

2 MEMOIRE TECHNIQUE AVEC JUSTIFICATION DU PERIMETRE, TRAVAUX DEJA EFFECTUES ET LES RESULTATS

1 La géothermie

Du grec géo (terre) et thermos (chaud), la géothermie est la science des phénomènes thermiques internes de la Terre et étudie les processus industriels qui visent à exploiter sous la terre l'eau naturellement chaude afin de produire de l'électricité et/ou des calories / frigories.

La Terre renferme ainsi une intense chaleur (issue du soleil, de la radioactivité et de la conduction depuis le noyau terrestre) qu'il est possible de valoriser énergétiquement.

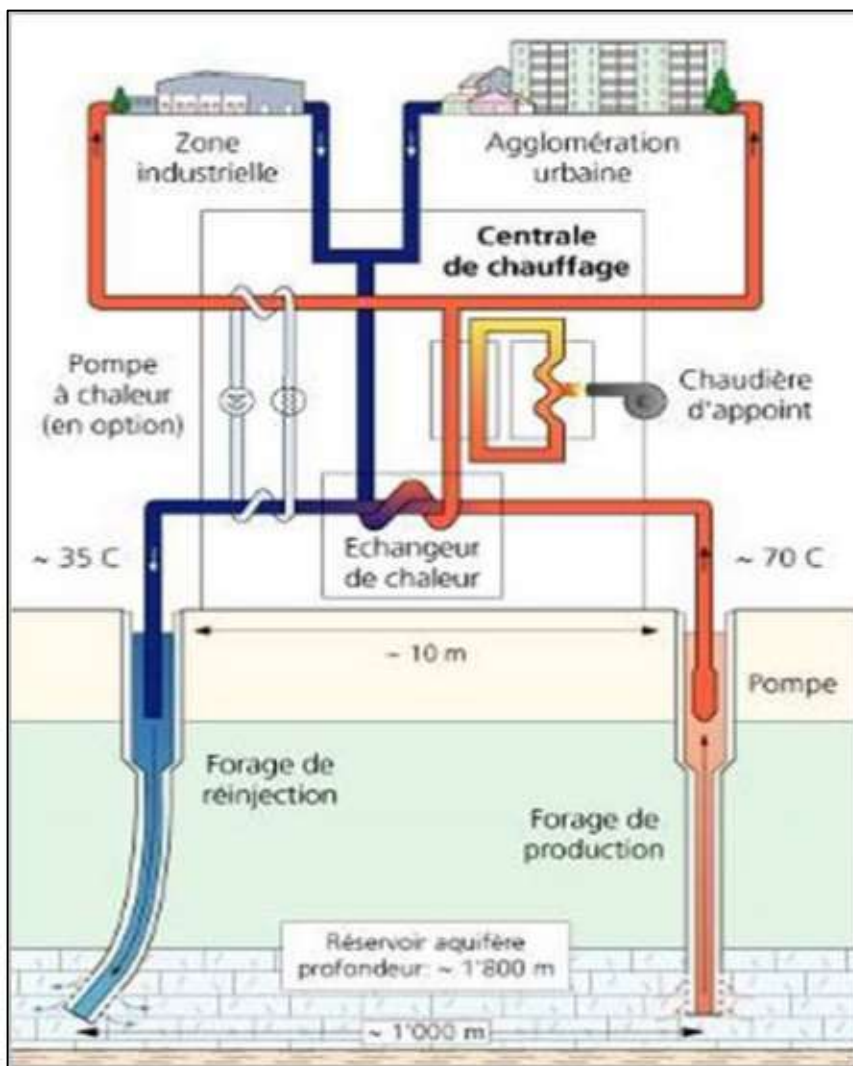


Figure 10: Schéma de principe d'une installation géothermique (type doublet)

2.1.1 Utilisations de la géothermie

Les utilisations de la géothermie sont fonction du niveau de température de l'eau géothermale :

- La géothermie Très Basse Energie (TBE) : pour le chauffage des serres ou des bassins de pisciculture peut être alimentée par une eau de 10 à 30 °C ;
- Une géothermie Basse Energie (BE) : pour le chauffage des bâtiments, une eau entre 45 et 95°C est nécessaire ;
- La géothermie Très Haute Energie (THE) : pour la production d'électricité à partir de 100 à 250 °C (volcanique, bassin d'effondrement, etc.).

2.1.2 Réseau de chaleur géothermique

Un réseau de chaleur s'articule autour de 3 principaux postes :

- Une centrale de production ;
- Un réseau de distribution ;
- Des postes de livraison dans les bâtiments desservis.

Les réseaux de chaleur présentent un intérêt indéniable quant à la gestion de l'énergie, en permettant notamment :

- De mutualiser les sources de production pour un nombre important d'usagers ;
- De diminuer les emprises de systèmes de production dans les bâtiments ;
- De mettre en place des solutions renouvelables partagées par tous.

Un réseau de géothermie alimenté par aquifère satisfait ces différents atouts sous réserve que le périmètre de fourniture soit adapté à cette ressource spécifique. L'énergie géothermique ainsi produite est, sinon illimitée, parfaitement durable et à très faible émission de Gaz à Effets de Serre (GES). Elle offre par ailleurs de très bonnes performances.

2.1.3 Avantages de la géothermie

La géothermie utilisée pour le réseau présente donc plusieurs avantages :

- Elle évite la multiplication des petites chaufferies, source de pollution atmosphériques : en France par exemple, les émissions polluantes évitées grâce à la géothermie sont estimées à 401 200 tonnes de CO₂ par an, soit l'équivalent de 280 000 voitures par an ;
- Elle participe à la diminution des rejets de gaz à effet de serre grâce à la baisse de la consommation des énergies fossiles ;
- Elle représente une énergie locale économiquement stable.

Pour les abonnées du réseau de chaleur géothermique, un comparatif économique et environnemental, entre leur situation de référence et la situation future dans l'hypothèse de raccordement au réseau de chaleur est exposé Figure 11.

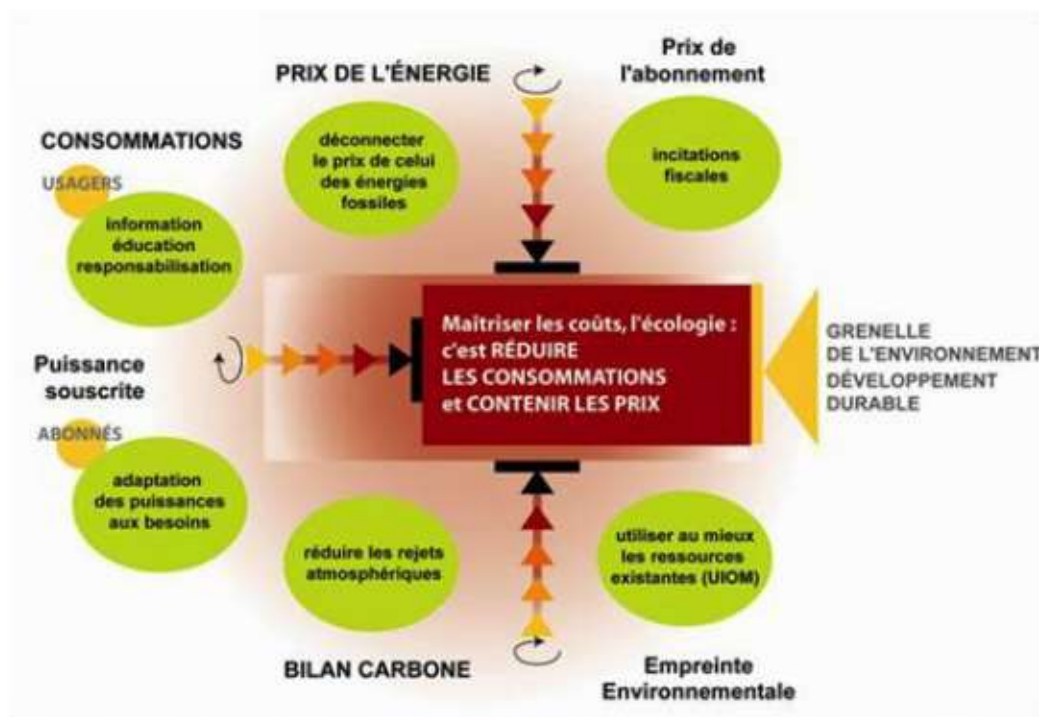


Figure 11: Comparatif économique et environnemental de la géothermie

2 Géologie et potentiel géothermique de la zone

2.2.1 Contexte géologique

2.2.1.1 Présentation générale

La zone du permis de Marseille-Berre est située dans le bassin du Sud-Est, un grand bassin sédimentaire mésozoïque entre le Massif Central et les Alpes, délimité par Valence, Montpellier et Nice. Ce bassin sédimentaire, d'une superficie de 30 000 km², présente une grande variabilité géologique.

Le périmètre du permis est situé au sein du synclinal de l'Arc qui présente un grand intérêt géothermique en raison de son contexte structural, géologique et hydrogéologique. Les informations géologiques présentées dans la présente demande de permis sont basées sur la bibliographie présentée dans la Partie 6.

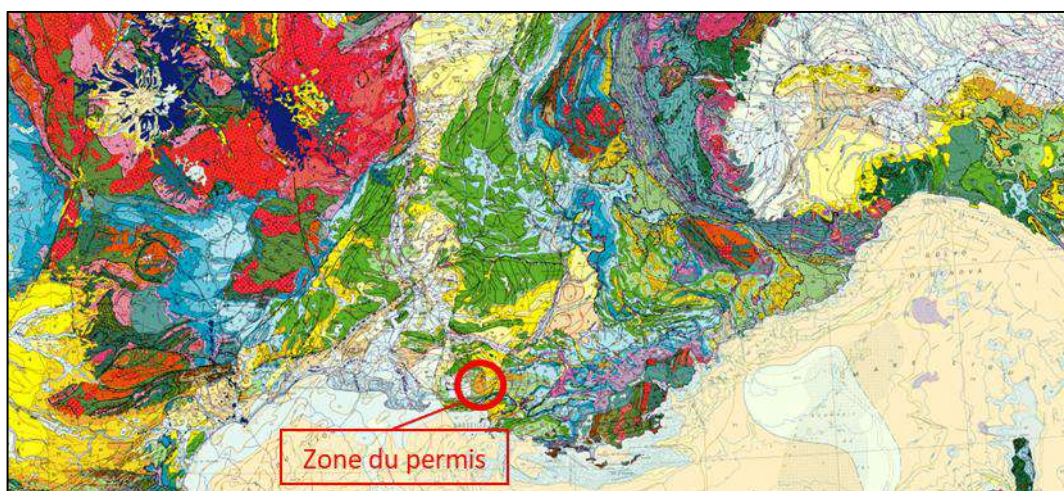


Figure 12 : Carte géologique au 1/1 000 000 avec zone d'intérêt (BRGM)

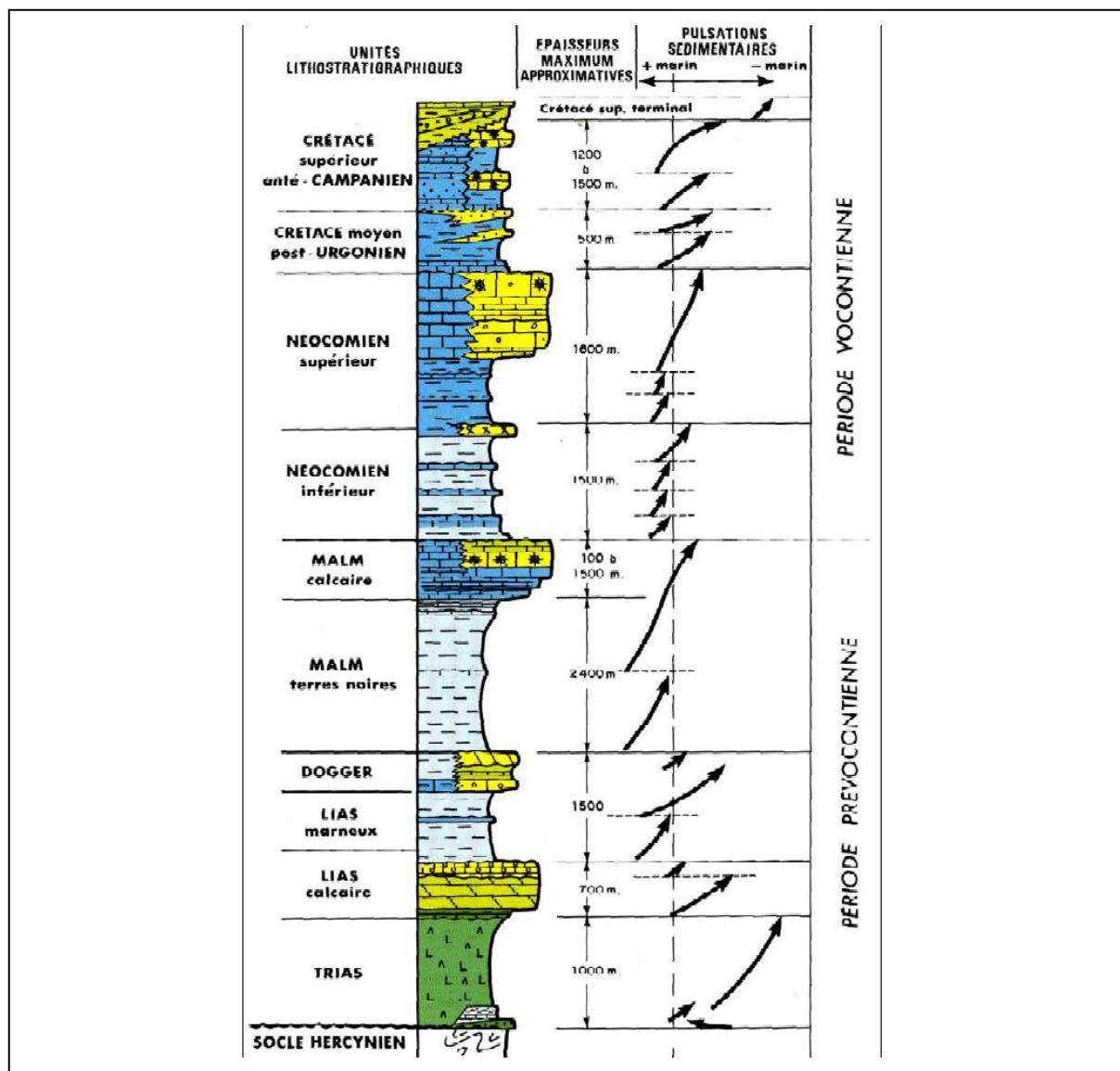


Figure 14 : Schéma de la série stratigraphique (Dorfliger, 2008)

o Trias (-250 à -203 MA)

La mer triasique a submergé la pénélaine anté-triasique, entraînant une transgression vers l'Est à l'échelle régionale. La sédimentation a repris au Trias moyen et supérieur en discordance sur le Permien, avec une absence régionale de sédimentation au Trias inférieur. Les dépôts dans le bassin étaient principalement constitués d'argilites sulfatées et de sulfates de calcium, avec une couche carbonatée au Trias moyen. Les formations karstiques étaient peu développées en raison du faible dépôt de roches calcaires et des variations limitées du niveau de la bathymétrie.

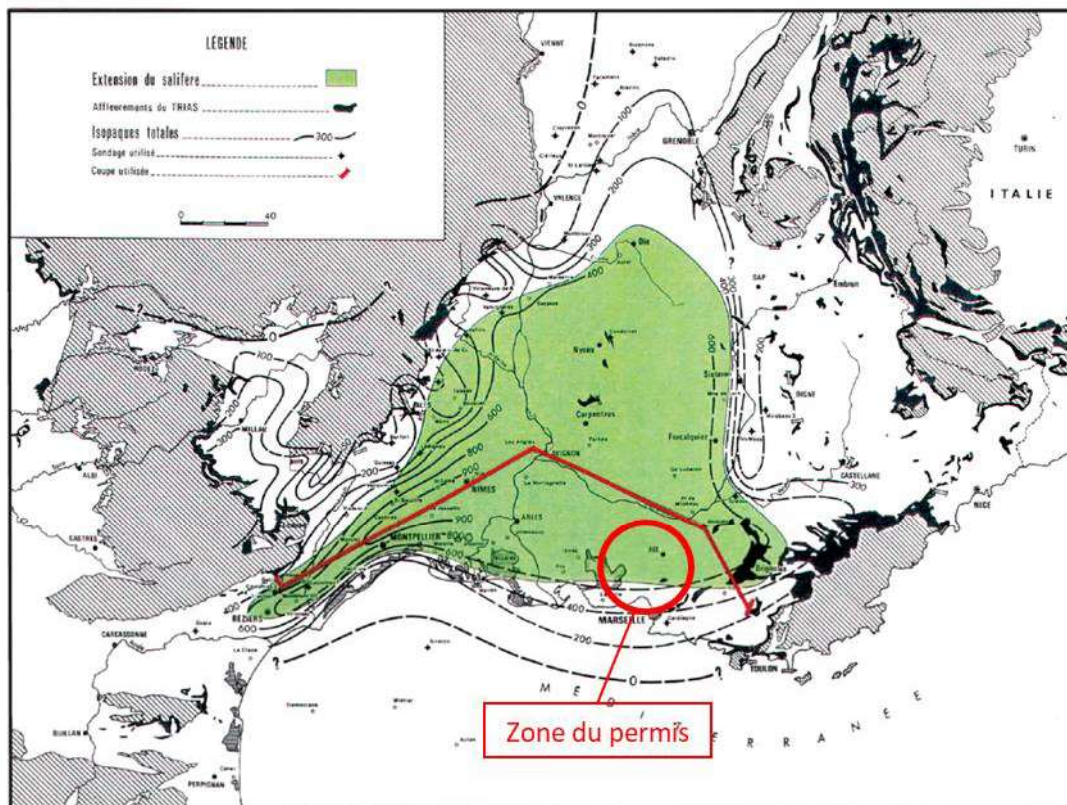


Figure 15 : Isopaques et environnements sédimentaires du Trias (d'après Baudrimont et Dubois, 1977)

La Figure 15 présentant les dépôts sédimentaires au Trias sur la zone d'étude indique la présence du Trias salifère au Nord jusqu'à une ligne NE-SW passant vers Dié et Valvignères. Au-dessus de cette limite, le Trias est principalement gréseux et/ou calcaire (Dörfliger et al., 2008).

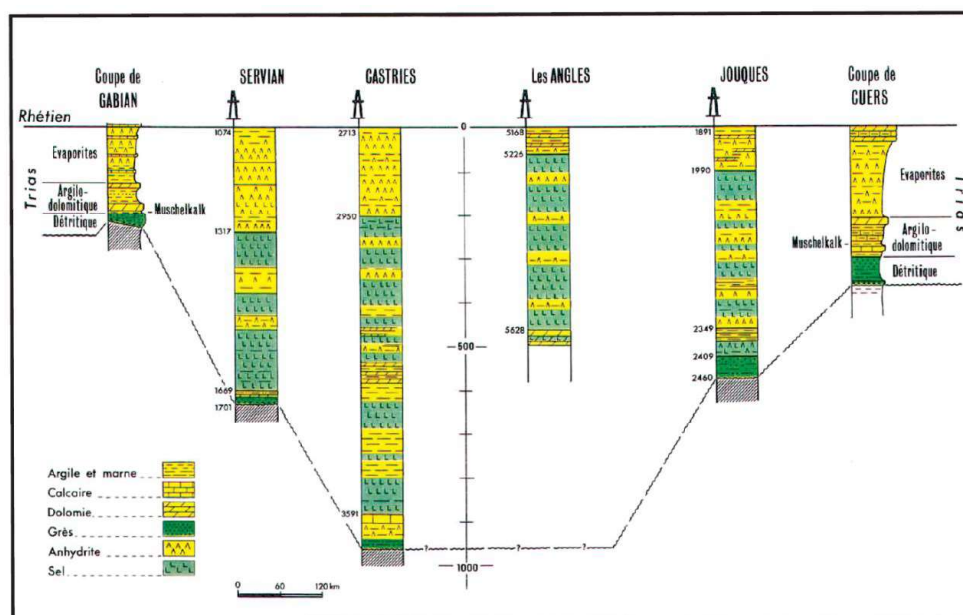


Figure 16 : Isopaques et environnements sédimentaires du Trias (Source : Baudrimont et Dubois, 1977)

La Figure 16 montre les variations d'épaisseur et de faciès du Trias le long de la

section indiquée en rouge sur la Figure 15.

○ **Jurassique (-200 à -135 Ma)**

Pendant toute la période du Jurassique, le Bassin du Sud-Est a subi une subsidence importante, entraînant l'accumulation de plus de 12 km de roches sédimentaires au centre du bassin (Dörfliger et al., 2008). Les dépôts jurassiques, incluant les trois périodes Lias, Dogger et Malm, se sont formés de la manière suivante :

• **Lias**

Au cours de l'Hettangien, le bassin du Sud-Est a été entièrement recouvert par la mer. À faible profondeur, des dépôts de dolomie et de marnes à anhydrite se sont formés. L'épaisseur de ces sédiments peut atteindre 300 m au centre du bassin, mais en moyenne, elle se situe plutôt entre 200 et 250 m.

De l'Hettangien au Sinémurien, la transgression marine s'est poursuivie, passant d'un domaine de plateforme interne à un domaine plus ouvert, avec des profondeurs d'eau plus importantes. En bordure du bassin, plusieurs phases d'émergence se sont succédé, entraînant une karstification dite superficielle, associée à des dépôts minéralisés (Pb, Zn, ...). Des eaux thermales, provenant des roches de socle, sont remontées le long des failles et ont entraîné une minéralisation dans les karsts, dits pelliculaires, situés sur les hauts fonds.

À la fin du Sinémurien, le continent situé au Sud a disparu en raison d'une subsidence tectonique. La sédimentation est alors devenue "marine franche" et les dépôts se sont transformés en calcaires, calcaires argileux et marnes (Dörfliger et al., 2008).

Les Figure 17 et Figure 18 présentent les isopaques ainsi que les environnements sédimentaires de cette période.

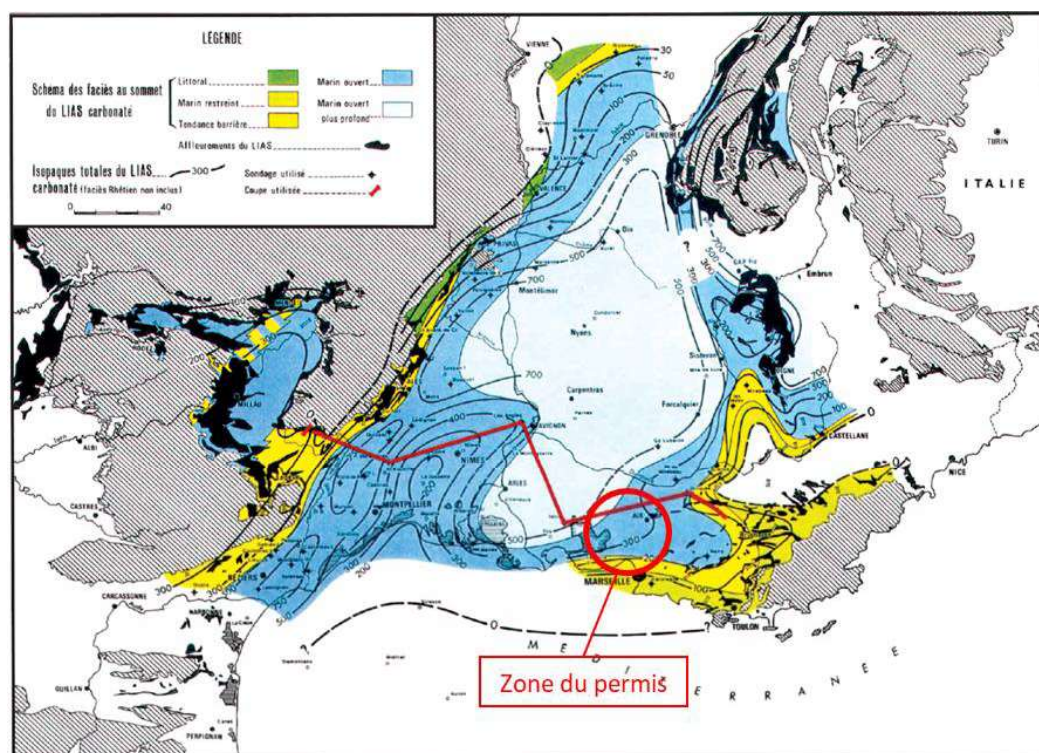
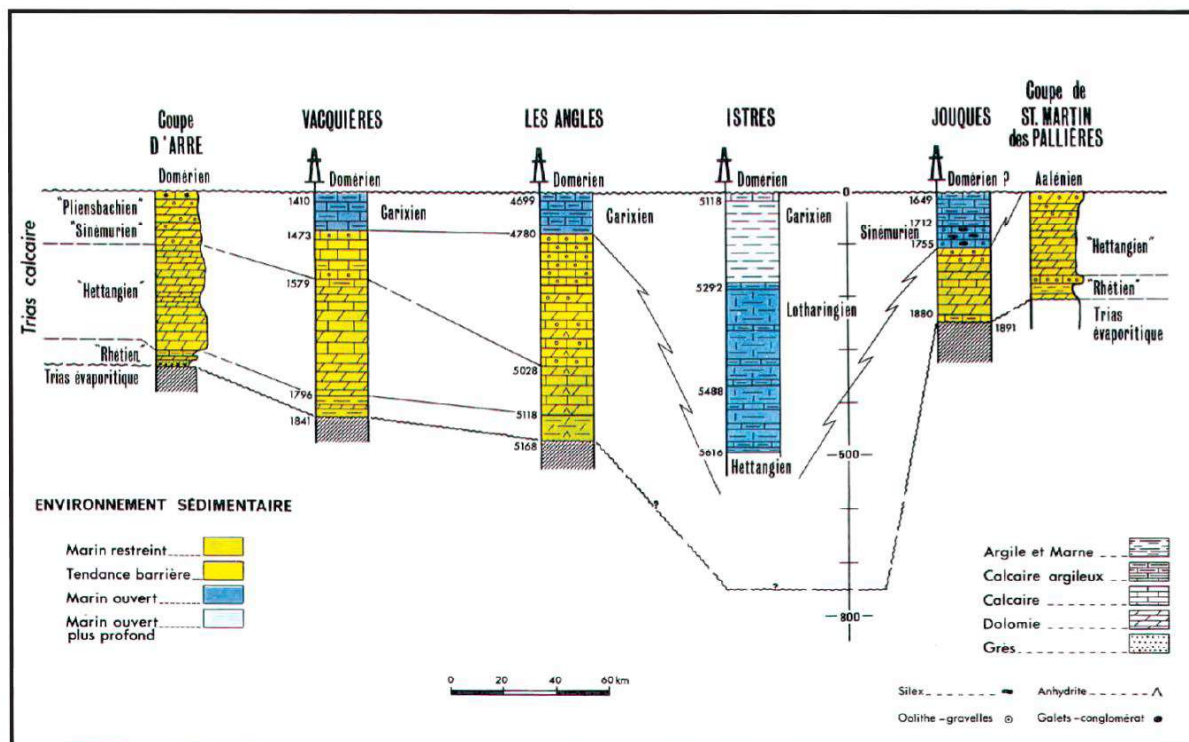


Figure 17 : Isopaques et environnements sédimentaires du Lias calcaire (Baudrimont et Dubois, 1977)



- **Dogger**

Pendant le Dogger, la plate-forme continentale s'est reconstituée et le continent au Sud est réapparu. Sur la plate-forme, des dépôts de calcaires et de dolomies se sont accumulés, tandis que dans le bassin profond, on a observé des dépôts de marnes et d'argiles appelés "Terres Noires". Pendant le Bajocien-Bathonien, des périodes d'émersion ont affecté les hauts-fonds, provoquant une karstification intense et des remplissages sédimentaires fortement minéralisés.

Ainsi, du Lias supérieur au Jurassique moyen, la sédimentation a été caractérisée par des environnements très différents (Dörfliger et al., 2008).

- **Malm**

Dans le bassin du Sud-Est, la base du Jurassique supérieur (Oxfordien inférieur) est constituée de marnes (faciès Terres Noires) pouvant atteindre des épaisseurs de plus de 2000 mètres au centre de la chaîne alpine. Au milieu de l'Oxfordien, on observe une transition d'une subsidence tectonique à une subsidence thermique. La sédimentation prend alors la forme d'une plate-forme avec des dépôts de calcaires et de calcaires argileux (Dörfliger et al., 2008).

La Figure 19 présente la carte des isopaques du faciès Terres Noires du Jurassique.

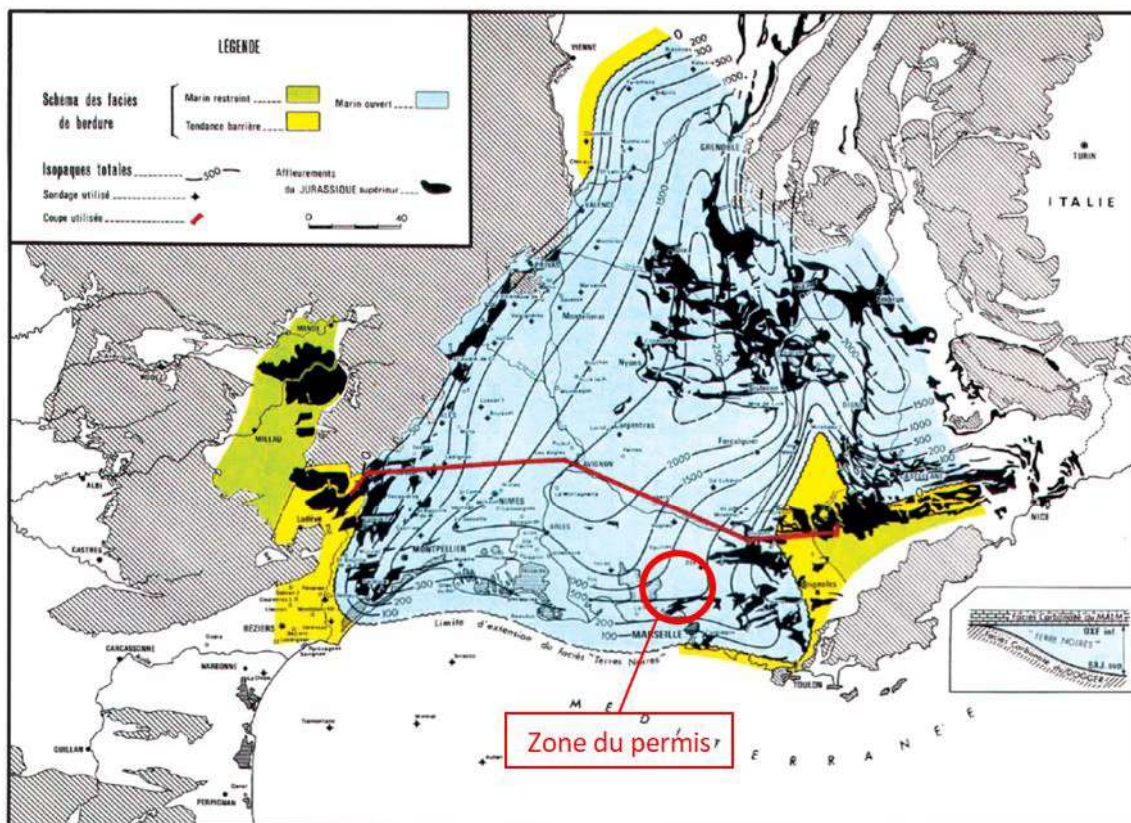


Figure 19 : Isopaques et environnements sédimentaires du faciès Terres Noires du Jurassique supérieur (Baudrimont et Dubois, 1977)

Pendant l'Oxfordien, la régression des eaux a entraîné des émergences locales et une karstification sur le haut-fond au niveau du seuil Causseard, ainsi que sur le haut-fond Sud.

Le Jurassique supérieur, en particulier au Tithonien, est caractérisé par la présence d'un récif corallien qui se développe tout autour du bassin subalpin (Dörfliger et al., 2008).

La Figure 20 présente les isopaques et l'environnement du faciès calcaire du Jurassique supérieur. La Figure 21 qui suit représente les variations d'épaisseurs au niveau de la ligne rouge sur la Figure 20.

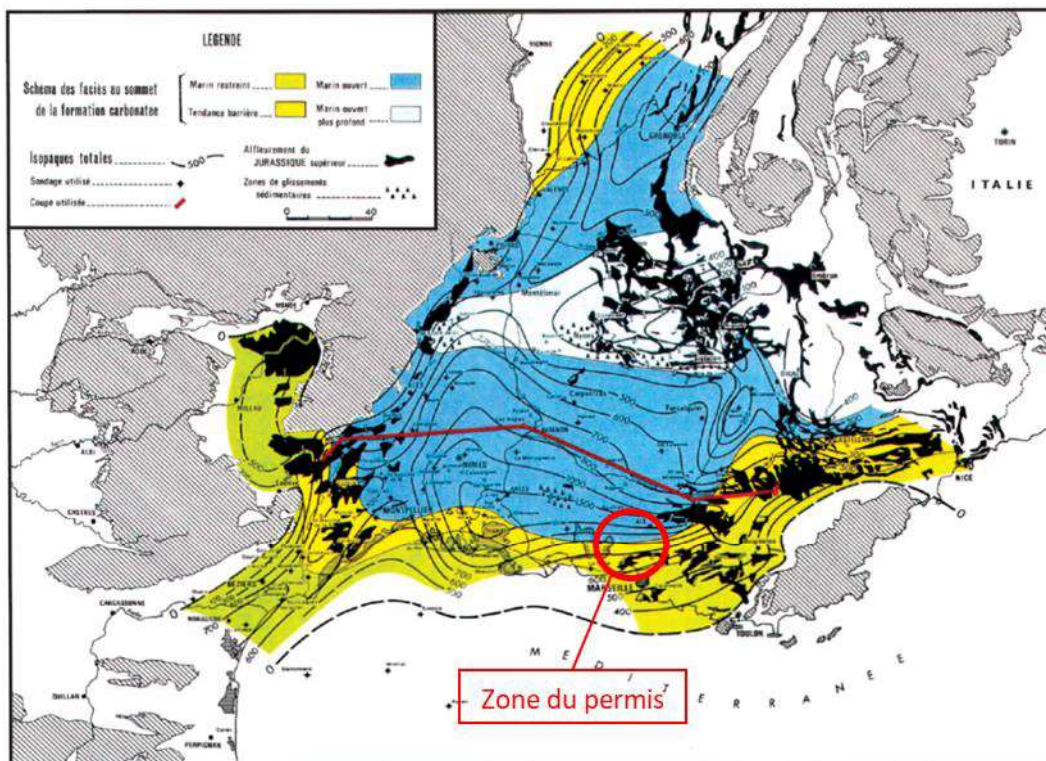


Figure 20 : Isopaques et environnements sédimentaires du faciès calcaire du Jurassique supérieur (Baudrimont et Dubois, 1977)

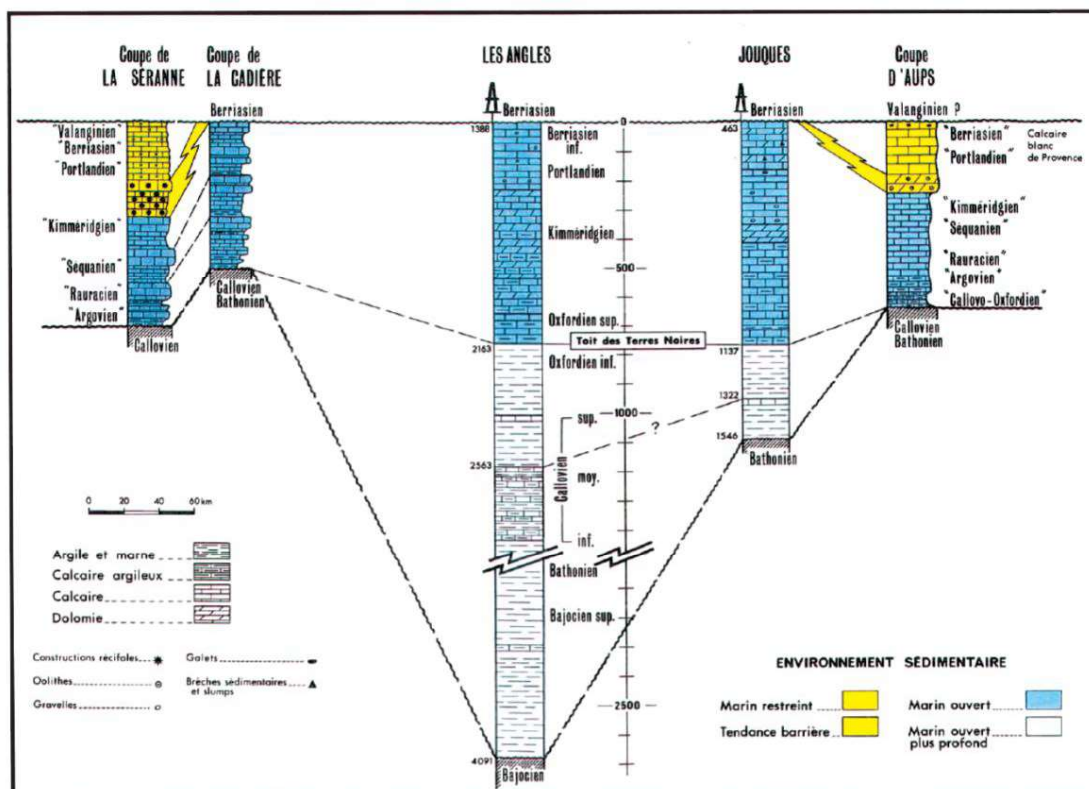


Figure 21 : Schéma de variations d'épaisseurs et de faciès du Jurassique supérieur. (Baudrimont et Dubois, 1977)

○ Crétacé (-135 à -66 Ma)

Au cours de la période du Crétacé, la position du bassin du Sud-Est a été modifiée.

En conséquence, les zones des Causses et du Sud-languedocien ont émergé, entraînant une importante érosion et de la karstification dans ces zones. Des bassins continentaux se sont également formés, puis on a assisté à une migration vers le Nord du bassin pendant le Crétacé supérieur.

- Crétacé inférieur

Pendant cette période, la position du bassin a été modifiée et il y a eu un passage du bassin subalpin au bassin Vocontien, qui s'est individualisé à la suite d'un approfondissement et à une réduction du bassin du Sud-Est.

La région est ainsi composée de deux zones de bassin séparées par l'Isthme durancien émergé :

- Au Sud, la zone Sud-Provençale ;
- Au Nord, la zone Vocontienne.

L'épaisseur des dépôts est faible pour les deux secteurs (moins de 600 m) et la sédimentation est de type carbonaté dans la zone de plate-forme externe et argileuse dans le bassin.

La Figure 22 et Figure 23 présentent les isopaques, les changements d'épaisseurs et les environnements sédimentaires du Néocomien inférieur (Dörfliger et al., 2008).

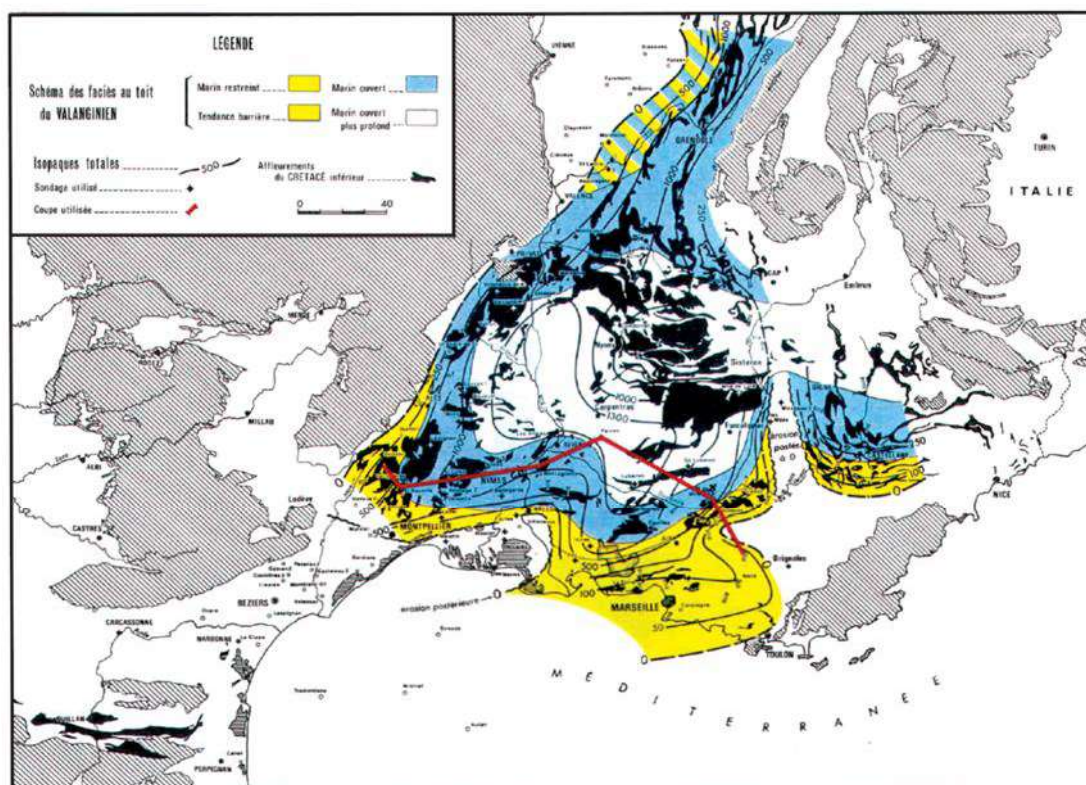
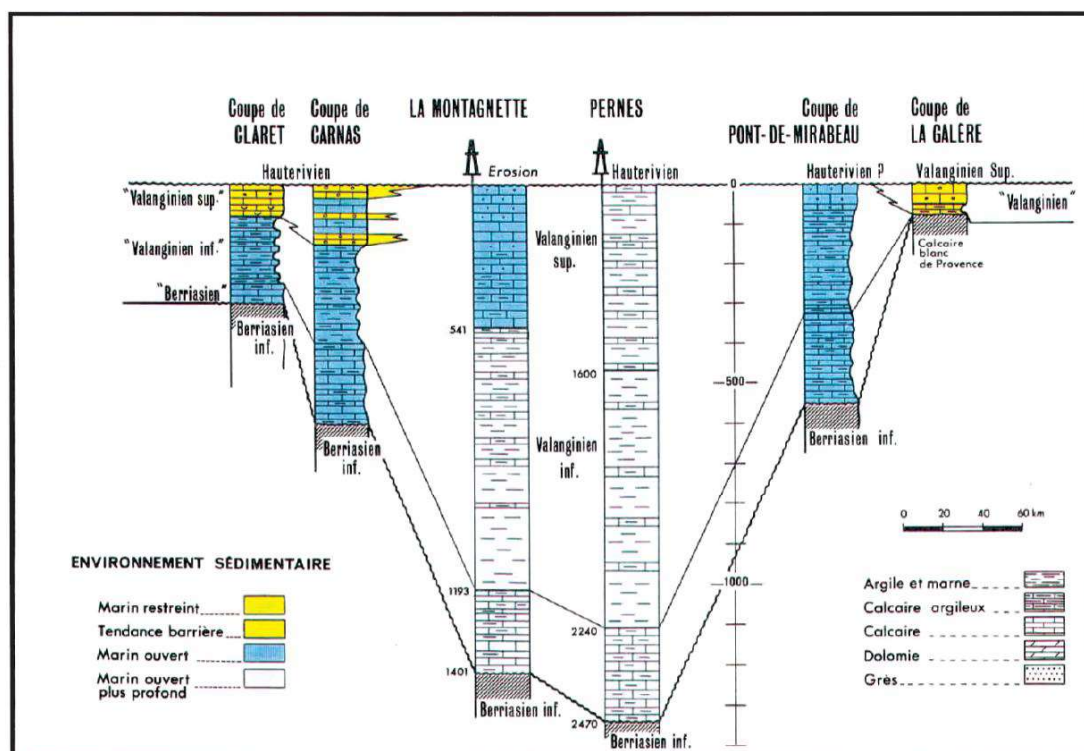


Figure 22 : Isopaques et environnements sédimentaires du Néocomien inférieur (Baudrimont et Dubois, 1977)



À la fin du Crétacé moyen, un relèvement de la marge Sud a interrompu la sédimentation de type marin ouvert dans la zone Sud-provençale.

o Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur est marqué par le début de la phase pyrénéenne, causée par la collision entre l'Espagne et l'Europe. Cela a entraîné l'émersion du secteur Sud des Pyrénées ainsi que la partie Sud de la zone languedocienne, ce qui a provoqué l'érosion et la karstification des roches sédimentaires du Jurassique et du Crétacé (Dörfliger et al., 2008).

Les Figure 24 et Figure 25 présentent les isopaques et les environnements sédimentaires du Crétacé supérieur antécamparien (en plan et en section).

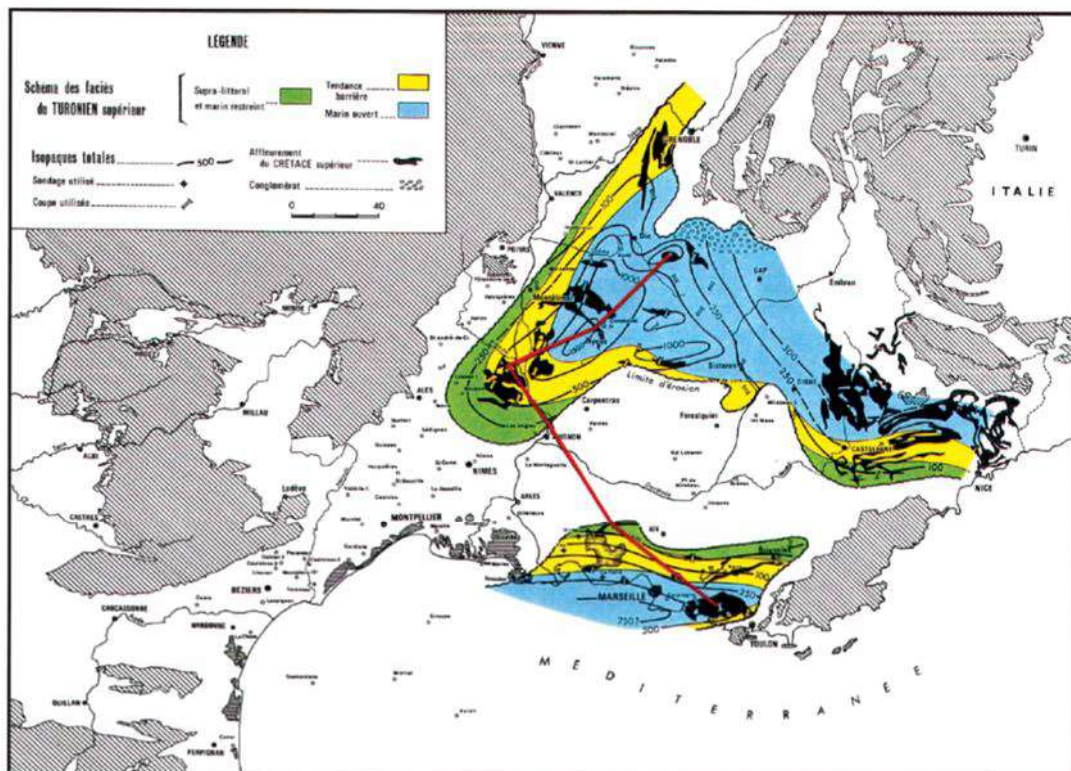


Figure 24 : Isopaques et environnements sédimentaires du Crétacé supérieur antécamparien (Source : Baudrimont et Dubois, 1977)

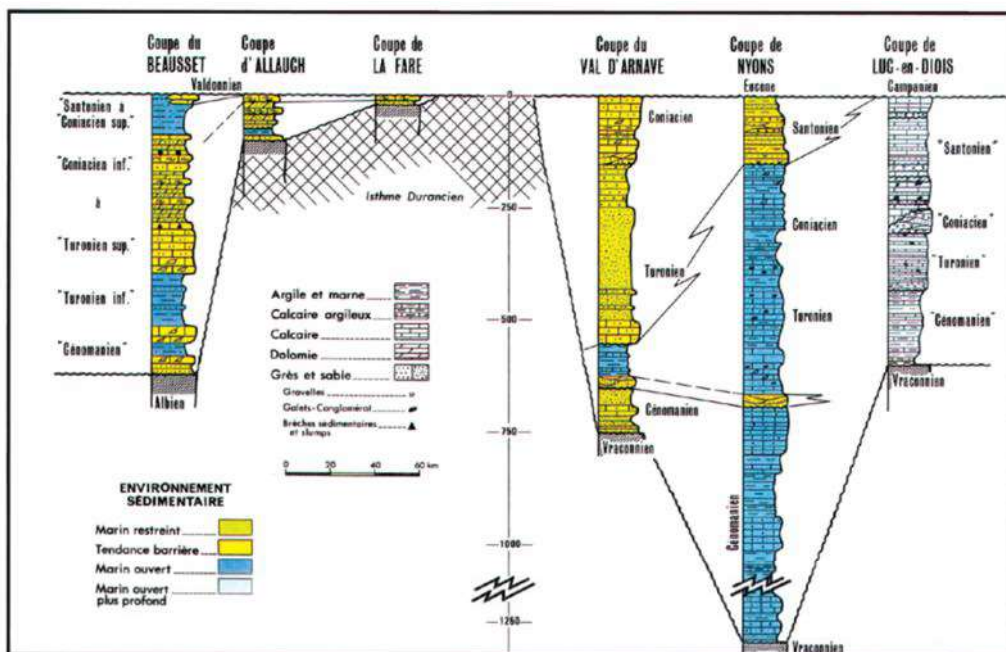


Figure 25 : Schéma de variations d'épaisseur et de faciès du Crétacé supérieur antécamparien (Baudrimont et Dubois, 1977)

L'évolution géologique jusqu'au Crétacé supérieur de toute la région du Sud-Est est résumée sur la Figure 26.

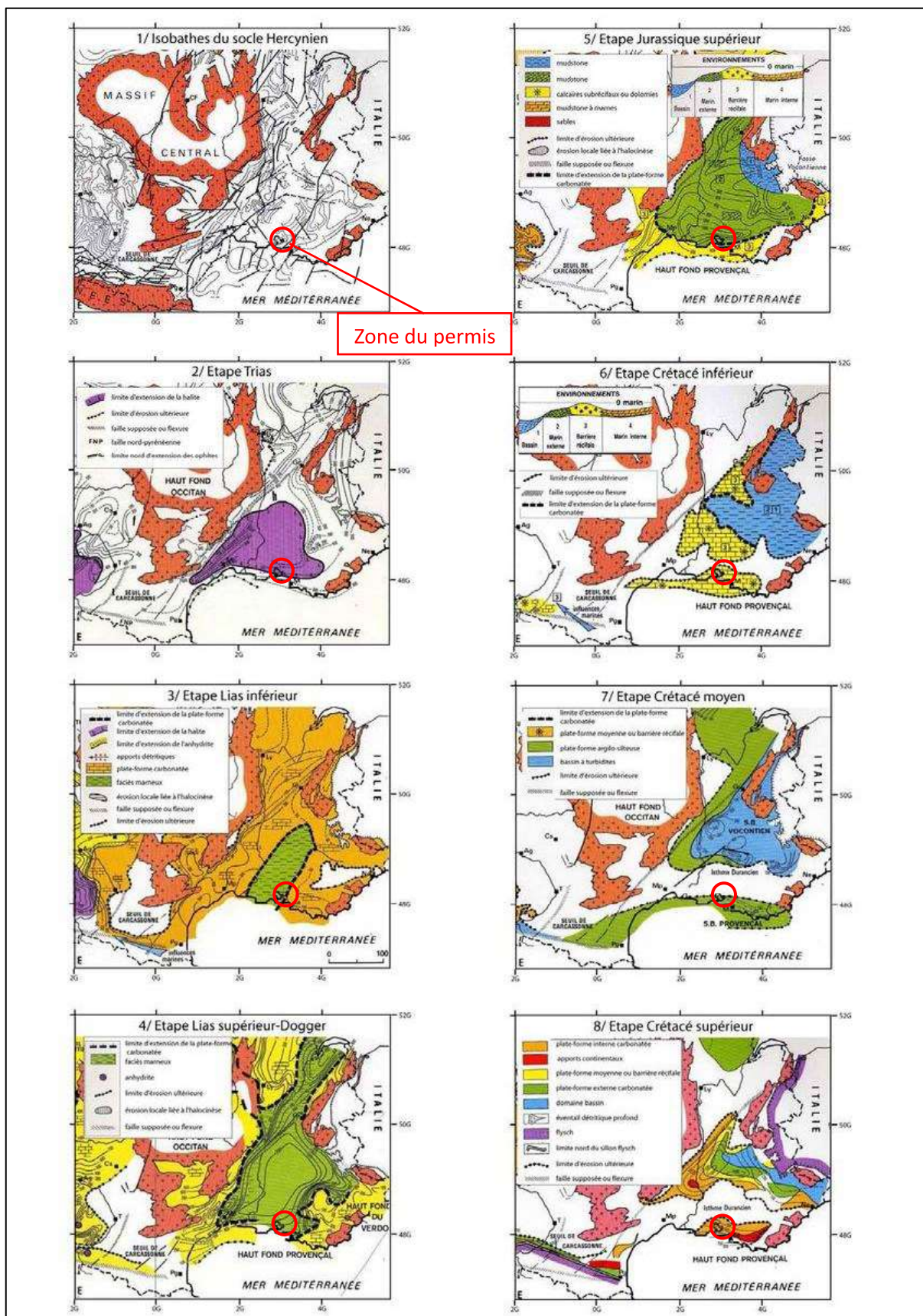


Figure 26 : Paléogéographie du Bassin du Sud-Est (Curnelle et Dubois, 1986)

- **Cénozoïque**
 - **Tertiaire (-66 à -2 Ma)**

Pendant l'ère Tertiaire, le bassin du Sud-Est a subi de grands bouleversements tectoniques associés à la structuration des Pyrénées, des Alpes et à l'ouverture du Golfe du Lion. Cette période a également été marquée par une diminution constante du niveau marin, passant de +220 m NGF à la fin du Crétacé aux environs de 0 m NGF à la fin du Tertiaire. De plus, la crise messinienne a fait chuter le niveau de base de -1500 m, voire peut-être même plus, et les différentes phases glaciaires ont vu le niveau de base chuter à plusieurs reprises vers -120 m NGF (Dörfliger et al., 2008).

Voici de manière plus détaillée les principales périodes de cette ère tertiaire :

- **Paléocène (66 à 56 Ma)**

À partir de l'Éocène, tout le bassin du Sud-Est est émergé, ce qui a entraîné une érosion et une karstification de l'ensemble de la zone languedocienne (Dörfliger et al., 2008).

- **Eocène (56 à 34 Ma)**

Cette période a été marquée par la sédimentation de marnes, de calcaires et d'argiles dans le bassin du Sud-Est. La tectonique a également été très active, entraînant la formation de reliefs et de structures en plis et en failles.

L'éocène est marqué régionalement par le « chevauchement dit de Montpellier » (décollement au niveau des sédiments du Trias) et par la formation de plis d'axe Est-Ouest. La faille des Cévennes va jouer également durant l'Eocène-Oligocène moyen.

Il semblerait que la tectonique compressive accompagnée de la diminution du niveau marin est responsable de l'accroissement du potentiel de karstification sur cette région, en particulier au niveau de la zone pyrénéenne (Dörfliger et al., 2008).

- **Oligocène (34 à 23 Ma)**

Cette période a été caractérisée par la sédimentation de molasses continentales et de marnes marines dans la région. La tectonique est restée active, entraînant la formation de la chaîne des Alpes.

La période de l'Oligocène est marquée par l'ouverture du Golfe du Lion, qui est le résultat d'une phase d'extension. Cette phase de rifting va entraîner la création de bassins adjacents aux accidents majeurs, comme le bassin de l'Hérault. Le remplissage de ces bassins va se produire simultanément à leur subsidence sous l'effet de la tectonique et du poids des sédiments, puis sous l'effet de la chaleur.

- **Miocène (23 à 5,3 Ma)**

Cette période a été marquée par la sédimentation de grès, de conglomérats et de marnes dans la région. La tectonique a également été très active, entraînant la formation de la chaîne des Pyrénées et des Alpes.

Durant la période du Messinien, la principale cause de la karstification a été la crise de salinité qui a entraîné une baisse du niveau marin allant jusqu'à 1500 mètres (voire plus). Cette crise a été causée par la fermeture du détroit entre l'Atlantique et la Méditerranée due à la remontée de la plaque Africaine. Le manque d'apport en eau

des fleuves a entraîné une évaporation supérieure à l'apport, ce qui a conduit à l'assèchement de la Méditerranée. Cette différence de niveau entre la mer et le continent a permis une érosion et une karstification importantes. Durant cette période, de nombreux réseaux karstiques se sont créés et de nombreux réseaux plus anciens ont été réactivés.

La zone languedocienne a ainsi été soumise à cet énorme potentiel de karstification. Les calcaires du Jurassique et du Crétacé ont donc pu être karstifiés à d'importantes profondeurs, même à des distances en mer très éloignées du rivage actuel. Cependant, la remontée de la Méditerranée à la fin de la crise a entraîné l'ennoiement de certains réseaux et leur colmatage partiel.

Un regard particulier : « La crise du Messinien »

La crise messinienne, également connue sous le nom de salinité messinienne, est un événement géologique majeur qui s'est produit il y a environ 5,96 millions d'années à la fin du Miocène. Au cours de cette période, la mer Méditerranée s'est retrouvée isolée de l'océan Atlantique, soit par la fermeture de la connexion au détroit de Gibraltar, soit par un soulèvement tectonique. La baisse du niveau de la mer a entraîné une augmentation de la salinité, jusqu'à atteindre 10 fois la salinité moyenne de l'océan (Krijgsman et al.,1999).

Cette période a également vu l'exposition de vastes étendues de fond marin, qui ont été érodées et formées en paysages karstiques. Cette exposition a permis le dépôt de couches de sels évaporites, telles que l'halite, la sylvite et la carnallite, ainsi que de dépôts de gypse et d'anhydrite. La crise messinienne a donc laissé une marque géologique distincte sur le bassin méditerranéen, et les dépôts de sel sont aujourd'hui exploités dans plusieurs régions pour la production de sel de table, de sel industriel et de potassium (Roveri et al.,2014).

La crise messinienne a pris fin il y a environ 5,33 millions d'années, lorsque la Méditerranée a été à nouveau connectée à l'océan Atlantique. Cela a entraîné une importante inondation de la Méditerranée, connue sous le nom de Zanclean Flood, qui a rempli le bassin en moins d'un siècle, laissant derrière elle des couches sédimentaires distinctes (Hsü et al., 1973).

Une publication de Sprovieri et al., 2017 propose une révision de la crise messinienne en explorant de nouveaux paradigmes et en remettant en question certaines idées reçues. Les auteurs examinent les différentes hypothèses sur les causes de la crise messinienne et proposent une nouvelle théorie basée sur l'influence de l'activité volcanique et sismique dans la région. Ils suggèrent que la pression exercée par le magma sur les réservoirs souterrains d'eau salée a entraîné une éruption massive d'eau salée dans la mer Méditerranée, augmentant considérablement la salinité et provoquant la crise messinienne. Cette hypothèse est soutenue par des données géochimiques et géophysiques récentes qui suggèrent l'existence de réservoirs d'eau salée sous la Méditerranée.

- **Pliocène (5,3 à 2,6 Ma)**

Entre 5,3 et 2,6 millions d'années. Cette période a été caractérisée par la sédimentation de grès, de conglomérats et de marnes dans la région. Le niveau de la mer a commencé à baisser à partir de cette période.

○ Quaternaire (- 2,6 Ma à aujourd'hui)

L'ère du Quaternaire est caractérisée par de fréquentes chutes eustatiques pouvant atteindre -120 m NGF. Ces variations du niveau marin vont permettre la mise en place de karstifications récentes ou la réactivation de réseaux profonds hérités de la crise messinienne.

Il est composé par deux époques :

- Le Pléistocène (entre 2,6 millions d'années et 11 700 ans) : cette période a été marquée par plusieurs épisodes glaciaires et interglaciaires, entraînant des fluctuations importantes du niveau de la mer dans la région. Les dépôts de cette période sont principalement constitués de sables, de graviers et d'argiles.
- L'Holocène est une époque géologique qui a commencé il y a environ 11 700 ans et se poursuit jusqu'à nos jours. Elle est caractérisée par une période de réchauffement climatique qui a suivi la dernière période glaciaire. Il est défini par une série de marqueurs géologiques, notamment les changements dans les niveaux des mers et des lacs et les dépôts de sédiments.

2.2.1.3 Contexte structural de la zone de la demande permis de « Marseille-Berre »

Dans le cadre de la demande de permis exclusif de recherche géothermique pour la zone de « Marseille-Berre », un secteur présentant un intérêt géothermique particulier a été identifié. Ce secteur se caractérise par la présence d'un synclinal orienté ENE-WSW. Après avoir présenté les événements géologiques régionaux, dans ce chapitre, nous entreprendrons une analyse approfondie des structures géologiques spécifiques à la zone couverte par la demande de permis, ainsi qu'à ses environs.

Les documents joints à la demande, notamment les figures de géologie et les coupes interprétatives, permettent de visualiser la géologie du secteur et de mieux comprendre ses particularités.

2.2.1.3.1 Une vision générale de la zone d'étude

La région Sud-Est a subi des événements tectoniques majeurs durant la période alpine, il y a environ 50 millions d'années. Les plaques tectoniques se sont heurtées, comprimant et déformant les roches pour former de grandes structures. Comprendre ces structures est crucial pour explorer et exploiter les ressources géologiques de la région, telles que les hydrocarbures, les minéraux et l'eau.

A la fin du Santonien, débute une inversion tectonique (Choukroune et al., 1973; Choukroune and Mattauer, 1978; Arnaud, 1981; Tempier, 1987), résultant du raccourcissement pyrénéo-provençal en lien direct avec la convergence des plaques Ibérique et Eurasiatique (Dewey et al., 1989).

Cet épisode compressif est à l'origine d'une importante tectonique de couverture provoquant le plissement et le charriage des séries du mésozoïque précédemment déposées. Cette déformation est facilitée par la présence d'une épaisse couche évaporitique du Trias qui agit comme un niveau de décollement, permettant ainsi le découplage mécanique entre le socle antétriasique et la couverture mésozoïque. D'autres niveaux de décollement ont aussi été identifiés au sein même de la

couverture mésozoïque comme les marnes du Callovo-Oxfordien et celles du Valanginien (Guyonnet-Benaize et al., 2015).

En région provençale, l'histoire géologique est marquée par des événements de déformation majeurs qui ont eu lieu à différentes époques. Le premier épisode de plissement à grande échelle a eu lieu à la fin du Crétacé supérieur et a été documenté par des auteurs tels que Corroy et al. (1964) et Leleu (2005). Un second épisode de déformation a eu lieu à l'Eocène moyen, qui a engendré des plis et chevauchements de plus courte longueur d'onde à vergence Nord (Tempier, 1987). Ces événements ont créé une série de structures tectoniques d'axes globalement orientés E-O qui ont affecté toute la région de Provence (Figure 27, Figure 28, Figure 29).

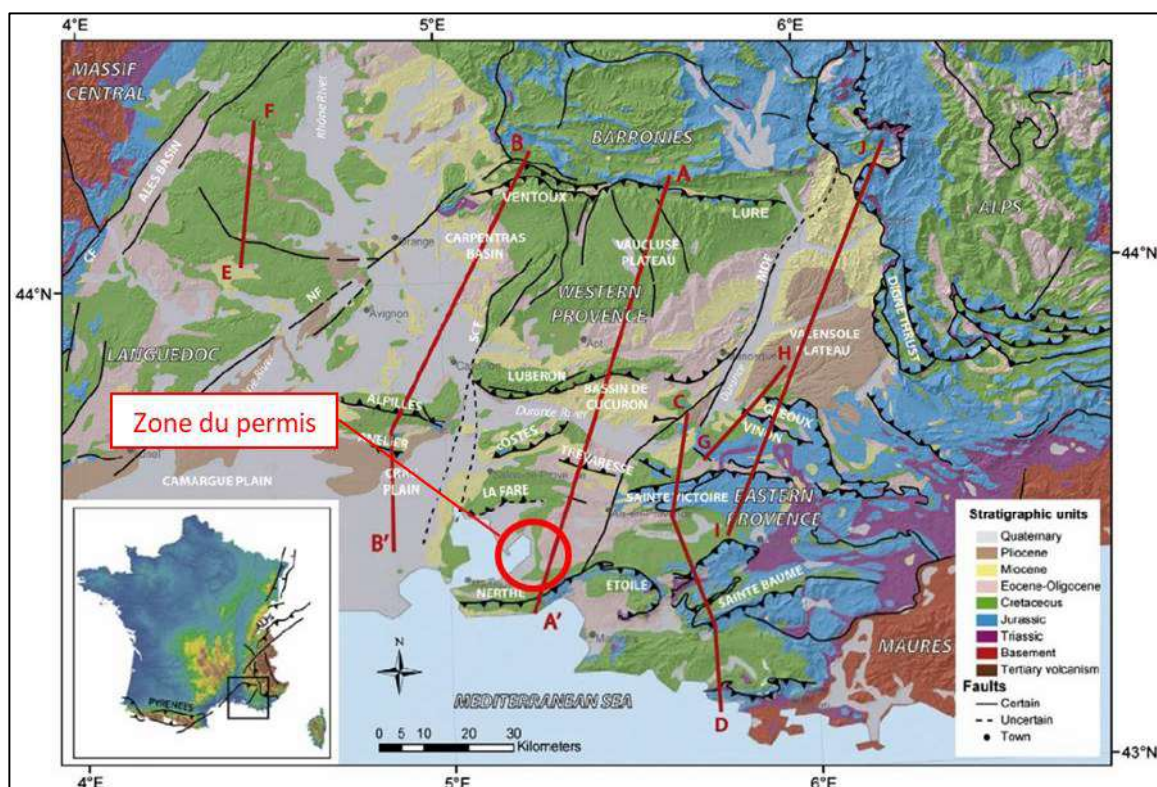


Figure 27 : Carte géologique simplifiée avec les alignements tectoniques principaux et la localisation des différentes coupes (BRGM)

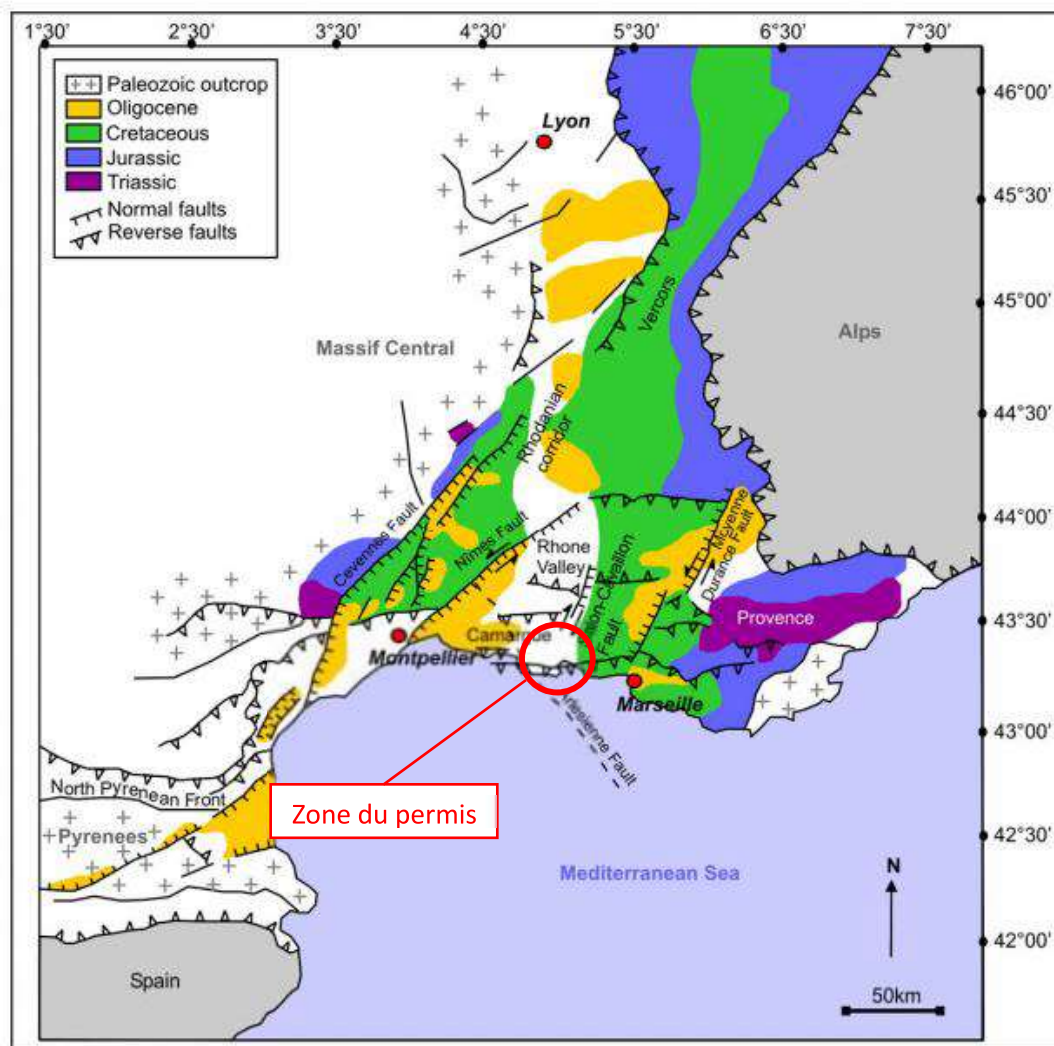


Figure 28 : Schéma structural du Sud-Est de la France - Les grandes villes, les failles majeures et les domaines géologiques principaux (Garibaldi et al., 2010)

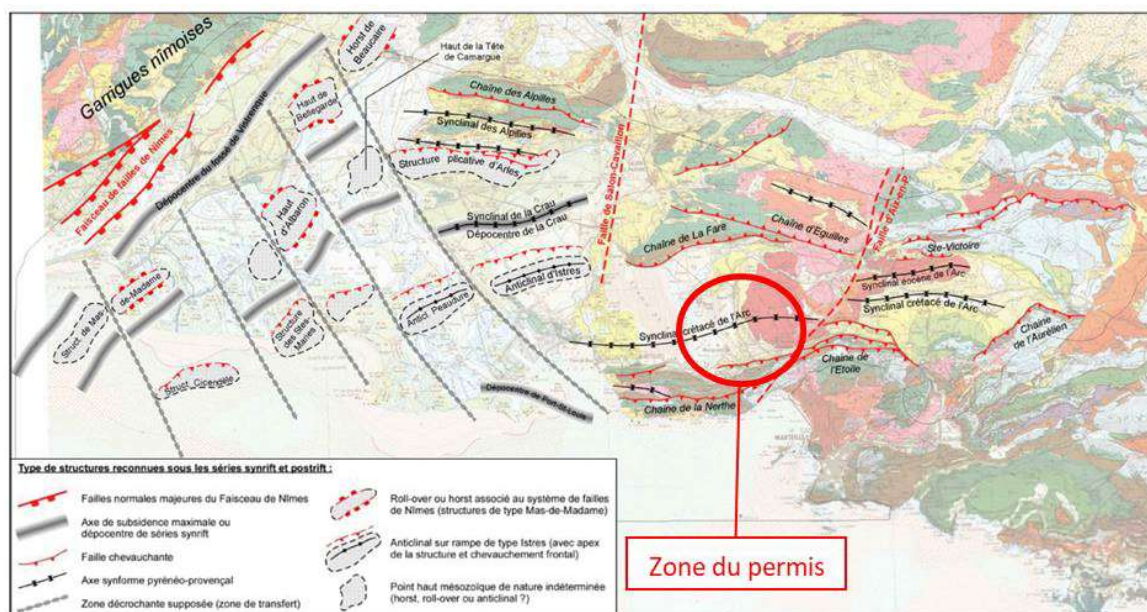


Figure 29 : Structures principales dans la zone de la synclinale de l'Arc (Rapport VASCO, BRGM, 2012)

L'influence des héritages structuraux est indéniable. Les failles de Nîmes et de la Durance, considérées comme des failles normales au cours du mésozoïque (Baudrimont et Dubois 1977, Roure et al. 1992, Benedicto 1996 et Cushing et al. 2008), ont été réactivées par des mouvements décrochants, jouant le rôle de « zone de transfert » (Benedicto, 1996 ; Guyonnet-Benaize et al., 2015). Ces failles ont accommodé des styles tectoniques différents de chaque côté de leur tracé.

La faille de Salon-Cavaillon est une autre faille majeure qui traverse la région de Provence du Nord au Sud et délimite les chevauchements suivants : Lubéron, Apilles, Costes, La Fare. Ainsi, on peut identifier quatre blocs structuraux d'Ouest en Est, séparés par ces trois failles principales, qui ont joué un rôle important dans les déformations pyrénéo-provençales dans cette région.

À l'Est de la faille de Salon-Cavaillon, la profondeur du niveau de décollement actif durant la phase pyrénéo-provençale diffère de celle à l'Ouest (Molliex et al., 2011) et pourrait être située dans les niveaux triasiques. Cette disparité est liée à l'héritage tectonique et sédimentaire, ayant entraîné des variations de taux de subsidence dans la région de Provence de part et d'autre de la faille de Salon-Cavaillon. Dans cette zone tectonique, on observe plusieurs plis et chevauchements d'orientation Est-Ouest, incluant les Luberon, Costes, Trevarresse, Fare et Nerthe. Ces structures présentent des géométries de plis de propagation de faille, telles que l'anticlinal du Grand Luberon, et de plis sur faille, tels que les chevauchements de Costes et d'Eguilles, avec une vergence Sud et des flancs escarpés. Bien que le décollement majeur se produise dans le Trias, plus précisément dans les anticlinaux du Grand Luberon, le raccourcissement s'effectue également par des décollements dans les marnes du Callovo-Oxfordien et du Valanginien (Guyonnet-Benaize 2015, Wbllliex et al., 2011) (Figure 30).

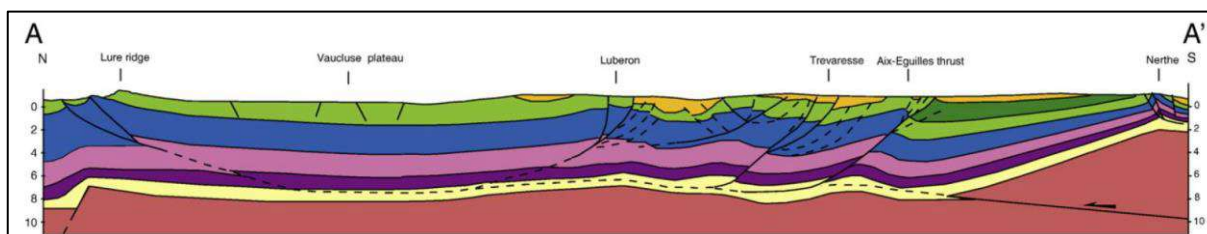


Figure 30 : Coupe Nord-Sud A-A' (localisée dans la figure 17) dans le bloc tectonique situé entre la faille de Salon et la faille de la Durance (Molliex et al., 2011)

Dans ce bloc tectonique, on trouve trois bassins sédimentaires qui s'étendent du Nord au Sud : le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier, le bassin de Cucuron et le bassin d'Aix. Ces bassins sont encadrés par deux plis pyrénéens orientés Est-Ouest. Le bassin d'Apt est situé entre les massifs du Vaucluse au Nord et du Lubéron au Sud. Le bassin de Cucuron est encadré par le Lubéron et les chainons de Coste/la Fare, tandis que le bassin d'Aix est situé entre ces derniers et le plissement de la Nerthe au Sud.

Les sédiments contemporains de la phase pyrénéo-provençale dans ces bassins sont de nature continentale et reflètent la dynamique de formation des reliefs adjacents. Les différents faciès se composent de calcaires lacustres et de faciès plus détritiques, allant jusqu'au conglomérat. Tout comme pour le bassin de Carpentras, les dates de base de ces formations syntectoniques ne sont pas les mêmes dans ces trois bassins.

Dans le bassin d'Aix, la transition entre le milieu marin et le milieu continental s'est produite au Santonien, avec l'apparition des faciès lacustres Valdoniens (Leleu, 2005). Dans le bassin de Cucuron, les premiers dépôts contemporains de cette phase datent du Rognacien (Maastrichtien).

Enfin, dans le bassin d'Apt, ils sont attribués au Bartonien. Ce décalage dans les dates montre que la déformation migre vers le Nord au fil du temps, en relation avec la formation des structures.

2.2.1.3.2 Le synclinal de l'Arc

Le synclinal de l'Arc est une structure géologique de taille importante située dans la région de l'étang de Berre, avec une étendue considérable d'Est en Ouest et du Nord au Sud. Les bordures Sud-Est et Sud-Ouest du bassin restent encore à découvrir avec précision. Des recherches récentes ont montré que la structure monoclinale observée au Sud-Ouest se prolonge vers le Sud, dépassant les limites habituelles du bassin. De même, la faille d'Aix qui traverse la partie orientale du bassin selon une direction Nord-Est Sud-Ouest n'a pas encore été totalement explorée. Des études géophysiques ont été menées à plusieurs reprises, mais les résultats ne sont pas concluants.

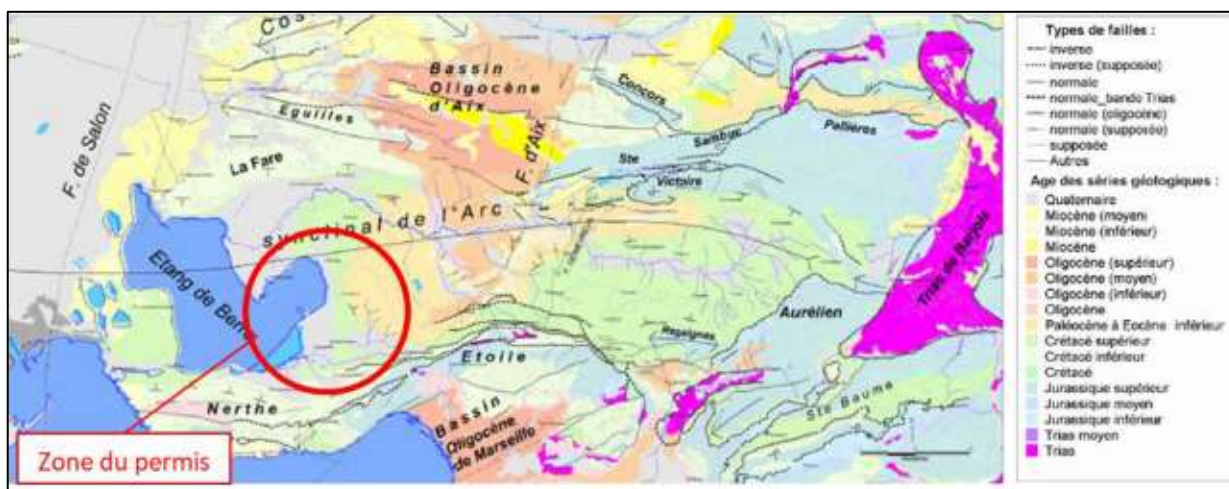


Figure 31 : Contexte géologique de la région du bassin de l'Arc

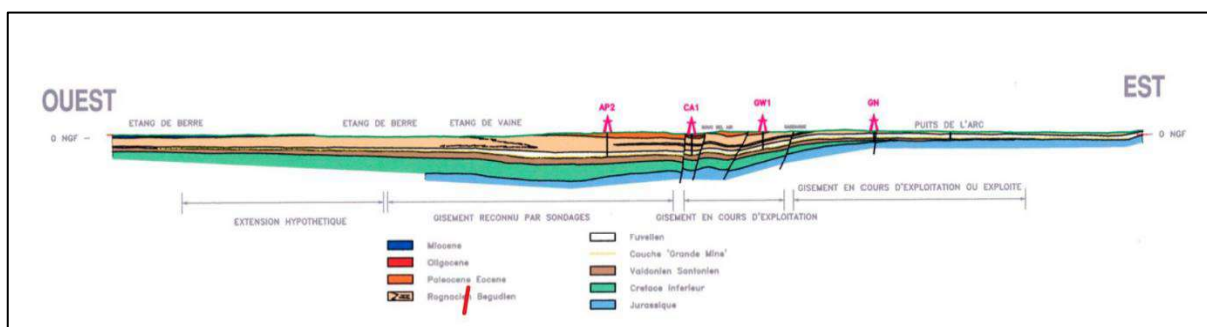


Figure 32 : Coupe Ouest-Est du Bassin de l'Arc

Les limites du synclinal

A l'Ouest le bassin de l'Arc s'achève géographiquement à la jonction de la plaine de la Crau et de l'étang de Berre. Cependant, sa prolongation structurelle se poursuit

sous la plaine de la Crau et les formations récentes du Bas-Rhône.

Dans la région située au Nord du synclinal de l'Arc et de l'étang de Berre, se dressent des formations géologiques aux morphologies, structures et compositions stratigraphiques variées. D'Ouest en Est, on trouve des zones appelées le mont de la Chance, les collines de la Fortune et les pentes de la Prospérité.

Le mont de la Chance s'étend sur environ 15 km et présente un relief ne dépassant pas les 100 mètres d'altitude. Les roches de l'Oligocène y sont prédominantes en termes de morphologie et de stratigraphie. L'ensemble de la structure est submergé à l'Ouest sous le Miocène non-concordant et plonge régulièrement au Sud sous les eaux de l'étang de Berre avec une inclinaison d'environ 100 degrés. À l'extrémité est du mont, les argiles et les grès du Valdonnien sont en contact avec les roches de l'Oligocène grâce au biseautage du Turonien et du Sénonien.

Dans la région des collines de la Fortune et des pentes de la Prospérité, des collines et des dépressions s'alternent grossièrement en alignement Nord-Sud avec des altitudes variant de 150 à 300 mètres. Le bassin crétacé et éocène de l'Arc est masqué dans une partie de son cœur et sur sa bordure Nord par l'extension d'une cuvette de l'Éocène moyen.

La montagne Sainte-Victoire domine la vallée de l'Arc de près de 800 mètres. Les chercheurs Durand J.P., Guieu G. et Tempier C. interprètent le contact entre la montagne de la Victoire et le bassin comme un chevauchement où les formations crétacées et éocènes du bassin sont chevauchées vers le Sud-Ouest sur une distance d'environ 5 km par une écaille jurassique importante déversée depuis la Croix de Provence.

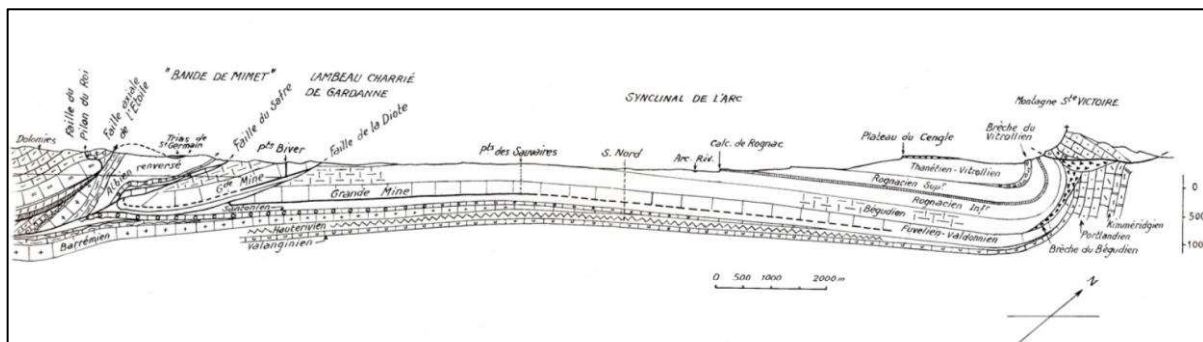


Figure 33 : Coupe du bassin de l'Arc, de Saint-Victoire à l'Etoile (Durand J.P., Guieu G., Tempier C., 1980)

Le contour de l'Est correspond à la région montagneuse de l'Ollières, qui varie d'une zone inclinée à l'Ouest à une zone de pli-faille à l'Est. Au centre, la couche de Jurassique supérieur plonge de manière abrupte sous la formation discordante de Valdo-Fuvélien, laquelle est elle-même recouverte par une couche de Bégudo-Rognacien atteignant une puissance de plus de 300 mètres au Sud-Sud-Est de Pourcieux.

Le paysage au Sud du bassin présente une ligne de relief presque ininterrompue s'étendant sur environ 70 km. D'Ouest en Est, on peut identifier les reliefs de la Nerthe, de l'Etoile et des massifs du Regagnas, de l'Olympe et de l'Aurélien.

Le massif de la Nerthe est situé dans le cadre montagneux de Marseille, et constitue

la limite Sud de la cuvette de l'étang de Berre en prolongement de l'Etoile à l'Ouest.

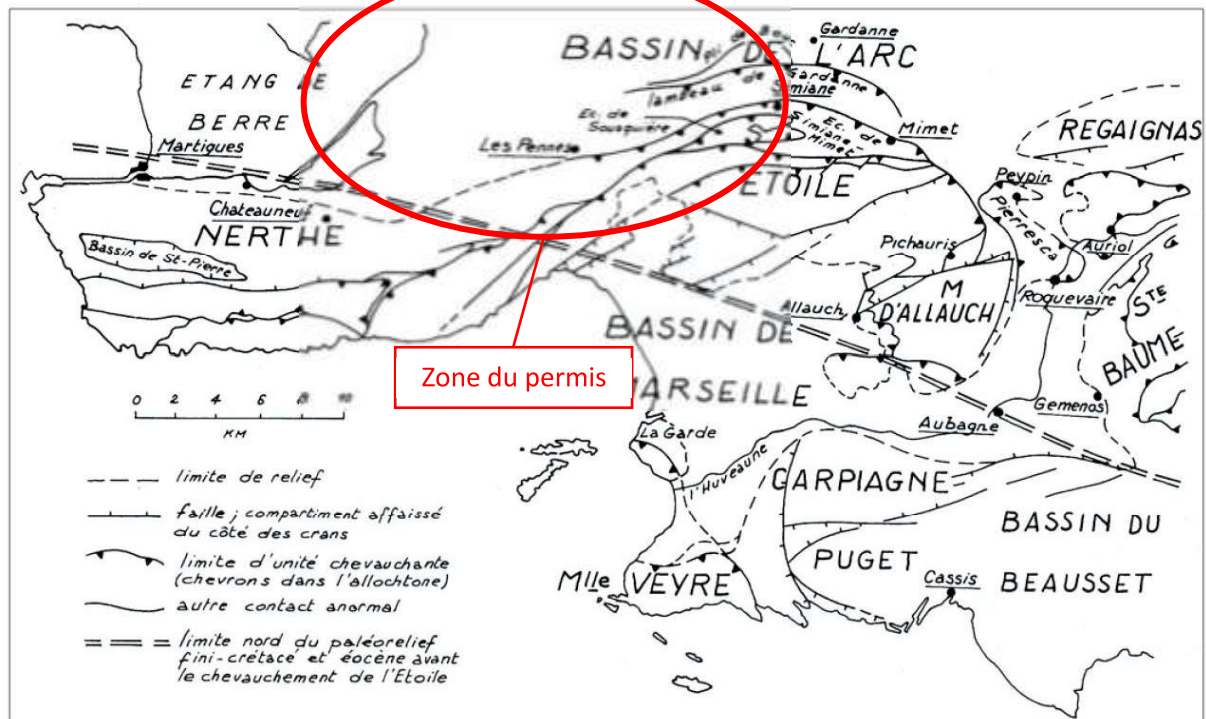


Figure 34 : Schéma structural simplifié de la région de Marseille (Guieu G, 1968, Durant G.P., 1980)

La Nerthe Sud-orientale appartient au système de failles qui se trouve au Nord de la bordure de l'Etoile.

Entre les méridiens du Plan-des-Pennes et de Septèmes, la Nerthe Sud-orientale est située le long d'un système de failles inversées inclinées vers le Sud. L'Etoile, située à l'Ouest de la Nerthe, est une bordure méridionale du bassin de l'Arc. A l'Ouest de la Nerthe, les profils sismiques montrent une structure monoclinale qui s'étend au-delà des limites visibles du bassin. Cette structure se prolonge vers le Sud au-delà de la bordure de l'Etoile et s'appelle le chaînon de l'Etoile.

Le chaînon de l'Etoile est une zone de recouvrement des couches cénozoïques du bassin par les couches mésozoïques du massif, à la suite d'un important déplacement tangentiel. Ce déplacement a créé de nombreuses dysharmonies internes dans le massif, découpé en grandes écailles. Parmi les plus significatives, on trouve le « lambeau charrié », qui est constitué de Valdo-Fuvélien et de Bégudo-Rognacien en série normale avec un pendage au Sud d'environ 20°. La Grande Mine du « lambeau charrié » a été exploitée jusqu'en 1970.

Le massif du Regagnas est un dôme composé de calcaires blancs portlandiens karstifiés, entouré d'affleurements concentriques de Santonien marin et d'assises fluvio-lacustres du Valdonnien, du Fuvélien et du Bégudien. Les couches plongent régulièrement vers le bassin au Nord (entre 10 et 15°).

Les massifs de l'Olympe et de l'Aurélien sont situés au Sud-Est du bassin de l'Arc et s'étendent sur environ quinze kilomètres, séparant le bassin de l'Arc de celui de Saint-Zacharie. Ils recouvrent le bassin de l'Arc en chevauchement, avec une flèche de chevauchement qui croît d'Ouest en est jusqu'à atteindre au moins 5 km dans

l'Aurélien.

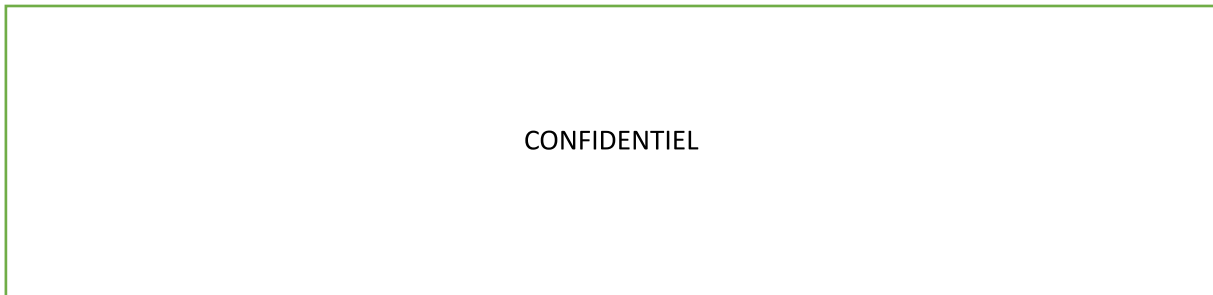


Figure 35 : Coupe N-S au travers du synclinal de l'Arc soulignant les flancs chevauchants

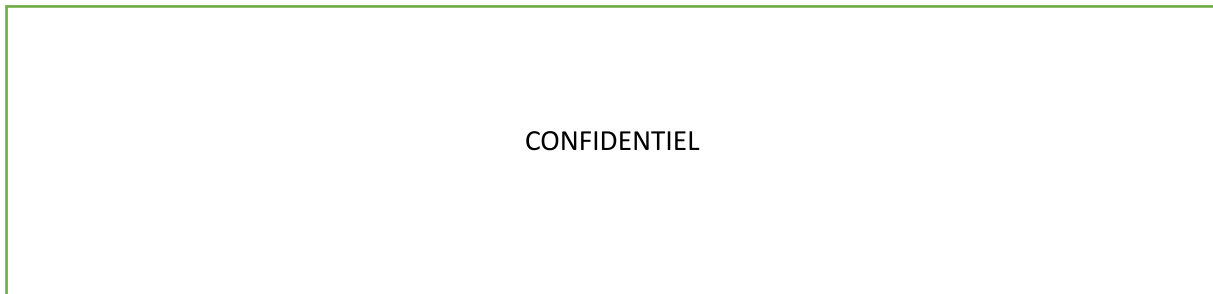


Figure 36 : Coupe E-W dans l'axe du synclinal soulignant l'épaissement des formations du Santono-Maastrichtien vers l'Ouest.

2.2.1.3.3 Etudes géophysiques

Des relevés sismiques ont été effectués dans la région intéressée par le permis « Marseille-Berre ».

CONFIDENTIEL

Réinterprétation des données sismique

Une étude de 2021 (en annexe), commissionnée par GEOTHERMAR à CDP consulting, a permis une valorisation de la géologie de la région adjacente au permis « Marseille-Berre ».



CONFIDENTIEL

- La prospection gravimétrique

La gravimétrie est une méthode géophysique qui consiste à mesurer les variations de la force de gravité terrestre pour déduire la distribution des masses dans le sous-sol. Elle est utilisée pour étudier notamment la structure géologique des terrains, la présence de gisements minéraux, la recherche de ressources en eau.

La prospection gravimétrique, quant à elle, est l'application pratique de la gravimétrie. Elle consiste à mesurer la variation de la gravité à différentes positions à la surface de la terre, puis à interpréter ces données pour établir une image de la distribution des masses dans le sous-sol. Les données gravimétriques peuvent être

utilisées combinées avec d'autres données géophysiques ou géologiques pour améliorer la résolution et la précision des modèles géologiques.

Les données gravimétriques recensées sont majoritairement issues des campagnes d'exploration pétrolière et des campagnes de prospection minière sur le Bassin de Fuveau-Gardanne. La couverture de la zone d'étude est assez dense et apporte la résolution nécessaire pour contraindre les grandes structures tectoniques de la zone d'étude.

CONFIDENTIEL

2.2.2 Potentiel géothermique

La présente demande de PER s'appuie sur l'étude des ressources géothermiques au sein de la zone sélectionnée. Cette évaluation est réalisée en exploitant les données existantes.

CONFIDENTIEL

2.2.2.1 Forages réalisés

La région du Permis de « Marseille-Berre », ainsi que ses zones adjacentes, ont été précédemment soumises à des forages profonds visant à explorer les différentes ressources présentes dans le sous-sol. Ces forages ont été réalisés dans le cadre de diverses recherches et exploitations. Stratigraphie

Un réservoir géothermique est constitué d'un point de vue stratigraphique d'un milieu dans lequel l'eau circule librement, soit constitué d'une matrice poreuse soit d'un réseau de failles, fractures ou karst, et d'une formation couverture imperméable, telle que des argiles marneuses, permettant de contenir le fluide géothermal au sein de sa formation.

Diverses colonnes stratigraphiques ont été réalisées à partir des anciens forages afin de mettre en évidence une zone intéressante pouvant constituer un réservoir géothermique.

CONFIDENTIEL

2.2.2.2 Karst

2.2.2.2.1 Processus et mécanisme

Les processus de karstification et le développement des systèmes karstiques sont influencés par divers facteurs géologiques, hydrogéologiques et hydrogéochimiques. Voici une explication des mécanismes impliqués dans la

karstification :

1. Solubilité des roches karstiques : Les roches carbonatées, telles que le calcaire et la dolomie, sont sujettes à la dissolution par les eaux souterraines en raison de leur solubilité élevée dans l'eau chargée en dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique et dissous dans le sol. Ce processus de dissolution des minéraux carbonatés est le principal mécanisme de la karstification.
2. Action de l'eau : L'eau de pluie, lorsqu'elle pénètre dans le sol, absorbe le CO₂ présent dans l'atmosphère et le sol, formant ainsi une solution légèrement acide. Cette eau chargée en CO₂ se fraye un chemin à travers les fissures, les joints de stratification et autres zones de faiblesse dans les roches karstiques, dissolvant progressivement les minéraux solubles.
3. Formation de cavités souterraines : Au fil du temps, la dissolution des roches karstiques crée des cavités souterraines, telles que des fissures, des gouffres et des grottes. Ces cavités peuvent s'étendre sur de grandes distances et former des réseaux de conduits complexes.
4. Conduits et résurgences : Les cavités souterraines forment des réseaux de conduits qui permettent à l'eau de circuler rapidement à travers le système karstique. Les réseaux de conduits peuvent conduire à des résurgences, où l'eau souterraine émerge à la surface sous forme de sources karstiques.

Il est important de noter que la karstification est un processus évolutif qui se déroule sur des échelles de temps géologiques. La vitesse de karstification peut varier en fonction de facteurs tels que la composition des roches karstiques, les conditions hydrogéologiques, la géométrie des réseaux de conduits et les fluctuations du niveau d'eau souterraine.

Pour mieux comprendre les processus de karstification et le développement des systèmes karstiques, la Figure 37 illustre ce processus.

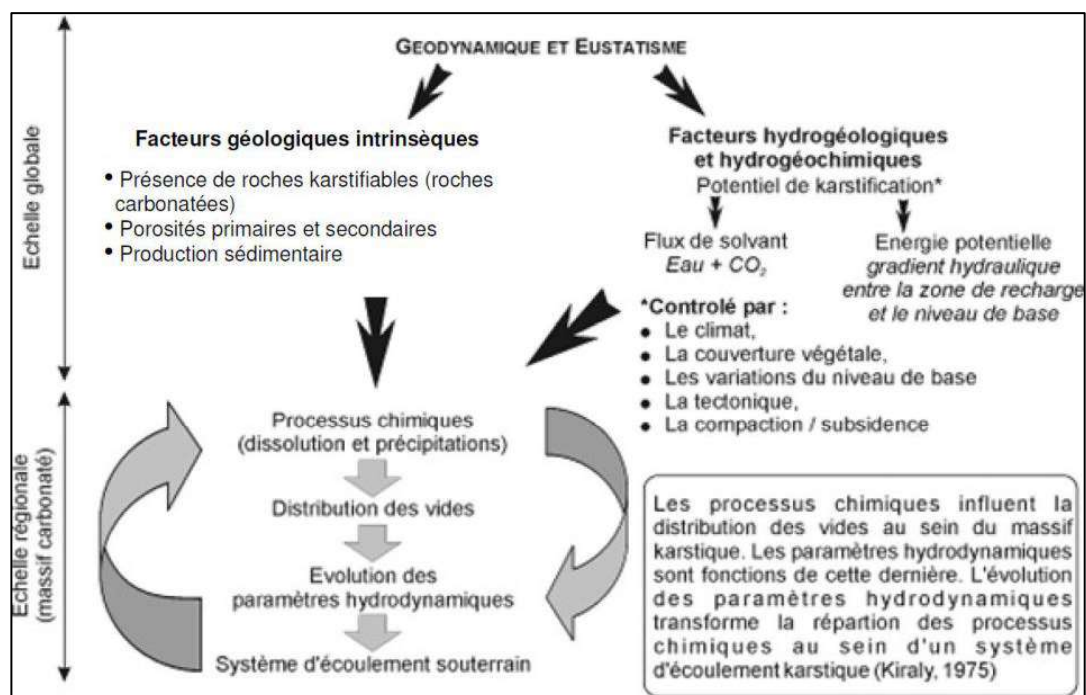


Figure 37 : Processus de karstification et développement de systèmes karstiques (Király, 1975, modifié par Dorfliger 2008)

2.2.2.2 La paléokarstification

Comme déjà mentionné précédemment, les formations carbonatées de la région du Golfe du Lion ont été exposées à des processus de karstification importants, résultant de niveaux marins très bas observés pendant l'événement Messinien (-1500 m et plus par rapport au niveau de la mer Méditerranée actuel). Ces formations carbonatées ont été recouvertes par la suite par des formations sédimentaires importantes qui ont rempli les canyons fluviaux et les incisions causées par la karstification.

Le permis de « Marseille-Berre » est situé dans une zone où les formations carbonatées ont pu subir une karstification, provenant du Jurassique ou du Crétacé, et peuvent ainsi constituer un réservoir géothermique très intéressant.

La section suivante présente les principaux événements géodynamiques et tectoniques ainsi que les réservoirs caractéristiques des formations sédimentaires de la Région Sud-Est.

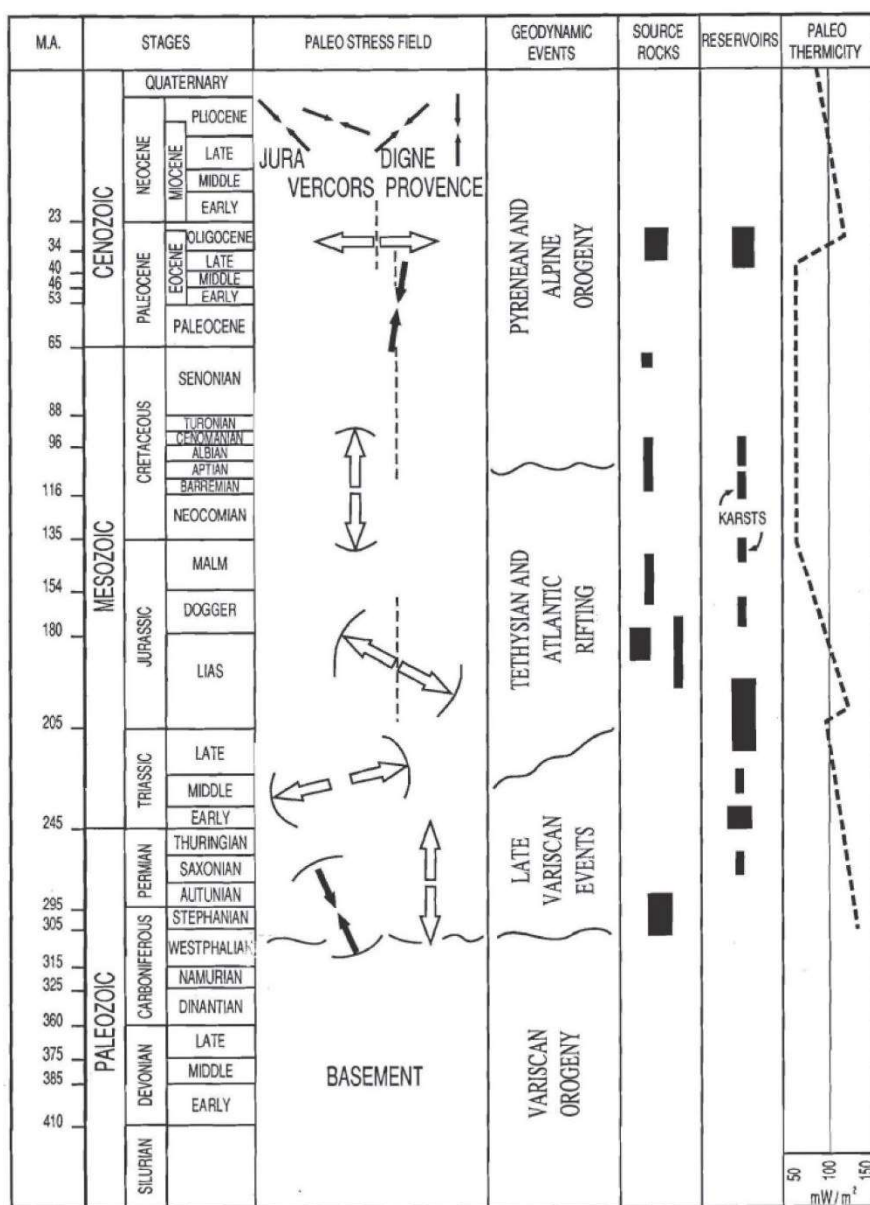


Figure 38 : Calendrier tectonique du bassin du Sud-Est (Masclé et Vially, 1993)

Ci-dessous, les Figure 39 et Figure 40 présentent deux tableaux synthétisant l'évolution géodynamique et eustatique des formations carbonatées pour les karsts du Languedoc, du Mésozoïque inférieur au quaternaire. Ces tableaux permettent également d'estimer le potentiel de karstification théorique pour chaque formation carbonatée. Ils concernent la région du Sud-Est.

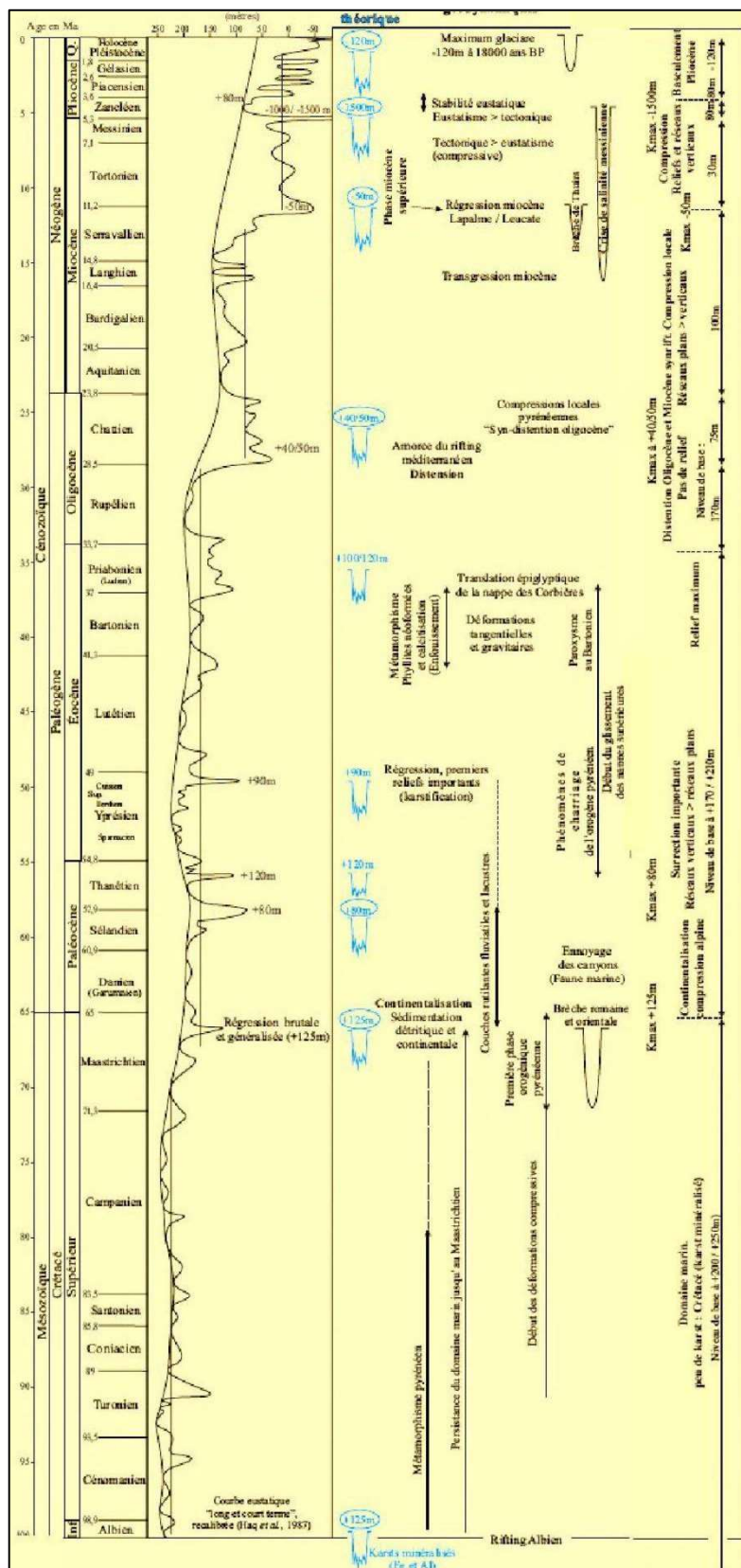
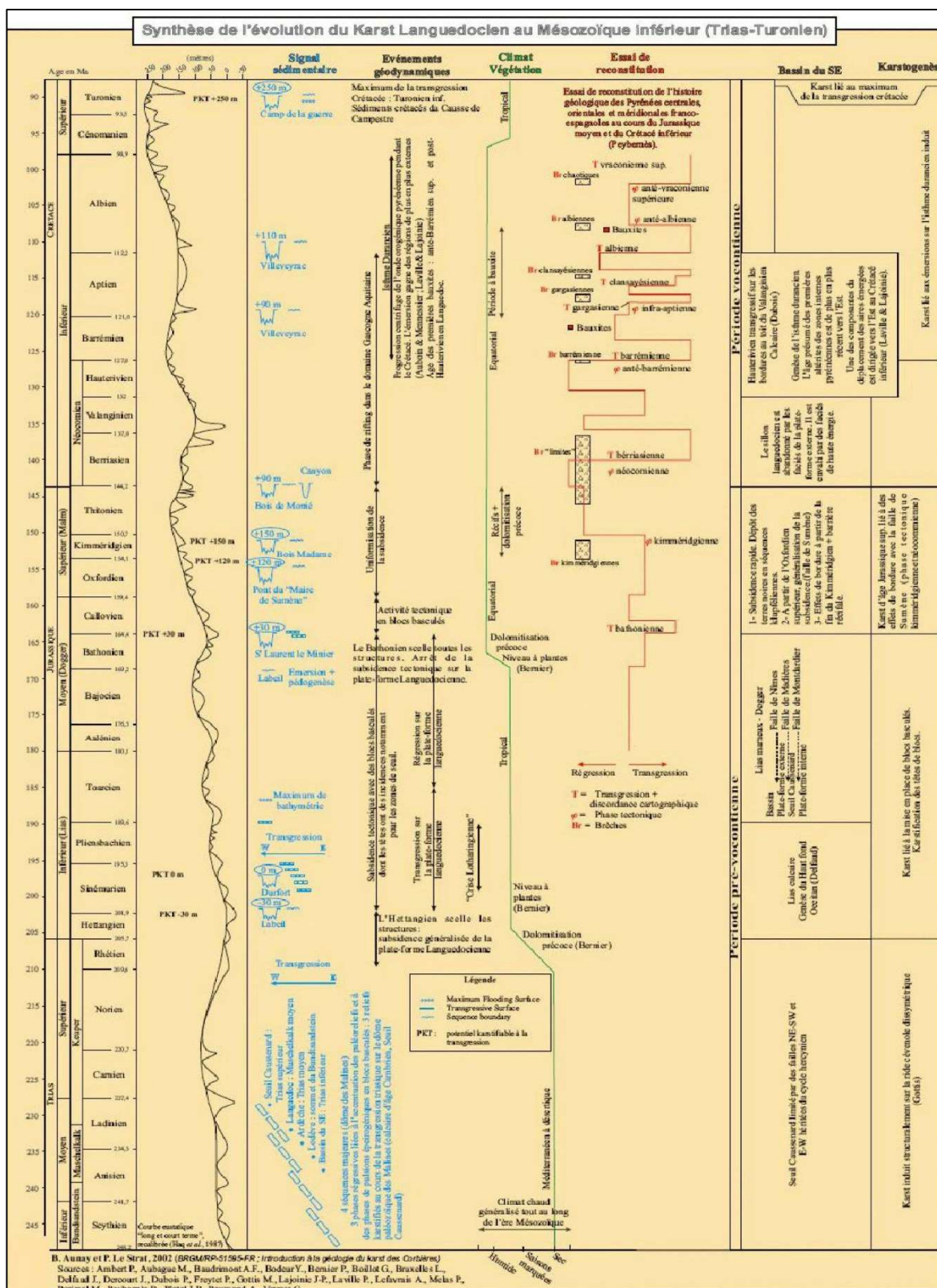


Figure 39 : Tableau de synthèse de l'évolution géodynamique et eustatique des formations carbonatées pour les karsts du Languedoc du Crétacé supérieur au Quaternaire (Tendance régressive du cycle alpin du 1er ordre) (modifié d'après Aunay et Le Strat, 2002) (Dörflger et al., 2008)



2.2.2.2.3 Formations karstiques sous couvertures déjà exploitées

Un article de Dörfliger intitulé "Caractérisation des aquifères karstiques carbonatés sous couverture : aspects géologiques et hydrogéologiques" détaille l'exploitation réussie de réservoirs carbonatés karstifiés pour l'eau et le pétrole. Ci-dessous, vous trouverez plusieurs exemples de réservoirs pétroliers et d'aquifères dans des formations karstiques sous couverture.

Réservoirs pétroliers karstiques :

Le réservoir géologique de Hala Bala, en Thaïlande, se situe à une profondeur de 2000 mètres. Cette formation karstique carbonatée, datant du Crétacé, est exploitée pour le pétrole brut et le gaz naturel. La karstification est le résultat de processus géologiques complexes ayant eu lieu il y a plusieurs millions d'années, impliquant notamment des cycles d'érosion et de sédimentation (Tiyapairat, S., Charoentitirat, T., & Sangsri, K., 2014)

La formation géologique de San Andres, située dans la région de Permian Basin aux États-Unis, est un réservoir de calcaire karstifié très productif en pétrole brut. Cette formation est enfouie sous plus de 1000 mètres de sédiments argileux et est âgée d'environ 250 millions d'années. Elle est issue de la combinaison de plusieurs événements géologiques, notamment des cycles de subsidence et d'émersion (Mazzullo, S. J., Donovan, T. J., & Smith, M. B., 1992 et Fisher, W. L., 1981)).

Le réservoir de gaz naturel de Yoloten, situé au Turkménistan, est un exemple de formation karstique carbonatée ayant été exploitée avec succès. Il se situe à une profondeur de plus de 4000 mètres et est formé de calcaires datant du Permien. La karstification a été provoquée par des processus d'érosion et de dissolution ayant eu lieu pendant des millions d'années (Babaahmadi, A., Motiei, H., & Rahimpour-Bonab, H., 2019).

Le gisement pétrolier de Rospo Mare est situé en mer Adriatique à 20 km des côtes italiennes. La karstification des calcaires Crétacé est datée de l'Oligo-Miocène. Le réservoir est ainsi situé à une profondeur de 1300 mètres, et imprégné d'hydrocarbures sur une hauteur de 140 mètres et est recouvert par 1200 mètres de terrain mio-pliocène (argile et silt). Il est exploité depuis les années 1980 et est considéré comme l'un des plus grands gisements de pétrole en Italie (Galbiati L. & Luraschi G., 2002).

Réservoirs aquifères karstiques :

Le karst du Bas Agly dans les Corbières s'est développé dans les calcaires du Jurassique et du Crétacé, barré par les sédiments Plio-Quaternaire. Les deux exutoires principaux de ce réservoir sont les sources de Font-Estramar et Font Dame qui cumulent un débit moyen de 2 m³/s (Audra, P., Bigot, J.Y., & Nobécourt, J.C., 2011, et alii).

Le Système de Thau se développe dans les formations carbonatées du Jurassique supérieur et du Jurassique moyen, avec une épaisseur totale de plus de 1000 m. Des études ont démontré des circulations hydrothermales profondes de l'ordre de 1000 m et des temps de séjour très longs de l'ordre de 100 000 ans (Alberic, P., Aquilina,

L., & Ladouche, B., 2002, et alii).

La partie occidentale du massif du Mouthoumet dans les Pyrénées-Orientales présente une superficie de 150 km² et une épaisseur de l'ensemble carbonaté d'âge dévono-carbonifère de 400-450 m d'épaisseur. Des aquifères profonds ont été distingués dans cette formation et ont la particularité d'alimenter des sources hydrothermales avec une température comprise entre 20 et 50 °C (Devos, A., & Zuppi, G.M., 1993, et Zuppi, G.M., 2006).

2.2.2.3 Température et gradients géothermiques

Les principales données de température sur la zone du permis de « Marseille-Berre » proviennent des données de forages pétroliers ainsi que de la thèse de Cynthia Garibaldi « Détermination des températures profondes du Bassin du Sud-Est de la France et relations entre des anomalies thermiques, Géologie et circulations hydrothermales par modèle 3D ». Cette thèse met notamment en évidence le gradient thermique ainsi que les températures à différentes profondeurs (2000, 3000, 4000 et 5000 mètres), à partir de données de forages et du flux de chaleur (produit du gradient thermique par la conductivité thermique des roches). Elle s'appuie sur les synthèses géologiques régionales (Serrane, Benedicto, etc.) qui prennent en compte les données géologiques locales, les données géophysiques pétrolières ainsi que des données de la dérive des continents qui ont été d'une très grande valeur ajoutée pour l'exploration des sociétés pétrolières à partir des années 1980.

CONFIDENTIEL

2.2.2.4 Contexte structural

Les grands réseaux de failles jouent un rôle crucial dans l'exploration des gisements géothermiques. En effet, les failles peuvent servir de voies privilégiées pour la circulation de l'eau chaude, ce qui facilite l'exploitation efficace et rentable des ressources géothermiques. Elles peuvent à l'inverse séparer un réservoir et en diminuer son efficacité.

Parmi les failles importantes dans la région, on peut citer la faille de Salon-Cavaillon ainsi que les failles d'Aix-Moyenne Durance (FMD). Ces failles ont le potentiel de ramener de l'eau très chaude depuis les grandes profondeurs, contribuant ainsi à l'alimentation partielle des circulations profondes du paléokarst.

CONFIDENTIEL

3 Besoin en thermie en surface

GEOHERMAR a réalisé une prospection dans la région sollicitée et a identifié diverses structures répondant à des besoins en chauffage, parfois accompagné de

besoins en refroidissement, ou souhaitant changer leur moyen de production d'énergie thermique en une production peu émettrice de gaz à effet de serre.

CONFIDENTIEL

Etude SERMET :

SERMET a établi des hypothèses sur les capacités géothermales et a quantifié les besoins en thermie des différents clients potentiels intéressés. Avec ces données d'entrée, SERMET a établi 4 scénarii de production et distribution de la chaleur.

Une appoint gaz est prévu dans les scénarii pour compléter la production géothermale. De plus, 2 scénarii incluent l'ajout d'une pompe à chaleur (PAC) couplée à la production géothermale afin de rehausser la température du fluide géothermal.

Concernant les clients, deux cas de figure ont été établis :

- ASL Vitrolles (actuel RCU de Vitrolles, géré par une Association syndicale libre (ASL)), Airbus Hélicopters (AH), l'Aéroport de Marseille-Provence (AMP) avec un besoin énergétique estimé à 35,8 GWh/an ;
- ASL Vitrolles, Airbus, l'AMP et l'extension du RCU de Vitrolles avec un besoin énergétique de 49 GWh/an.

Aussi, la ZAC Cap Horizon possède des besoins en calories de 2.8 GWh et des besoins en frigories de 4.8 GWh. Celle-ci constitue donc un client potentiel et pourrait se raccorder progressivement au réseau.

Les hypothèses faites sur la géothermie sont :

Tableau 10 : Hypothèses sur les capacités géothermales

Type	Température en tête de puits	Débit de production	DT doublet géothermique	Pincement échangeur géothermique	T°C sortie échangeur PAC
Valeur	65 °C	250 m ³ /l	40°C maximum	1°C	85°C
Incertitude	5°C	50 m ³ /l			

Tableau 11 : les différents scénarii de la production et la demande en énergie du futur RCU

Scénarii sur une année		1	2	3	4
Besoin thermique GWh		35.8	49	35.8	49
Production géothermale (GWh)		18.3	22.3	18.3	22.3
Production PAC (GWh)		0	0	12	15.9
Couverture EnR		45.5%	51.1%	84.6%	78%
Conditions	Débit	× 200 m ³ /l	× 200 m ³ /l	✓ 200 m ³ /l	✓ 200 m ³ /l

de production géothermale		✗ 250 m ³ /l ✓ 300 m ³ /l	✗ 250 m ³ /l ✗ 300 m ³ /l	✓ 250 m ³ /l ✓ 300 m ³ /l	✓ 250 m ³ /l ✓ 300 m ³ /l
	Température tête de puits	✓ 60°C ✓ 65°C ✓ 70°C	✗ 60°C ✗ 65°C ✗ 70°C	✓ 60°C ✓ 65°C ✓ 70°C	✓ 60°C ✓ 65°C ✓ 70°C
	Température retour	✗ 60°C par -5°C _{ext} ✓ 50°C par -5°C _{ext}	✗ 60°C par -5°C _{ext} ✗ 50°C par -5°C _{ext}	✓ 60°C par -5°C _{ext} ✓ 50°C par -5°C _{ext}	✓ 60°C par -5°C _{ext} ✓ 50°C par -5°C _{ext}

En conclusion de cette étude, la géothermie sans PAC ne suffit pas à couvrir les besoins en surface ou alors, il faudrait que la production géothermale respecte des conditions telles qu'un débit maximal et une température retour la plus faible possible. Par ailleurs, les solutions de géothermie couplée d'une PAC sont viables pour chacune des conditions de production géothermale préétablies (Tableau 11).

Cette étude a également quantifié les besoins en froid des différents clients potentiels et a obtenu un total de 10 GWh. L'installation d'une thermofrigopompe (TFP) serait envisageable voire souhaitable mais seulement si les besoins en froid sont simultanés aux besoins en chaud. Par exemple, en période estivale, de l'eau chaude sanitaire (ECS) pourrait être produite simultanément avec de la climatisation.

Enfin, SERMET a identifié plusieurs industries produisant des calories et/ou des frigorifiques dans la zone d'étude qui pourraient être raccordés à la boucle de transfert en tant que producteur d'énergie :

- Provence huile (5.5 MW chaud, 3.5 MW froid),
- Paindor-cité azur (1.4 MW froid),
- Aéroport de Marseille-Provence (34.6 MW chaud, 11.6 MW froid),
- Airbus Helicopters (16 MW chaud, 13.5 MW froid).

Ces acteurs permettraient une diminution de l'utilisation d'énergie fossile (gaz) dans le mix énergétique du réseau de chaleur et ainsi une diminution de son empreinte carbone.

Schéma directeur S2T :

S2T a réalisé un schéma directeur pour la Métropole d'Aix Marseille en proposant trois scénarii d'intégration de la géothermie à la densification du réseau de chaleur de la ville de Vitrolles : un scénario préférentiel (VAA maillé), un scénario alternatif (VAA séparé) ainsi qu'un scénario de repli (VE sans géothermie). Pour répondre aux demandes en thermie des différentes sous-stations du réseau, la température en sortie de puits géothermiques est réhaussée via une pompe à chaleur (PAC). Deux nouvelles centrales biomasse et gaz seront ajoutées en addition à la production géothermale et les chaufferies gaz de l'AMP, du RCU de Vitrolles et d'AH seront conservées en production ou en appoint.

Les différents clients inclus dans ce schéma directeur sont la Ville de Vitrolles, comprenant l'actuel RCU, géré par une ASL, et l'extension de ce RCU, l'AMP et AH.

La puissance souscrite totale du réseau est de 53 MW. Les besoins en énergie thermique sont estimés à 78.5 GWh par an.

La Figure 41 illustre les différents clients avec les besoins en chaud respectifs.

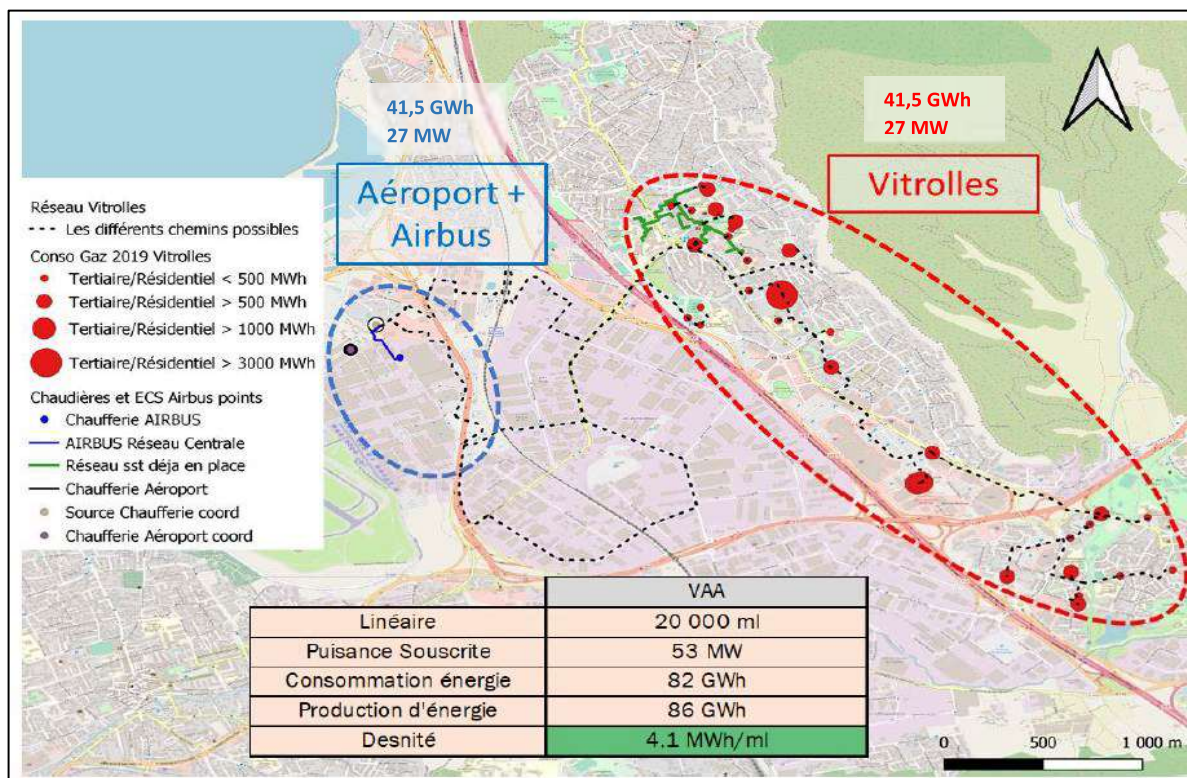


Figure 41 : Les besoins des clients et tracé des RCU existant et à développer (scenario VAA)

Synthèse des deux scenarii intégrant la géothermie (RCU séparés vs maillé) :

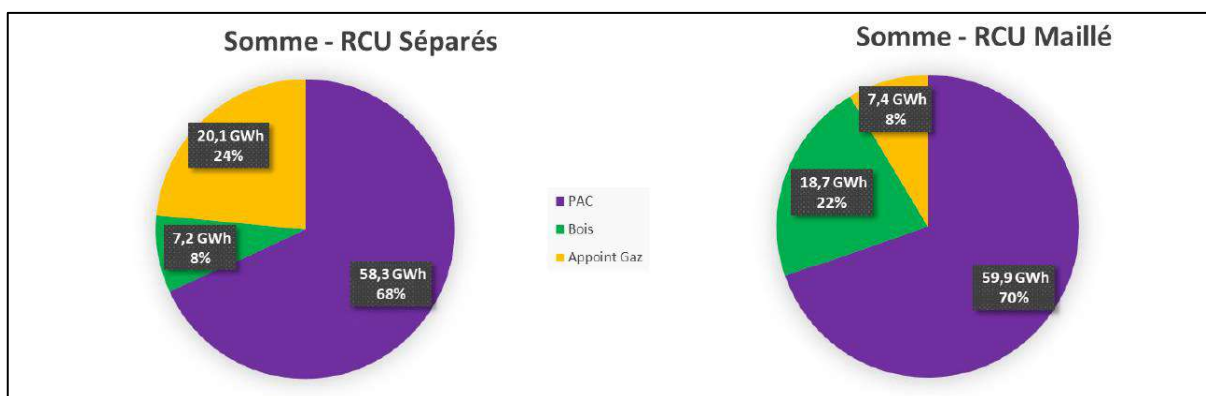


Figure 42 : Mix énergétique des deux solutions RCU séparés et maillé intégrant la géothermie

Dans le cas du scenario maillé, la production gaz diminue au profit d'une augmentation de production biomasse, permettant ainsi une augmentation du taux EnR dans le mix énergétique.

Tableau 12 : Détail de la production de la géothermie, du bois, de l'appoint gaz pour les différents scenarii

	PAC	Bois	Appoint (Gaz pour Vitrolles)	Couverture PAC + Biomasse	Taux EnR
RCU Vitrolles	31,0 GWh	7,2 GWh	2,0 GWh	95%	77%
RCU Airbus	24,1 GWh		15,0 GWh	62%	47%
RCU Aéroport	3,2 GWh		3,1 GWh	51%	39%
Somme - RCU Séparé	58,3 GWh	7,2 GWh	20,1 GWh	77%	60%
Somme - RCU Maillé	59,9 GWh	18,7 GWh	7,4 GWh	91%	75%
Delta de prod	-1,6 GWh	-11,5 GWh	12,7 GWh		
Emissions de CO2	-24 T CO2	-150 T CO2	2 883 T CO2		
Emissions de CO2 supplémentaires	2 710 T CO2/an				

Dans les deux scenarii, l'énergie thermique produite par la géothermie couplée à la PAC est estimée à 60 GWh par an.

Pour ces deux scenarii, une estimation du prix a été réalisée et est de 136€/MWh. De plus, une proposition de l'organisation des acteurs intervenant dans ce projet a été proposé par ce schéma directeur (Figure 43).

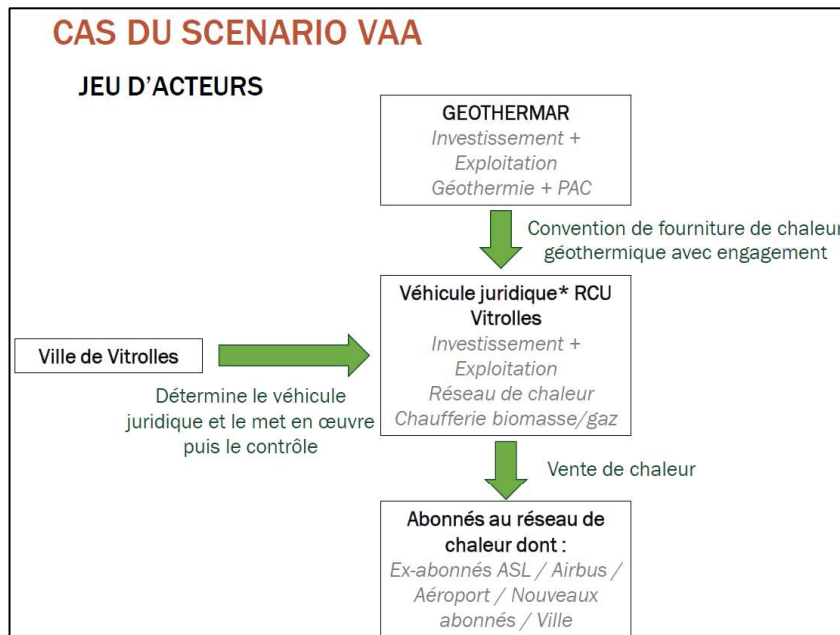


Figure 43 : Acteurs intervenants dans la réalisation du RCU

Juridiquement, la partie surface serait gérée par une DSP de la ville de Vitrolles qui aura la charge de sécuriser la desserte énergétique.

À l'avenir, ces études seront approfondies afin de mieux définir les besoins en chaleur et en froid de la zone conjugué à une meilleure estimation du potentiel de la géothermie sur cette zone. Il sera ainsi possible d'identifier les opportunités de

développement et de promouvoir la géothermie auprès des entreprises, des institutions ou des collectivités qui pourraient être intéressées par l'utilisation de cette source d'énergie renouvelable que ce soit en chauffage, en froid ou en processus industriels.

4 Choix de la zone sollicitée

2.4.1 Adéquation ressource-besoin

Pour définir la zone cible, plusieurs sources de données ont été utilisées, notamment :

- La synthèse hydrocarbures IFP/BRGM de 1999 ;
- Les données de forages et de diagraphies d'une quarantaine de puits pétroliers fournies par le BEPH/BRGM ;
- Différentes études universitaires sur la région du Sud-Est ;
- Les données géologiques provenant principalement du BRGM permettant de connaître la karstification des formations carbonatées du pourtour méditerranéen ;
- La thèse de Cynthia Garibaldi sur les températures profondes du Bassin du Sud-Est de la France et les relations entre les anomalies thermiques, la géologie et les circulations hydrothermales par modélisation 3D ;
- Une réinterprétation des anciennes lignes sismique faite par CDP Consulting.

A partir de l'étude de ces différentes données, nous avons identifié quatre raisons qui témoignent de la présence d'un potentiel réservoir géothermique et justifient ainsi le choix de cette zone pour l'implantation du projet géothermique.

CONFIDENTIEL

2.4.2 Le périmètre du permis « Marseille-Berre »

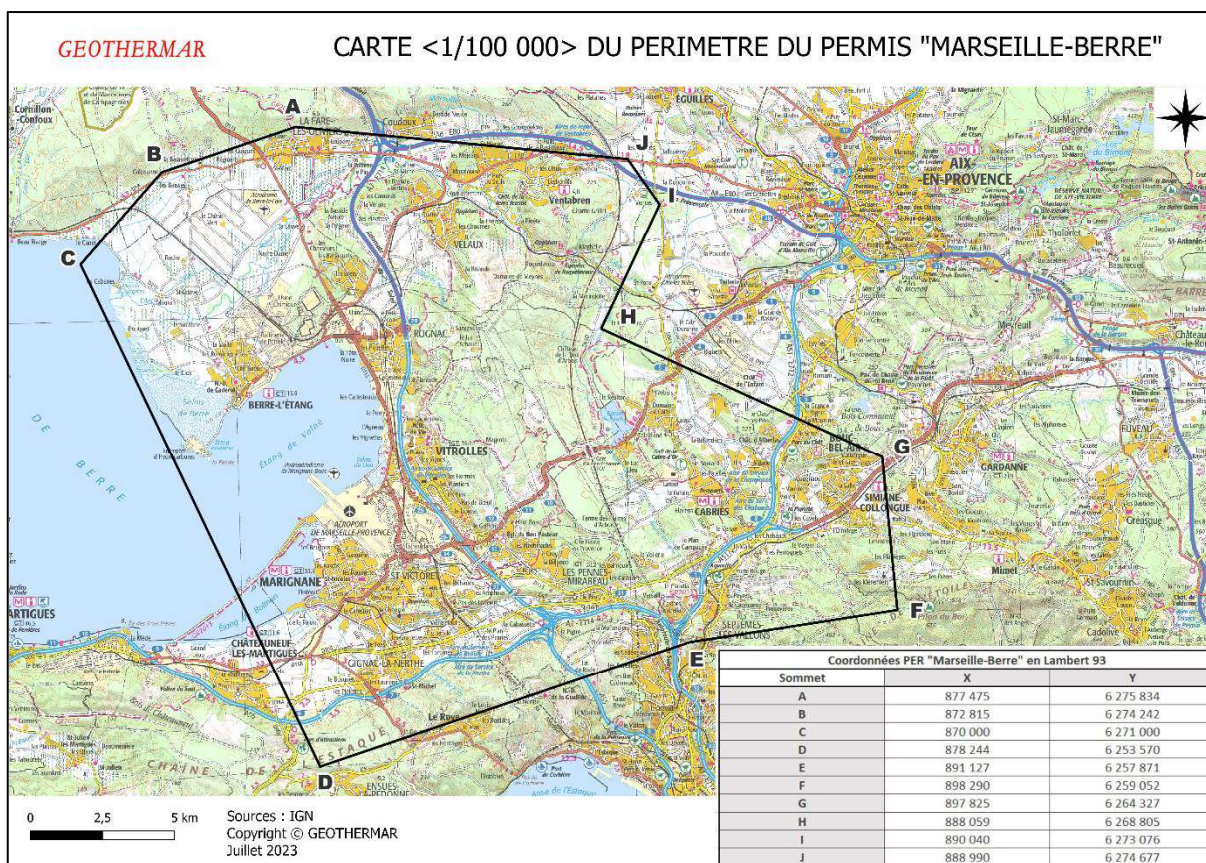


Figure 44 : Copie de la carte à l'échelle 1/100 000 du permis "Marseille-Berre" (en annexe)