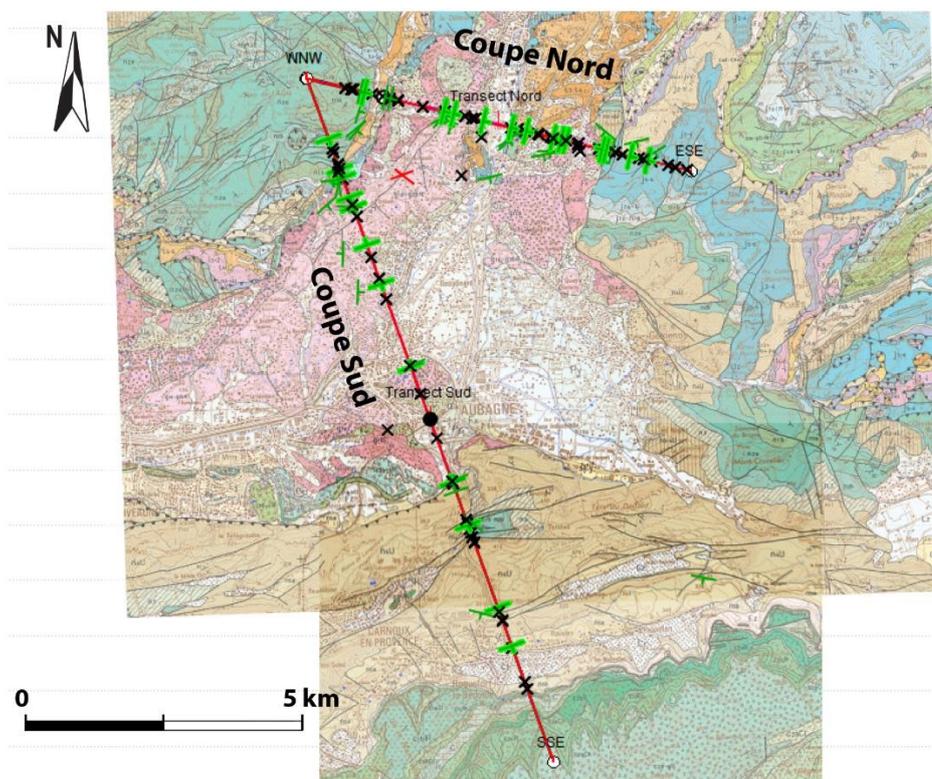


Figure 17 : Localisation des 2 coupes structurales Nord et Sud ; des points de mesure de pendage (en vert), de limites stratigraphiques et de failles (en noir).

Les principes géométriques de la géologie structurale moderne (voir Espurt et al., 2019 pour exemple) et les concepts classiques en stratigraphie ont été utilisés pour construire ces deux coupes et prendre en compte les incertitudes en subsurface. Il faut en outre garder à l'esprit que ces coupes sont des modèles possibles qui présentent le moins d'incertitudes sur la base des données actuelles, mais que plusieurs solutions géométriques sont possibles. Sur la base de règles géométriques et cinématiques, l'analyse de la géométrie des strates et des failles en surface permet la reconstruction

des structures géologiques en profondeur. Pour estimer la profondeur maximum des failles, un rapport classique de longueur (mesurée en carte) sur hauteur pour les failles a été utilisé (e.g. entre 1.8 et 3.8 Hooker et al. 2013). Les épaisseurs retenues pour la construction des coupes sont issues de la notice de la nouvelle carte Géologique Marseille-Aubagne tout en utilisant les valeurs locales de la zone d'étude, lorsqu'elles existent.

Sur les 2 coupes présentées (Figure 18, Figure 19), on peut voir tout d'abord que le bassin Oligocène situé sous la plaine d'Aubagne se traduit par une dépression qui s'est formée grâce au mouvement de grande failles normales bordières à l'Est et à l'Ouest (en rouge sur la Figure 18 et Figure 19). Ces failles montrent des pendages antithétiques de 60° à 80° , classiques de bassins formés en extension. Leur profondeur estimée ici est de plus d'un kilomètre, mais possiblement d'avantage, notamment si des accidents géologiques anté-Crétacé ou Trias sont à l'origine de leur localisation et de leur connexion très probable dans le substratum. Leur rejet apparent vertical est difficilement estimable mais très probablement de plusieurs centaines de mètres, comme le suggère une des failles bordières visible à l'Est (Figure 18) dont le rejet vertical dans les roches mésozoïques est de 300m. L'encaissant calcaire d'âge Crétacé à l'Ouest et au Sud, et d'âge Jurassique à l'Est et au Nord, a une structure principalement monoclinale, avec des pendages compris entre 20° et 30° , se redressant au voisinage des failles (plis d'entraînement), et orientés vers le centre le bassin d'Aubagne.

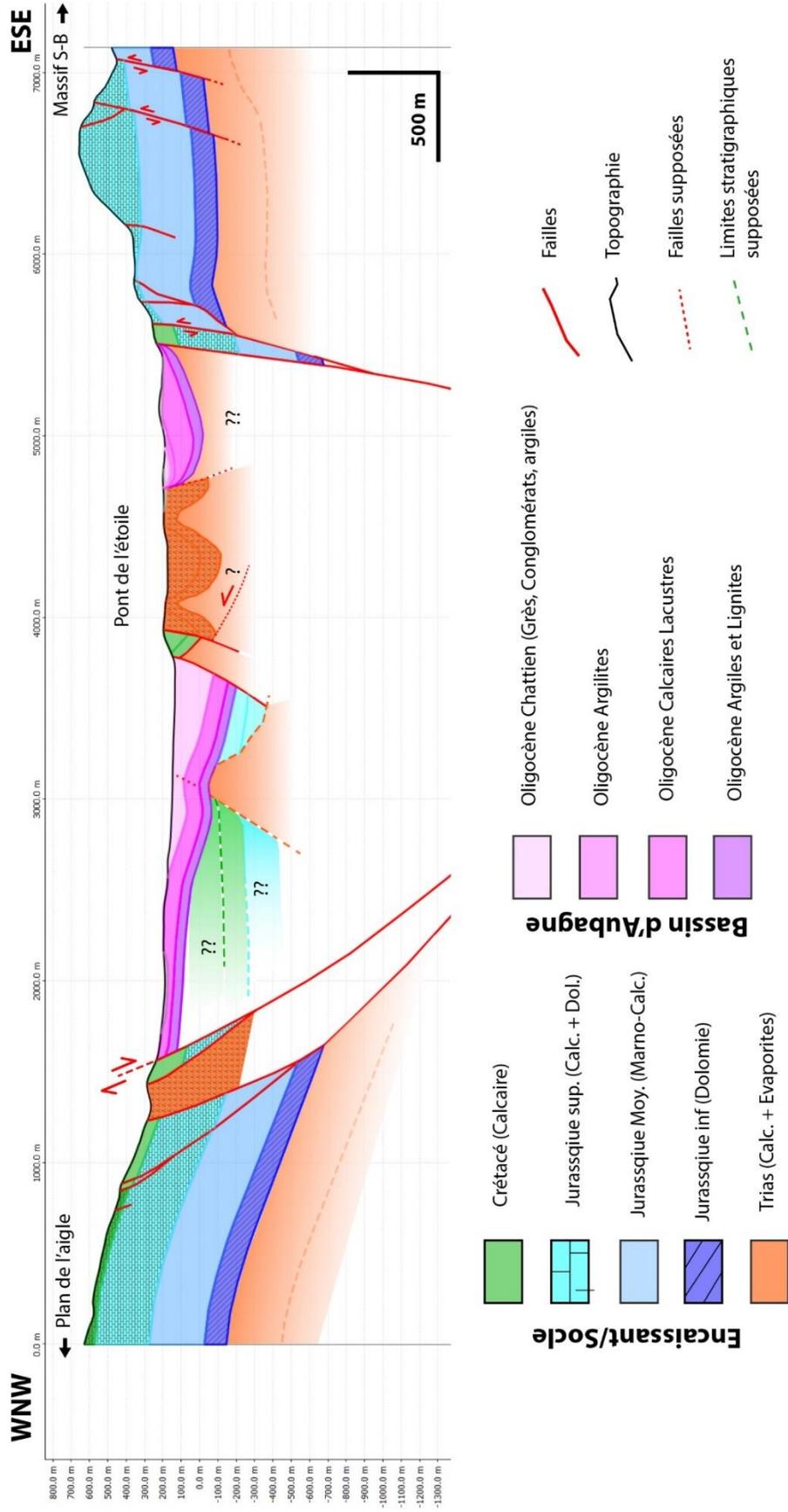


Figure 18 : Coupe structurale Nord du bassin d'Aubagne

6.2.1 Coupe Nord

Cette coupe montre en premier lieu que le bassin Oligocène d'Aubagne est bordé en surface à l'Est et à l'Ouest par des formations calcaires monoclinales d'âge Crétacé inférieur et Jurassique supérieur. Les calcaires du Crétacé inférieur sont cependant de faible épaisseur dans le massif du Garlaban, avec une cinquantaine de mètres non érodés au niveau de la coupe. Dans ce massif, la formation imperméable marno-calcaire du Jurassique moyen se trouve donc très probablement entre 300 et 400 m sous la surface. A l'inverse, sur la bordure Est, cette formation se situe à faible profondeur, possiblement à moins de 50m sous la surface, au niveau de la bordure du bassin. Ceci implique peu de stockage des eaux de pluie dans le contrefort Ouest de la Sainte Baume, et des écoulements souterrains et ruissellements rapides vers les dépôts oligocènes du bassin. Le drainage s'effectue possiblement à l'interface avec la formation marno-calcaire du Jurassique moyen, qui agit ici comme aquiclude. On observe également que sur la bordure Est du bassin, le pendage des failles bordières est plus fort qu'à l'Ouest, où il est $\approx 60^\circ$, correspondant au pendage normal de failles normales. Ce fort pendage est observable sur les images satellite drapées sur le MNT. De plus, nous avons observé des marqueurs microtectoniques avec une composante décrochante sur les failles bordières à St Jean de Garguier, ce qui est mécaniquement compatible avec des pendages plus importants que pour des failles purement normales¹ (en « *dip-slip* »).

La coupe Nord a permis de préciser l'épaisseur maximum des dépôts Oligocènes, qui ne dépassent pas 350m dans cette zone, en tenant compte des données de pendages existantes et nouvellement mesurées. Le pendage des séries Oligocènes varie principalement entre 20 et 30°, mais se redresse sur les bords du bassin, jusqu'à être sub-vertical au voisinage des failles normales (plis d'entraînement, Figure 20A). L'épaisseur maximum (ou dépôt-centre local) se situe au niveau du lieu-dit « la Chaume ». Il faut cependant garder à l'esprit que les formations Oligocène, notamment les dépôts fluviatiles conglomératiques du Chattien peuvent présenter des variations latérales d'épaisseur non-négligeable à l'échelle du bassin. Dans la zone Ouest de la plaine d'Aubagne, les observations de terrain et les cartes géologiques ne montrent pas l'existence de l'unité Oligocène des argilites de St-Henri. Nous avons donc considéré cette unité comme absente dans la construction de la coupe, ce qui pourrait avoir des implications intéressantes en termes de circulations des eaux souterraines, en reliant les 2 unités réservoirs (cf chapitre 4) sus-jacentes (unité conglomératique) et sous-jacentes (unité des calcaires lacustres).

La coupe Nord montre également une forte compartimentation du bassin Oligocène entre les dépôts situés à l'Ouest et à l'Est du hameau de Pont-de-l'Etoile. Cette compartimentation est due à la présence de structures impliquant des roches carbonatés et évaporitiques d'âge triasique, qui se retrouvent ici à l'affleurement (en orange sur la Figure 18). On distingue ainsi 2 de ces structures sur la coupe Nord, dans la zone de Pont-de-l'Etoile : (i) les affleurements triasiques plissés affleurant au niveau du village de Pont-de-l'Etoile, Roquevaire et plus au Nord ; (ii) 400m au Sud de la coupe, une « butte triasique » peu étendue (Figure 16, Figure 17) localisée sur la rive droite de l'Huveaune. Ces

¹ Les modèles de mécanique des roches et de la rupture ont démontré que les failles normales ont un pendage de $\sim 60^\circ$, les failles inverse ont un pendage de $\sim 30^\circ$ et les failles décrochantes ont un pendage $\sim 90^\circ$

structures ont pour origine 2 causes probables et non-exclusives. Elles sont possiblement issues des restes de grandes structures chevauchantes s'enracinant dans le Trias évaporitique, contemporaines de la formation des massifs de la Sainte-Baume et du Garlaban; et/ou elles résultent de hauts topographiques anciens liés à des phénomènes de diapirisme² des évaporites triasiques, qui débuteraient dès le Jurassique et associées à des structures en horst plus anciennes encore, d'âge triasique. On peut également considérer une origine faisant intervenir l'action conjuguée de ces deux processus tectonique et diapirique comme semble le suggérer l'attitude et l'état des bancs de part et d'autre de la butte triasique de Pont-de-l'Etoile. En effet, à l'Ouest, on observe au contact des calcaires triasiques des roches jurassiques broyées (Figure 20B) ce qui est compatible avec un chevauchement, alors qu'à l'Est, les bancs de calcaire Jurassiques sont moins pentés et peu déformés, ce qui est compatible avec un haut topographique (Figure 20C). Ceci implique plusieurs phases tectoniques impliquant les roches du Trias dans la structuration de ce bassin.

De plus, on observe également à l'Est de la butte, à proximité de ces roches Jurassiques reposant en discordance transgressive (ou « *onlap* ») sur les calcaires triasiques, un faciès conglomératique de roches calcaires apparemment de l'unité Lacustre Oligocène, et semblable à ceux observés sur les bordures du bassin. Ceci suggère que les dépôts oligocènes reposent dans ce secteur sur les calcaires jurassique et/ou crétacé, et non directement sur les roches du Trias. Enfin, le fait que ces deux structures triasiques soient probablement reliées en profondeur pourrait impliquer une épaisseur de dépôts oligocènes réduite dans cette zone (Figure 18).

A l'est de ces structures, la coupe montre que les roches oligocènes sont déposées dans un sous bassin (de largeur 800 à 1000m), limité à l'ouest par les structures triasiques, et à l'est par les calcaires et marnes Mésozoïques. Dans ce sous bassin, compte tenu de sa largeur faible et des pendages, l'épaisseur maximum des dépôts Oligocènes est moindre, avec une épaisseur totale estimée d'environ 200m. On peut ainsi penser que lors du dépôt des sédiments oligocènes, la subsidence a été différente et moins forte dans la partie Est du bassin d'Aubagne. Bien que peu de mesures de pendage aient pu être réalisées dans cette zone, les pendages relativement forts sur les deux bordures suggèrent une origine flexurale de ce sous-bassin, qui est compatible avec une influence du diapirisme triasique lors de sa formation. A l'inverse de la zone Ouest du bassin d'Aubagne, les 4 unités oligocènes (dont l'unité des argilites de St-Henri) sont ici présentes. On peut donc considérer que les eaux infiltrées rencontreront la formation imperméable des argilites qui existe sur la moitié ouest de ce sous bassin, à environ 50 m sous la surface, séparant ainsi les deux unités réservoir Oligocènes conglomératique et calcaire.

² Diapirisme : déplacement des évaporites dans les 3 dimensions sous l'effet de la gravité et/ou de la tectonique et changement de volume du fait de la dissolution des sels

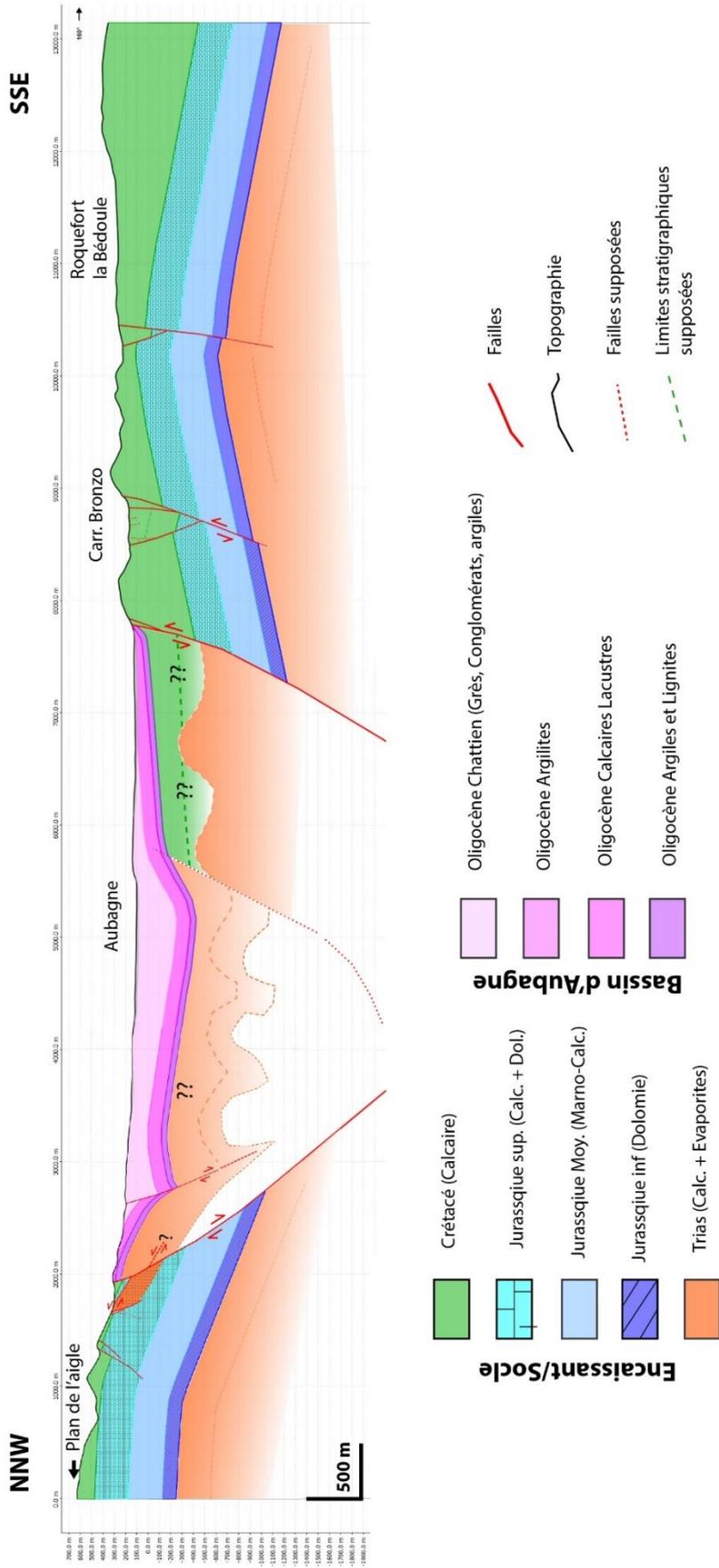


Figure 19 : Coupe structurale Sud du bassin d'Aubagne

6.2.2 Coupe Sud :

Comme au Nord, le bassin montre une structure en graben, bordé par des failles normales antithétiques avec un pendage normal. Sur la bordure sud du bassin, la coupe Sud (Figure 19) montre que le substratum mésozoïque est caractérisé par une structure de pli anticlinal ouverte, avec des pendages vers le bassin Oligocène, puis vers le sud, à 2.5km de la bordure du bassin oligocène. À l'extrémité Nord-Ouest de la coupe, on retrouve comme sur la coupe Nord, une zone composée de roches évaporitiques et calcaires d'âge triasique très déformée. Ceci est le résultat de chevauchements qui se sont formés lors de la mise en place des massifs bordant le bassin d'Aubagne à la fin du Crétacé (Sainte-Baume et Garlaban).

Le secteur de la plaine d'Aubagne recoupé par la coupe Sud met en évidence une structure moins hétérogène et compartimenté qu'au Nord, sans structures triasique impliquées et visibles en surface. Cependant, au Nord-Ouest du bassin, la coupe montre de forts changements de pendage des couches Oligocènes, liés à la présence d'une faille normale (lieu-dit « Les manaux »). Ces variations de pendage forment un anticlinal de type *roll-over*, suggérant un fonctionnement Oligocène extensif syn-sédimentaire pour cette faille. Plus au Sud, d'autres variations de pendage des formations d'âge Oligocènes (au niveau de la route de Gémenos, le long de l'Huveaune) suggèrent l'existence d'une ou plusieurs failles de pendage antithétique à celles existantes sur la bordure Ouest, mais qui n'arriveraient ici pas à l'affleurement. Cette géométrie entraîne une forte diminution de l'épaisseur des dépôts oligocènes vers le Sud-Est de la coupe. Cette structuration au sud du bassin d'Aubagne aboutit à une épaisseur maximum estimée pour les dépôts oligocènes de 520 m, la plus importante des 2 coupes. Dans le secteur de la coupe Sud, aucun affleurement montrant la formation des argilites de St-Henri n'a pu être observé sur le terrain ou en carte. Nous avons donc considéré cette formation comme absente dans ce secteur, ce qui suggère ici encore que les unités réservoir Oligocène sont connectées.

La présence des failles, entraînant une diminution importante de l'épaisseur des unités oligocènes au Sud-Est de la coupe Sud est cohérente avec les observations réalisées sur les puits de la base de données BSS. On peut donc penser que le bassin d'Aubagne est composé d'une zone principale, présentant une forme conventionnelle en fossé liée à l'extension tectonique Est-Ouest active durant l'Oligocène, et d'un sous-bassin à l'Est (zone de la Z.I des Paluds), dans lequel la subsidence tectonique aurait été moindre. De plus, Il existerait un seuil formé par un réseau de failles normales non-affleurantes, de direction N020 et qui séparerait ces 2 secteurs du bassin d'Aubagne. Au Sud du bassin, dans l'encaissant crétacé et jurassique calcaire, on observe des zones étroites (<450m de large) en dépression (Figure 19). Celles-ci sont formées entre des failles de rejet normal modéré, décamétrique à <100 m et présentant de forts pendages. Ces zones, dont la première est située au niveau de la carrière Bronzo, sont associées à des niveaux de fracturation et failles très importants qui s'accompagnent d'une karstification intense, notamment le long des failles.

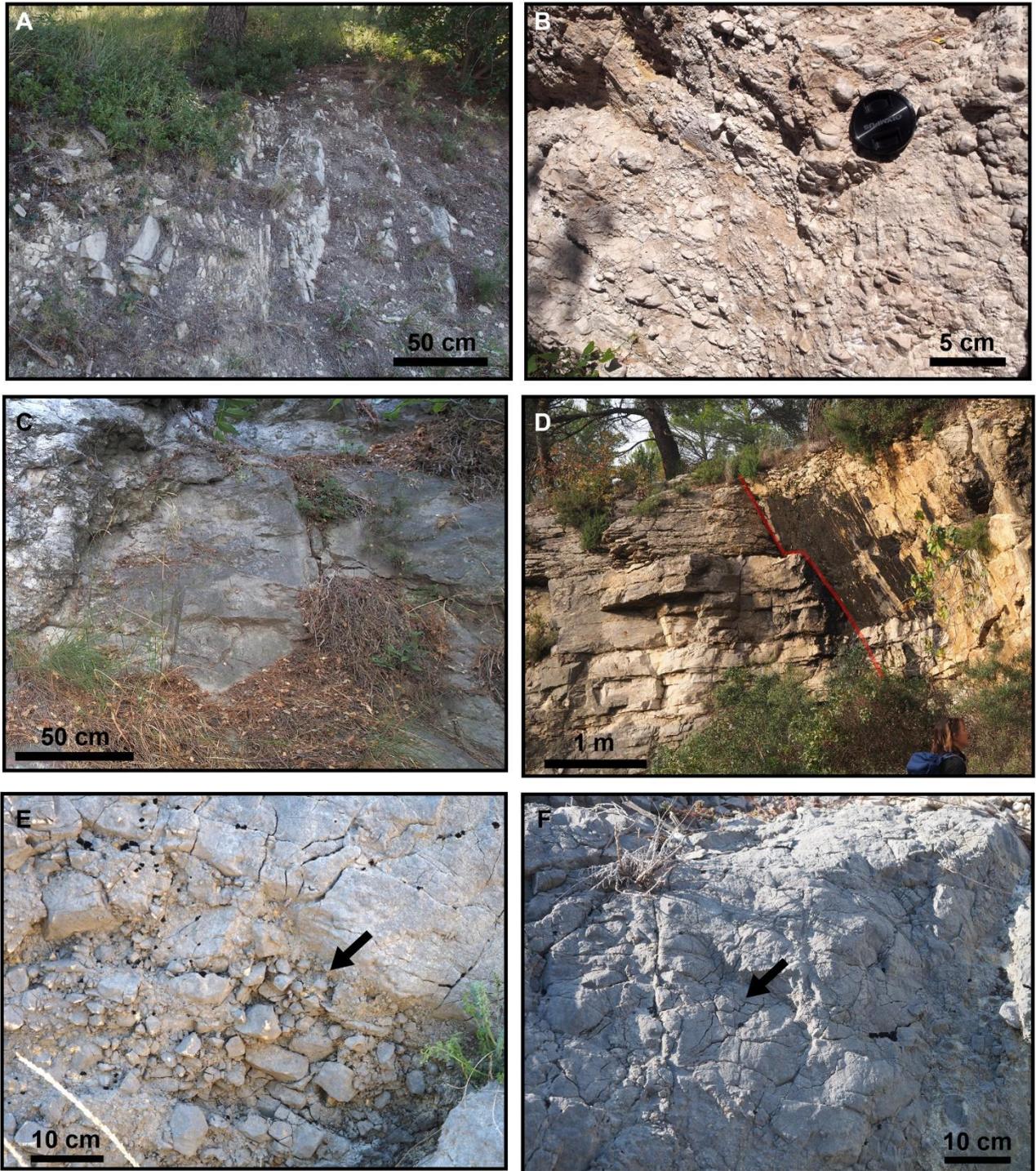


Figure 20 : Observations structurales autour des structures Triasiques et sur les bordures du Bassin d'Aubagne. A : Bancs sub-verticaux de l'unité des Calcaires lacustres du Rupélien à proximité des failles bordières Est du bassin ; B : Calcaires Jurassiques bréchiés sur le flanc Ouest de la butte Triasique de pont de l'Etoile. ; C : Calcaires jurassiques sur le flanc Est de la butte triasique de Pont de l'Etoile. ; D : Failles affectant des calcaires jurassiques au Nord du bassin d'Aubagne et ne présentant pas de zone endommagée. ; E : Brèche de faille non-cimentée sur la bordure Ouest du bassin d'Aubagne. ; F : Fractures non-cimentées dans une zone de faille sur la bordure Ouest du bassin d'Aubagne.

Enfin, des observations structurales sur les failles bordières du bassin ont été réalisées, essentiellement à l'Ouest et au Nord. À l'Ouest, les failles bordières affectant les roches du Crétacé

inférieur montrent des zones endommagées, ainsi que des brèches de cœur de faille peu épaisses. De plus, on observe un niveau de cimentation et minéralisation très faible dans le cœur de faille (Figure 20E) et le réseau de fractures l'entourant (Figure 20F). Ceci implique que ces fractures ont une ouverture hydraulique importante, millimétrique à centimétrique, et donc des perméabilités potentiellement fortes. Au Nord, les failles observées affectant les roches de l'encaissant jurassique calcaire sont caractérisées par l'absence quasi totale de zone endommagée autour des plans de failles, ainsi que de brèches au cœur des failles (Figure 20D). Ces éléments suggèrent donc fortement que les failles normales bordières du bassin d'Aubagne peuvent agir comme des drains du point de vue hydraulique souterraine, et ne représentent certainement pas des barrières à la circulation des fluides.

7. Conclusion

Ce travail s'est intéressé à la caractérisation géologique structurale et pétrophysique du bassin oligocène d'Aubagne et de ses zones bordières (roches du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur). Des nouvelles données quantitatives ont été acquises à trois niveaux d'échelles : centimétrique, décimétrique et hectométrique à kilométrique. L'échelle centimétrique donne accès à la porosité et la perméabilité des roches, en dehors des zones de fractures. Les calcaires et cargneules du Trias sont poreux et présentent les perméabilités échantillonnées parmi les plus fortes. Les conglomérats fluviatiles oligocènes sont les terrains investigués les plus perméables. Toutefois, la perméabilité mesurée reste très inférieure à la perméabilité obtenue dans les sédiments fluviatiles quaternaires meubles investigués à l'échelle hectométrique par des essais de pompage sur les forages de la plaine d'Aubagne (Garin et al. 2021). Les investigations à l'échelle décimétrique ont été menées sur la zone au sud d'Aubagne, en suivant le vallon emprunté par l'autoroute, entre la carrière Bronzo-Perasso et Roquefort-La Bédoule. Cette zone a été préalablement identifiée comme une zone d'intérêt hydrogéologique car elle se situe à l'interface entre les bassins versants de la Sainte-Baume et de la plaine d'Aubagne-Gémenos au Nord, et l'unité du Beausset-Calanques au Sud. Cette zone sert de transfert pour l'eau souterraine qui circule vers les exutoires régionaux dans la baie de Cassis (sources de Port-Miou et Bestouan). C'est une zone qui présente majoritairement à l'affleurement des calcaires urgoniens, et des niveaux divers de déformation cassante. Des grandes familles de fractures ont été individualisées, et une chronologie relative proposée, débutant lors de l'enfouissement des roches au crétacé inférieur. Une zone de faille d'orientation Ouest-Est est mise en évidence sur l'affleurement étudié n°2 (entre la sortie d'autoroute Carnoux et Roquefort-La-Bédoule) ; celle-ci présente une très forte densité de fractures, quelques indices karstiques et une forte connectivité des fractures. Elle est susceptible de jouer un rôle drainant pour l'eau souterraine régionale, mais la circulation préférentielle (potentiellement karstique) des fluides peut être à de grandes profondeurs. Enfin, les coupes géologiques à l'échelle kilométriques à travers le bassin d'Aubagne et ses bordures (une coupe ONO-ESE, et une coupe NNO-SSE) sont inédites et illustrent les grandes structures du secteur d'étude. Il reste toutefois de nombreuses incertitudes sur les épaisseurs réelles de sédiments oligocènes, étant donné l'absence de forages de plus de 100 mètres dans la BSS sur cette zone.

8. Références Bibliographiques

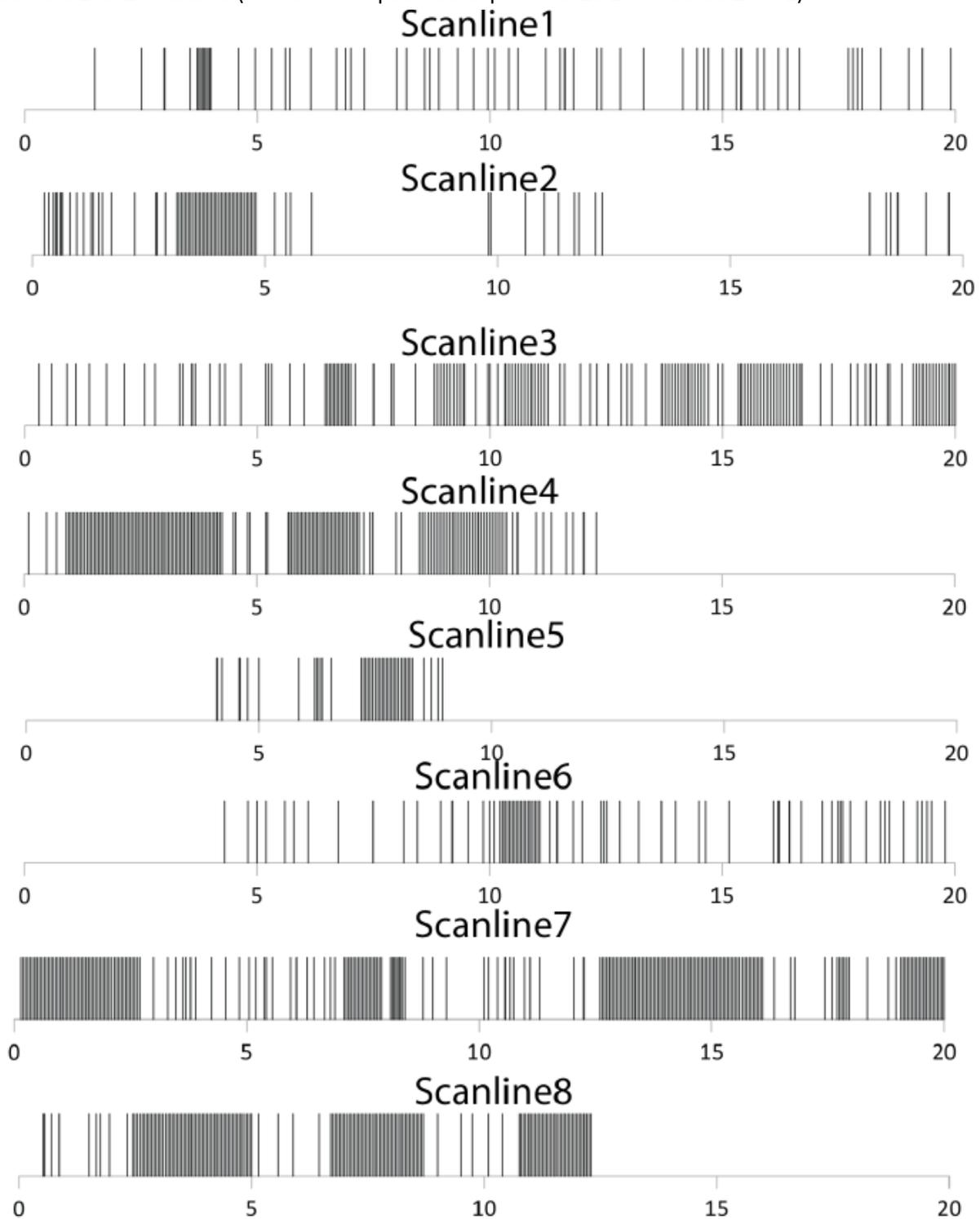
- Arfib, B., Charlier, J.B., 2016. Insights into saline intrusion and freshwater resources in coastal karstic aquifers using a lumped Rainfall–Discharge–Salinity model (the Port-Miou brackish spring, SE France). *Journal of Hydrology* 540, 148–161. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.010>
- Aubert, J. Lamarche & P. Léonide (2019) Deciphering background fractures from damage fractures in fault zones and their effect on reservoir properties in microporous carbonates (Urgonian limestones, SE France) *Petroleum Geoscience*, 25, 443-453.
- Baudement, C., 2018. Evaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique par caractérisation géologique et modélisation pluie-débit. Sources de Dardennes, Toulon, France. Aix-Marseille Université.
- Bergerat, F. (1987). "Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision." *Tectonics* 6: 99-132.
- Bestani, L., 2015. Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal : Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée., Thèse Sci, CEREGE. Aix-Marseille Université, p. 246.
- Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Bellier, O., Hollender, F., 2016. Reconstruction of the Provence Chain evolution, southeastern France. *Tectonics* 35, 1–20. <https://doi.org/10.1002/2016TC004115>
- Cavalera, 2007, Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône) : Approche multicritère. Thèse Sci., Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille
- Coulier, C., 1985. Hydrogéologie karstique de la Sainte Baume occidentale, Bouches du Rhône - Var. Université de Provence Aix Marseille I.
- Crain, E. R., 2010; Crain's Petrophysical Handbook; 3rd edition, Spectrum 2000 Mindware
- Panza E., F. Agosta, A. Rustichelli, M. Zambrano, E. Tondi, G. Prosser, M. Giorgioni, J.M. Janiseck, Fracture stratigraphy and fluid flow properties of shallow-water, tight carbonates: The case study of the Murge Plateau (southern Italy) (2016), *Marine and Petroleum Geology*, Volume 73, Pages 350-370.
- Espurt N., F. Wattellier, J. Philip, J.-C. Hippolyte, O. Bellier, L. Bestani ; 2019, Mesozoic halokinesis and basement inheritance in the eastern Provence foldthrust belt, SE France ; *Tectonophysics* 766 (2019) 60–80
- Fournillon A., 2012. Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (SE France). Thèse Sci., Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille, 425 p.
- Freeze, R.A.; A Cherry, J.A. 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, 604 P.
- Garin T., B. Arfib, B. Ladouche, J. Goncalves, B. Dewandel (2021) Improving hydrogeological understanding through well test interpretation by diagnostic plot and modelling: a case study in an alluvial aquifer in France. *Hydrogeology Journal*.
- Hippolyte, J.-C., J. Angelier, F. Bergerat, D. Nury, and S. Raynaud, 1990, Evolution tectonosédimentaire d'un bassin faillé: Le bassin Oligocène de Marseille: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 310, p. 53–58.
- Hooker, J. N., Laubach, S. E. & Marrett, R. Fracture-aperture size—frequency, spatial distribution, and growth processes in strata-bounded and non-strata-bounded fractures, Cambrian Mesón Group, NW Argentina. *J. Struct. Geol.* 54, 54–71 (2013).
- Király, L. 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstique. *In* : Burger, A. & Dubertet, L.: *Hydrogeology of karstic terrains*, Int. Union of Geol. Sciences, B, 3, 53-67
- Kovács, A., 2003. Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers: A hydrodynamic modeling approach. Thèse, Université de Neuchâtel, 134.p
- Lamarche J., Lavenu A.P.C., Gauthier B.D.M., Guglielmi Y., Jayet O. (2012) Relationships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in Carbonates (South-East Basin, France). *Tectonophysics* 581 (2012) 231–245.

- Leleu, S. (2005). – Les cônes alluviaux crétacé supérieur/paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. – Thèse Sci., Université de Strasbourg, 222 p.
- M. Villeneuve (coord.) *et al.* (2018) – Mémoire explicatif. Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3^{ème} édition (1044). Orléans : BRGM, 333 p. Carte géologique par Laville P., Monteau R., Villeneuve M. *et al.*
- Philip J. (2018) – L'Oligocène, *in* Villeneuve *et al.*, Mémoire explicatif, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3^{ème} édition (1044), pp. 100-108.
- SIBVH (2015) Caractéristiques du bassin versant de l'Huveaune. <https://www.syndicat-huveaune.fr/le-bassin-versant-de-lhuveaune/caracteristiques-du-bassin-versant-de-lhuveaune/>
- Viseur, S., Lamarche, J., Akriche, C.; Chatelée, S.; Mombo Mouketo, M. and Gauthier, B.D.M.(2019) Accurate computation of fracture density variations: A new approach tested on fracture corridors. *Mathematical Geosciences*.

9. ANNEXES

Annexe 1

Stick plots des 8 *scan-lines* réalisées sur la « Route de la Ciotat » (ou route de Carnoux), longeant la carrière Bronzo-Perasso (coordonnées point de départ : 43°16'20.8"N 5°35'24.4"E)



Stick plots des 6 *scan-lines* réalisées sur la « Route D'Aubagne – A50 » (coordonnées point de départ : 43°15'32.7"N 5°35'28.0"E), 6 *scan-lines*

Scanline1



Scanline3



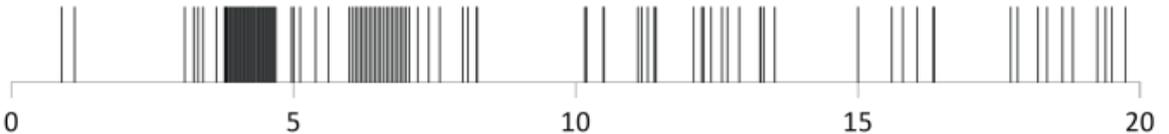
Scanline4



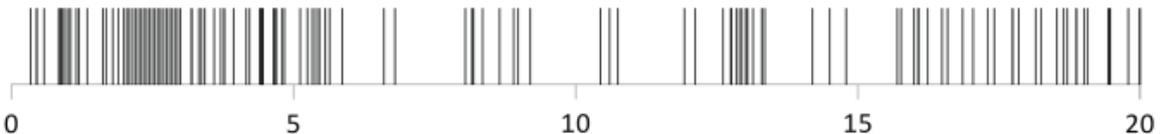
Scanline5



Scanline6



Scanline7

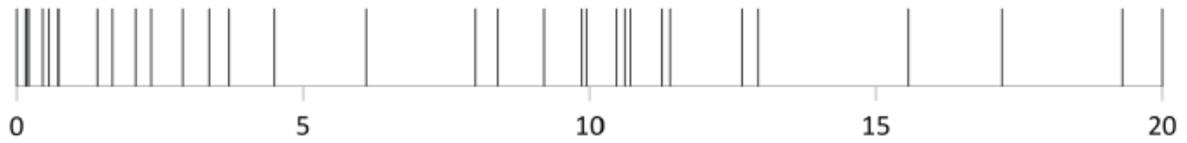


Stick plots des 4 *scan-lines* réalisées sur

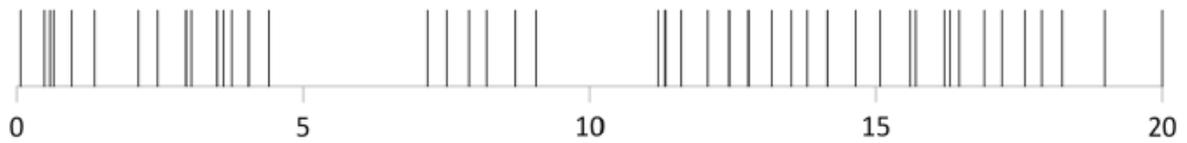
- « Route d'Aubagne – les Drailles » (coordonnées point de départ : 43°15'15.7"N 5°35'12.0"E), *scan-lines* 1 & 2

- « Chemin du Souravel » (coordonnées pt de départ : 43°15'14.7"N 5°35'56.4"E), *scan-lines* 3 & 4.

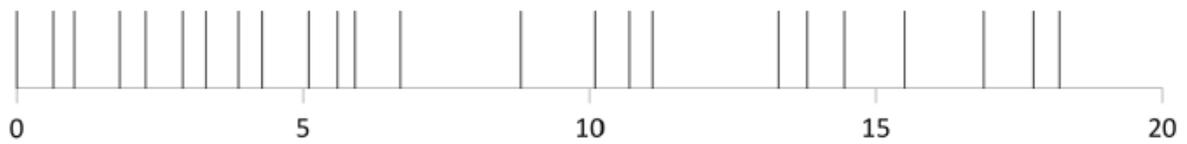
Scanline1



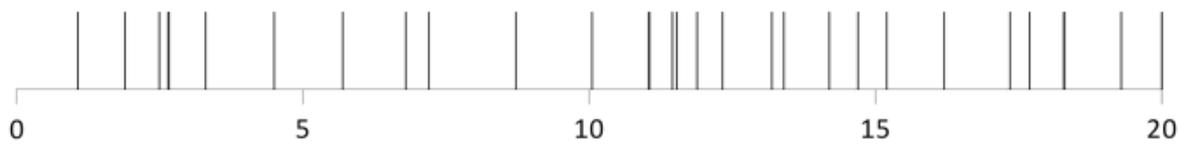
Scanline2



Scanline3



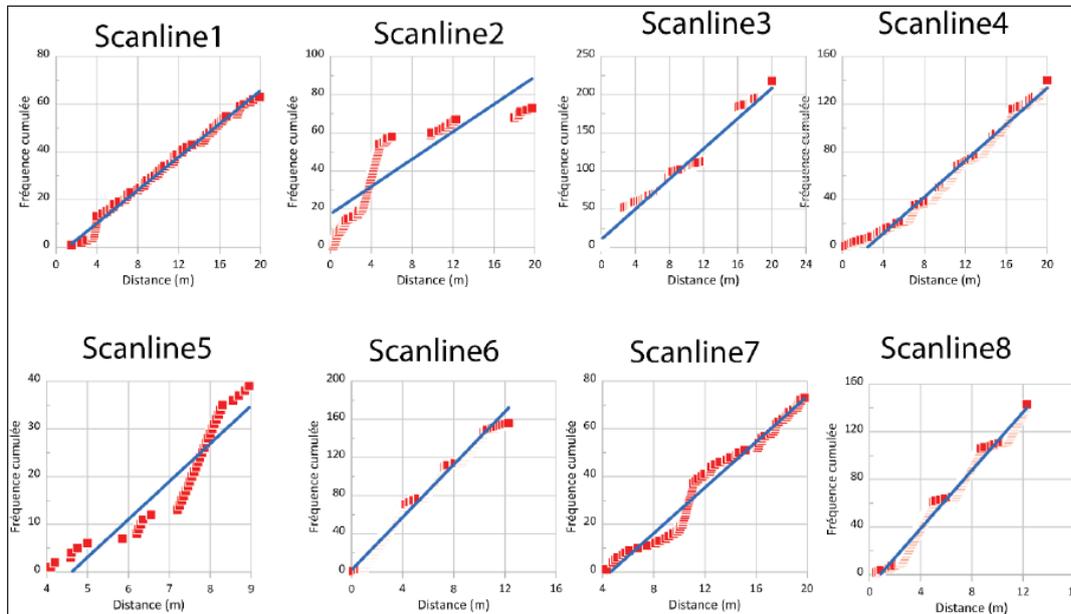
Scanline4



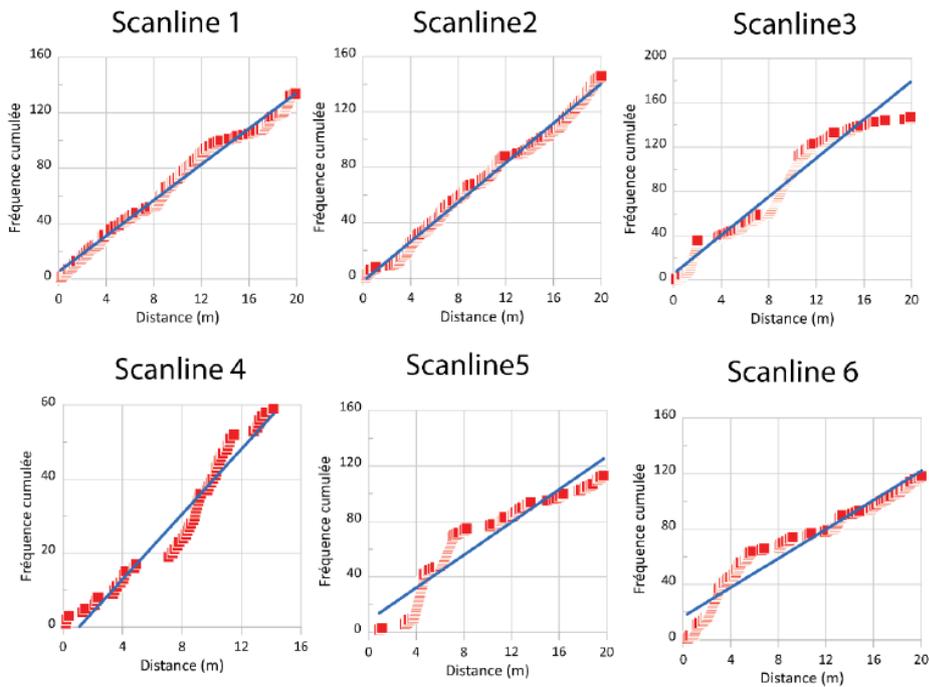
Annexe 2

Graphiques du nombre cumulé de fractures en fonction de la distance au point de départ de chaque *scan-line*.

Affleurement 1 : Route d'Aubagne à Carnoux, à proximité de la carrière Bronzo-Perasso



Affleurement 2 : Route d'Aubagne à Roquefort-La Bédoule



Annexe 3

Mesures de structures et de stratification regroupées par secteur, dont la localisation est donnée en coordonnées géographiques.

Localisation	Strike	Dip	Dip quadrant	Strie pitch/plan vertical	
D559A avant entrée carrière: 43°16'17.7"N 5°35'22.1"E					
F	45	55	N	85	E
FN	35	54	N		
J	115	90			
J	85	75	N		
F	63	75	N	20	E
J	140	90			
FN	62	85	N		
FD	45	65	N	25	W
FI	35	15	N	N162	
J	137	88	N		
FD	145	90		15	S
F	46	52	N		
P	110	10	S		
J	115	90			
J	150	65	E		
FN	58	55	N	85	E
J	110	90			
Scan-line 1, pendages lamination remplissage karst: 43°16'20.4"N 5°35'24.4"E					
P	155	9	E		
P	5	22	E		
P	20	21	E		
D559A Juste Apres entrée carrière: 43°16'06.2"N 5°35'22.2"E					
J	110	80	N		
Affleurement après carrière: 43°15'32.3"N 5°35'27.6"E					
P	55	26	S		
J	80	90			
J	15	90			
J	12	80	S		
J	160	90			
J	20	90			
J	115	90			
J	85	90			
J	175	90			
J	113	85	W		

J	85	72	S		
Anticlinal péage Destrousse, chemin de Trets: 43°23'12.3"N 5°36'11.9"E					
flanc Sud	95	45	S		
flanc Sud	85	42	S		
flanc Nord	125	44	N		
flanc Nord	120	43	N		
D8N Snack la parenthèse 43°16'57.7"N 5°35'52.6"E					
P	100	31	N		
FD	25	75	W		
FD	22	74	W		
Sud-St Jean de Guarguier, Chemin de St-Clair à Roussargue: 43°18'45.6"N 5°37'00.2"E					
P	145	58	W		
P	158	70	W		
F	72	85	S	8	W
Carrière de Peypin: 43°22'56.0"N 5°34'17.0"E					
FN	148	58	NE	42	E
P	50	25	NW		
Affleurement Trias cente bassin: 43°20'40.1"N 5°37'15.0"E					
P (Trias cente bassin)	125	35	S		
Route de gémenos, pendages Conglomérat et grès: 43°17'43.5"N 5°34'32.3"E					
P	25	29	N		
P	45	12	N		
P	60	30	N		
P	55	22	N		
P	58	37	N		
Ravin de garlaban, Sentier des Dansaires/Escannebiere: 43°20'15.4"N 5°34'11.9"E					
J	70	81	S		riedel shear?
J	50	90			riedel shear?
J	155	90			riedel shear?
43°20'15.2"N 5°34'14.6"E					
FI	2	17	E	N054	banc sur banc
FN	105	45	N	N080	
P	72	5	N		

P	40	22	S		
Sous la baume: 43°20'13.3"N 5°34'01.5"E					
FI	170	35	N	N043	
FI	10	49	E	N080	
FI	15	51	E		50 N
FI	15	51	E	N090	
FI	16	31	E	N042	
Chicot Trias 43°20'15.5"N 5°34'15.2"E					
Faïlle trias probable (strie)	5	30	E		150
Pendage Trias???	85	65	S		
43°20'15.2"N 5°34'14.6"E					
FN	105	45	N		80
P	4	21	E		
Affleurement début Sentier des Dansaïres/Escañebiere: 43°20'17.0"N 5°34'20.8"E					
FN	22	54	E		60 N
FN	25	68	W		
43°20'15.2"N 5°34'14.6"E					
P	48	28	S		
43°20'15.2"N 5°34'14.6"E					
P	170	19	W		
P	15	20	W		
43°19'36.5"N 5°33'39.1"E					
P	85	25	S		
43°20'04.5"N 5°34'00.2"E					
P	40	31	S		
P	50	22	S	(20m plus haut)	
43°20'07.3"N 5°35'15.6"E (affleurement conгло oligocène)					
P	15	14	E		
P	10	21	W	(chenal)	
43°20'09.9"N 5°35'07.8"E (conglomerat)					
P	42	45	S		
P	65	28	S		

43°19'55.5"N 5°35'58.8"E (probablement Crétacé)					
P	45	60	S		
P	52	46	S		
43°19'51.5"N 5°35'56.7"E (Faille décrochante dans Crétacé)					
FD	85	79	N	29	W
Chemin du Bec cornu: 43.312566, 5.555970					
P	20	20	S	(conglomérats)	
43°18'56.2"N 5°33'05.4"E					
P	25	75	E	Lacustre Oligocene déformé bord bassin	
Impasse du Baou, affleurement conglom : 43°18'53.9"N 5°33'16.6"E					
P	75	24	S		
P	35	32	S		
P	40	26	S		
43°19'50.5"N 5°36'29.5"E pendage conglomérat					
P	82	50	S		
Chemin de saucette: 43°19'48.0"N 5°36'55.8"E conglomérat					
P	130	20	W	(visée boussole à l'œil)	
Localisation	Strike	Dip	Dip quadrant	Strie pitch/plan vertical	

Dans la colonne A, chaque type d'objet est codé comme suit :

P : pendage d'un plan de stratification

J : Fracture/diaclase/joint

F : Faille de cinématique indéterminée

FN : Faille normale

FI : Faille inverse

FD : Faille décrochante