



PROVEN-KARSTS

Karsts profonds et ressources en eau en région Provence : état des connaissances et zones à investiguer

Rapport final

BRGM/RP-71300-FR

Version 2 de décembre 2021



PROVEN-KARSTS

Karsts profonds et ressources en eau en région Provence : état des connaissances et zones à investiguer

Rapport final

BRGM/RP-71300-FR
Version 2 de décembre 2021

Étude réalisée dans le cadre des projets
Recherche du BRGM

E. Husson, M. Genevier, B. Dewandel, M. Moulin
Avec la collaboration de
L. Beccaletto

Vérificateur :

Nom : Maréchal JC

Fonction : Responsable d'unité

Date : 15/12/2021

Signature :



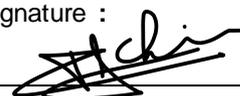
Approbateur :

Nom : Isabelle DUHAMEL ACHIN

Fonction : Directrice régionale
Provence-Alpes-Côte d'Azur

Date : 17/12/2021

Signature :



Le système de management de la qualité et de l'environnement
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact : qualite@brgm.fr

Avertissement

Ce rapport est adressé en communication exclusive au demandeur, au nombre d'exemplaires prévu.

Le demandeur assure lui-même la diffusion des exemplaires de ce tirage initial.

La communicabilité et la réutilisation de ce rapport sont régies selon la réglementation en vigueur et/ou les termes de la convention.

Le BRGM ne saurait être tenu comme responsable de la divulgation du contenu de ce rapport à un tiers qui ne soit pas de son fait et des éventuelles conséquences pouvant en résulter.

Votre avis nous intéresse

Dans le cadre de notre démarche qualité et de l'amélioration continue de nos pratiques, nous souhaitons mesurer l'efficacité de réalisation de nos travaux.

Aussi, nous vous remercions de bien vouloir nous donner votre avis sur le présent rapport en complétant le formulaire accessible par cette adresse <https://forms.office.com/r/yMgFcU6Ctq> ou par ce code :



Mots-clés : aquifère karstique ; karstification ; hydrogéologie ; bauxite ; couverture tertiaire ; lignes sismiques ; potentiel aquifère ; pompages d'essai ; Provence occidentale.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

E. Husson, M. Genevier, B. Dewandel, M. Moulin coll. L. Beccaletto (2021) – PROVEN-KARSTS - Karsts profonds et ressources en eau en région Provence : état des connaissances et zones à investiguer. Rapport final Version 2. BRGM/RP-71300-FR, 295 p., 160 ill., 11 tabl., 5 ann.

© BRGM, 2021, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Dans le bassin du Sud-Est de la France, notamment en Provence, certains secteurs sont en déséquilibre quantitatif ou risquent de le devenir à l'avenir sous l'impact des changements globaux. En PACA, plus de 25 sous-bassins versants sont concernés par des déséquilibres quantitatifs (SDAGE 2016-2021), dont près de la moitié sont situés en Provence occidentale.

Sur ces secteurs, afin de retrouver ou préserver l'équilibre quantitatif, et pour faire face à l'évolution des pressions sur la ressource en contexte de changement climatique, il est demandé d'engager des efforts d'économies d'eau pour réduire les prélèvements. Si les bénéfices apportés par les économies s'avèrent insuffisants par rapport aux besoins des usages, la recherche de ressources de substitution aux prélèvements posant problème peut être envisagée. Parmi les solutions de substitution il peut être envisagé le recours à des ressources en eau souterraine déconnectées des eaux superficielles. Les ressources en eau contenues dans les karsts profonds qui sont largement représentés en Provence pourraient répondre à ce besoin.

Les formations carbonatées affleurent largement dans le Sud-Est de la France. De par leur histoire géologique, celles-ci peuvent avoir subi des phénomènes de karstification : processus de dissolution de la roche calcaire amenant à un élargissement des vides initiaux, qui vont former des chemins préférentiels d'écoulement. Ces formations karstiques peuvent être à l'origine d'une ressource en eau souterraine abondante, et se retrouver en profondeur sous des formations géologiques plus récentes.

Le but du projet PROVEN-KARSTS est d'identifier et de caractériser, en Provence occidentale, la nature et l'intensité de la karstification dans les calcaires mésozoïques (crétacés et/ou jurassiques) en profondeur et de faire un état des connaissances de leur potentialité en termes de réservoir en eau souterraine suffisamment indépendants des circulations de surface pour constituer des alternatives et réduire les prélèvements qui mettent à mal certains cours d'eau ou aquifères en connexion.

PROVEN-KARSTS est un projet de recherche qui s'inscrit dans le cadre de la convention Recherche et développement entre le BRGM et l'AERMC.

La zone d'étude englobe la Provence calcaire et rhodanienne et l'amont du bassin du fleuve Argens (Provence occidentale). Treize secteurs ont été définis car les bassins versant de surface au droit desquels ils se trouvent sont concernés par des actions relatives à l'équilibre quantitatif des eaux superficielles :

- Bassin de Valréas ;
- Bassin de Carpentras ;
- Terminaison nord des Monts du Vaucluse (Bassin du Toulourenc) ;
- Bordure de la Vallée du Rhône d'Orange à Avignon ;
- Grand et Petit Luberon et leurs bordures ;
- Bassin d'Apt ;
- Alpilles ;

- Bassin de l’Arc ;
- Nerthe-Etoile-Garlaban ;
- Bassin de Caramy-Issole ;
- Sainte-Baume ;
- Plateau de Valensole ;
- Secteur de la Crau.

Un travail conséquent de synthèse de la bibliographie disponible a été mené et permet de retracer l’état des connaissances actuel sur l’histoire géologique de la Provence et sur les différents épisodes de karstification qu’a subi la région. L’implication de ces phases de karstification sur la création d’aquifères potentiels ou avérés a été analysée sur les treize secteurs étudiés. Le croisement de ces caractéristiques à l’analyse des données hydrogéologiques disponibles et de l’état des connaissances du fonctionnement hydrogéologique de ces secteurs a permis de hiérarchiser les treize secteurs vis-à-vis de leur intérêt pour la recherche et la caractérisation d’une ressource en eau profonde. L’intérêt de chaque secteur a ainsi été déterminé au regard de l’état d’avancement des prospections d’ores et déjà menées et des critères favorables à la présence d’un aquifère profond, à savoir : état de la karstification de la formation cible, sa profondeur, sa recharge potentielle, sa productivité avérée, sa déconnexion des hydrosystèmes de surface et la qualité de l’eau.

Trois catégories ont été définies : intérêt faible, moyen et élevé.

Les treize secteurs ont été hiérarchisés ainsi selon leur intérêt pour la recherche d'une ressource en eau profonde :

Intérêt faible	Intérêt moyen	Intérêt élevé
Valréas Crau Toulourenc Valensole Caramy-Issole	Vallée Rhône (Orange à Avignon) Carpentras Luberon Nerthe-Etoile-Garlaban <i>(Rive gauche du Rhône vers Mondragon)</i>	Alpilles Apt Arc Sainte-Baume

Ainsi, la mise en œuvre d’investigations pour la recherche d’aquifères karstiques profonds n’est pas recommandée pour les secteurs de Valréas, la Crau, le Toulourenc, le Plateau de Valensole et de Caramy-Issole. En revanche, les huit autres secteurs présentent des caractéristiques qui apparaissent favorables. Les secteurs des Alpilles, d’Apt, de l’Arc et de la Sainte-Baume ont un intérêt qualifié d’élevé au regard de l’état avancé des investigations menées pour caractériser les aquifères profonds existants et pour lesquels une exploitation existe souvent déjà (Apt, Arc, Sainte-Baume).

Un tableau de synthèse récapitulant les principaux critères définissant l'intérêt de chaque secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde a été élaboré. Il présente également la synthèse des investigations à mener pour caractériser les aquifères profonds potentiels identifiés.

Une carte de synthèse a été élaborée présentant l'intérêt de chaque secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde (aquifère karstique dans les formations mésozoïques) vis-à-vis des bassins versant de surface sur lesquels des actions relatives à l'équilibre quantitatif des eaux superficielles ont été définies. Ainsi, pour les secteurs de Valréas, Toulourenc, Valensole et Caramy-Issole, où l'état quantitatif des masses d'eau de surface est fortement dégradé, la recherche de ressource en eau alternative dans les aquifères mésozoïques profonds ne peut être envisagée. Cette alternative peut en revanche être envisagée sur le bassin d'Apt qui présente également un état quantitatif dégradé.

L'ensemble des résultats du projet PROVEN-KARSTS constitue ainsi un point de départ à la mise en œuvre d'investigations plus poussées pour caractériser les aquifères profonds potentiels identifiés sur certains secteurs de la Provence Occidentale pour pouvoir envisager l'exploitation de ressources peu ou potentiellement non connectées aux hydrosystèmes de surface.

Sommaire

1. Cadre de l'étude	21
1.1. CONTEXTE ET ENJEU	21
1.2. LA ZONE D'ETUDE.....	22
1.3. ETAPES DE TRAVAIL	23
2. Synthèse bibliographique de la géologie régionale provençale.....	25
2.1. HISTOIRE GEOLOGIQUE SYNTHETIQUE DE LA PROVENCE DU MESOZOÏQUE AU QUATERNAIRE.....	25
2.2. DU TRIAS AU CRETACE INFERIEUR : LA MISE EN PLACE DES PLATEFORMES CARBONATEES	28
2.2.1. Introduction	28
2.2.2. Synthèse bibliographique	28
2.3. HISTOIRE CRETACE A AUJOURD'HUI : DEPOT DES COUVERTURES ET COMPARTIMENTATION TECTONIQUE DES RESERVOIRS	38
2.3.1. Introduction	38
2.3.2. Synthèse bibliographique	39
3. Découpage des domaines géologiques « homogènes »	65
4. Les épisodes majeurs de karstification en Provence	69
5. Synthèse de la karstification et de l'information hydrogéologique par domaine géologique.....	75
5.1. METHODES MISES EN OEUVRE	75
5.1.1. Retraitement de lignes sismiques.....	75
5.1.2. Collecte des données hydrogéologiques existantes	77
5.1.3. Caractérisation hydrodynamique des aquifères par la réinterprétation de pompages d'essai.....	77
5.1.4. Définition des investigations à mener pour améliorer la connaissance du potentiel d'exploitation des aquifères profonds	80
5.2. DOMAINE SOUS-CEVENOL: SECTEURS 1- BASSIN DE VALREAS ET 4- SECTEUR D'ORANGE (NORD DE LA FAILLE DE NIMES)	80
5.2.1. Les réservoirs carbonatés	81
5.2.2. La géométrie des formations	82
5.2.3. La karstification	83
5.2.4. Informations hydrogéologiques du Bassin de Valréas (n°1).....	94
5.2.5. Informations hydrogéologiques du secteur de la bordure de la vallée du Rhône d'Orange à Villeneuve-lès-Avignon (n°4)	96

5.2.6. Perspectives et investigations sur le domaine sous-Cévenol.....	100
5.3. LE DOMAINE RHODANIEN: SECTEURS 2- BASSIN DE CARPENTRAS (SUD DE LA FAILLE DE NIMES), 7- LES ALPILLES ET 13- LA CRAU.....	102
5.3.1. Les réservoirs carbonatés	102
5.3.2. La géométrie des formations	104
5.3.3. La Karstification	108
5.3.4. Informations hydrogéologiques du Bassin de Carpentras (n°2).....	112
5.3.5. Informations hydrogéologiques du secteur des Alpilles (n°7)	116
5.3.6. Informations hydrogéologiques du secteur de la Crau (n°13)	122
5.3.7. Perspectives et investigations sur le domaine Rhodanien	124
5.4. LE DOMAINE DURANCIEN : SECTEUR 3- MONTS DU VAUCLUSE, 6- BASSIN D'APT-FORCALQUIER, 5- LUBERON.....	131
5.4.1. Les réservoirs carbonatés	132
5.4.2. La géométrie des formations	134
5.4.3. La karstification	138
5.4.4. Informations hydrogéologiques du secteur du Grand et Petit Luberon et ses bordures (n°5).....	145
5.4.5. Informations hydrogéologiques du Bassin d'Apt (n°6).....	150
5.4.6. Informations hydrogéologiques de la retombée Nord des monts du Vaucluse (bassin du Toulourenc) (n°3).....	161
5.4.7. Perspectives et investigations sur le domaine Durancien	165
5.5. LE DOMAINE MOLASSIQUE : SECTEUR 12 – LE PLATEAU DE VALENSOLE.....	170
5.5.1. Les réservoirs carbonatés	170
5.5.2. La géométrie des formations	171
5.5.3. Karstification	172
5.5.4. Informations hydrogéologiques	174
5.5.5. Perspectives et investigations sur le domaine molassique	175
5.6. LE DOMAINE PROVENÇAL : SECTEURS 8- BASSIN DE L'ARC ET ETANG DE BERRE ET 10- BASSIN DE CARAMY-ISSOLE	176
5.6.1. Les réservoirs carbonatés	177
5.6.2. La géométrie des formations	178
5.6.3. Karstification	179
5.6.4. Informations hydrogéologiques du Bassin de l'Arc et sa terminaison en direction de l'étang de Berre (n°8)	184
5.6.5. Informations hydrogéologiques du bassin de Caramy-Issole (n°10).....	188
5.6.6. Perspectives et investigations sur le domaine Provençal.....	202
5.7. LE DOMAINE SUD-PROVENÇAL : SECTEURS 9- MASSIF DE LA NERTHE ET DE L'ETOILE ET 11- MASSIF DE LA SAINTE-BAUME	204
5.7.1. Les réservoirs carbonatés	204
5.7.2. La géométrie des formations	205
5.7.3. Karstification	207

5.7.4. Informations hydrogéologiques du secteur Nerthe-Etoile-Garlaban (n°9)	215
5.7.5. Informations hydrogéologiques de la Sainte-Baume (n°11)	217
5.7.6. Perspectives et investigations pour le domaine Sud-provençal	218
6. Elaboration de fiches synthétiques	221
7. Conclusion	223
8. Bibliographie	229

Liste des illustrations

Illustration 1 : localisation de la zone d'étude du projet Proven-Karst sur l'extrait de la carte montrant les déséquilibres quantitatifs identifiés par sous bassins (SDAGE 2016-2021).	21
Illustration 2 : localisation de la zone étudiée (cadre rouge) sur fond de carte géologique au 1/1 000 000 ^e et secteurs prioritaires.	22
Illustration 3 : superposition des secteurs étudiés dans le cadre de PROVEN-KARSTS et des bassins versant de surface sur lesquels des actions relatives à l'équilibre quantitatif des eaux superficielles ont été définies.	23
Illustration 4 : charte chronologique et synthétique de l'histoire géologique de la Provence: principaux évènements géodynamiques et séquences sédimentaires (Couëffé et al., 2012).	27
Illustration 5 : carte structurale schématique du bassin Dauphinois et de ses sous-bassins au Trias-Jurassique (d'après Dubois & Delfaud, 1989 ; modifié d'après Léonide, 2007).	29
Illustration 6 : carte d'isopaques et d'environnement sédimentaire du Trias (Baudrimont et Dubois, 1977).	30
Illustration 7 : formations du Lias dans le bassin sud provençal et limite Pliensbachien (membre Calcaire Inférieur) - Toarcien (Membre Calcaréo- Marneux Médian) dans la coupe de Cuers en Basse Provence (modifié d'après Léonide, 2007).	31
Illustration 8 : Lias inférieur et moyen : carte d'isopaques et d'environnement sédimentaire du Lias calcaire (Baudrimont et Dubois, 1977).	33
Illustration 9 : ensemble Lias marneux-Dogger : carte d'isopaques et d'environnement sédimentaire (Baudrimont et Dubois, 1977).	33
Illustration 10 : carte paléogéographique du Dogger représentant la puissance totale et les limites d'extension des plates-formes. Coupes Est-Ouest, présentant la répartition des faciès des bordures au centre du bassin (Debrand-Passard & Courbouleix, 1984).	35
Illustration 11 : carte d'isopaques et du faciès terres noires du Bajocien sup. à Oxfordien inf. (Baudrimont et Dubois, 1977).	36
Illustration 12 : carte d'isopaques et environnement du faciès calcaire du Jurassique supérieur (Baudrimont et Dubois, 1977).	36
Illustration 13 : Berriasien et Valanginien : cartes d'isopaques et d'environnement sédimentaire (Baudrimont et Dubois, 1977).	37
Illustration 14 : Hautérivien et Barrémien (faciès Urgonien) : carte d'isopaques et environnement sédimentaire (Baudrimont et Dubois, 1977).	37

Illustration 15 : Configuration paléogéographique de l'ensemble post-urgonien (Baudrimont et Dubois, 1977)	38
Illustration 16 : localisation des aires bauxitiques dans le Sud de la France (Marchant, 2019) ..	40
Illustration 17 : âges du toit et mur de la bauxite française d'ouest en est. Le hiatus stratigraphique est exprimé par l'espace laissé en blanc (Marchant, 2019 ; synthétisé d'après (Lajoinie & Laville, 1979; Combes, 1990; Husson, 2013)).	40
Illustration 18 : Substratum de la formations bauxitique : reconstitution du « Dôme Varois », modifié d'après Lajoinie et Laville, 1979.	41
Illustration 19 : variations de faciès et de périodes de dépôts durant l'Aptien et l'Albien en basse-Provence (Fournillon, 2012 d'après Masse 1998).	42
Illustration 20 : stratigraphie de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien, établie à travers six coupes synthétiques dont le positionnement est indiqué sur la carte. Fournillon (2012).	43
Illustration 21 : carte paléogéographique des aires de sédimentation d'âge Crétacé supérieur de la Basse-Provence. Gari (2008) modifié d'après Philip (1970). Bloc diagramme représentant le cadre paléogéographique sud-Provençal au Turonien et au Coniacien inférieur (Fournillon 2012, d'après Hennuy (2003).	44
Illustration 22 : Configuration paléogéographique au Crétacé supérieur anté-Campanien (Baudrimont et Dubois, 1977).	47
Illustration 23 : carte géologique simplifiée avec la localisation de coupes des différents auteurs présentées dans le texte : coupe AA' et BB' (Molliex et al., 2011), respectivement en Illustration 26 et en Illustration 25, coupe CD (Bestani et al., 2015) en Illustration 27, coupe EF (Sanchis & Séranne, 2000) en Illustration 24 , coupe GH (Guyonnet-Belaize et al., 2015) et IJ (Balansa, 2018) en Illustration 29. CF : Faille des Cévennes ; NF : faille de Nîmes ; SCF : Faille de Salon-Cavaillon ; MDF : Faille de la (moyenne) Durance.	48
Illustration 24 : coupe Sud-Nord dans le bloc tectonique situé entre la faille des Cévennes et la faille de Nîmes (Sanchis & Séranne, 2000, modifié d'après Chadelle & Camus, 2018). Coupe EF localisée sur l'illustration 23.	49
Illustration 25 : coupe Nord-Sud dans le bloc tectonique situé entre la faille de Nîmes et la faille de Salon-Cavaillon (Molliex et al., 2011). Coupe BB' localisée sur l'illustration 23.	49
Illustration 26 : Coupe Nord-Sud dans le bloc tectonique situé entre la faille de Salon-Cavaillon et la faille de la Durance (Molliex et al., 2011). Coupe AA' localisée sur l'illustration 23.	50
Illustration 27 : coupe Nord-Sud dans le bloc tectonique situé à l'Est de la faille de la Durance (modifié d'après Bestani et al., 2015). Coupe CD localisée sur l'illustration 23.	52
Illustration 28 : coupe sud-nord dans le bloc tectonique situé à l'est de la faille de la Durance (modifié d'après Guyonnet-Belaize et al., 2015). Coupe GH localisée sur l'illustration 23.	52
Illustration 29 : en haut : coupe sud-nord dans le bloc tectonique situé à l'est de la faille de la Durance (modifié d'après Balansa, 2018). Coupe IJ localisée sur l'illustration 23. En bas, la même coupe restaurée des déformations post-pyrénéennes en bas (modifié d'après Balansa, 2018).	52
Illustration 30 : évolution géodynamique schématique de la partie NO méditerranéenne, à différent stade : a) Eocène, b) Priabonien, c) Rupélien et d) Aquitaniens (modifié d'après Séranne, 1999).	54
Illustration 31 : carte structurale de la marge du Golfe du Lion, localisant les principaux accidents tectoniques et bassins oligo-aquitaniens synrifts associés (modifié d'après Séranne, 1999). Localisation des coupes des différents auteurs présentées dans le texte : coupes a, b, c (Benedicto, 1996) en Illustration 26 et coupe « section 1 » (Guyonnet-	

Benaize et al., 2015) en Illustration 33. Villes : Ma, Marseille; Ni, Nîmes; Mo, Montpellier; Na, Narbonne; Pe, Perpignan. Structures : NPFZ : Faille nord pyrénéenne ; CB : bassins camarguais ; ViB : bassin de Vistrenque ; VaB : bassin de Vaccarès ; MFB : bassin de Manosque-Forcalquier ; HB : bassin de l'Hérault ; AB : bassins d'Alès ; LMB : bassin des Matelles.....	55
Illustration 32 : coupes à travers les bassins Camargais de Vistrenque et Vaccarès (Benedicto, 1996). Coupes localisées sur l'illustration 31.	56
Illustration 33 : Coupe OE traversant la faille normale de la Durance (Guyonnet-Belaize, 2015). Coupes localisées sur l'illustration 31.	56
Illustration 34 : évolution géodynamique schématique de la partie N-O méditerranéenne, à différent stade : e) Burdigalien, f) Langhien-Serravalien, g) Tortonien-Messinien, h) Pliocène (modifié d'après Séranne, 1999).....	58
Illustration 35 : carte géologique présentant les structures réactivées au cours de l'orogénèse alpine en rouge (Balensa, 2018). Différents traits de coupe de référence avec les auteurs associés sont représentés. La coupe en illustration 29 correspond à la coupe traversant le plateau de Valensole en trait plein (Balensa, 2018).	58
Illustration 36 : cartes présentant le réseau de vallées incisées ennoyées par les transgressions marines postérieures au Miocène (Besson, 2005) : A) Réseau de vallées incisées aquitano-burdigaliennes et extension maximale de la mer burdigalienne, B) Réseau de vallées incisées du Burdigalien supérieur et extension maximale de la mer langhienne et serravallienne, C) Extension maximale de la mer tortonienne. ...	59
Illustration 37 : les systèmes de vallées incisées du Néogène en relation avec les principaux stades d'évolution du bassin d'avant-pays du Sud-Est de la France (Besson, 2005)...	60
Illustration 38 : physiographie de l'arc bético-rifain avant la Crise de Salinité Messinienne (Lofi, 2002 d'après Benson et al., 1991). Au Tortonien, le Corridor Rifain et le Déroit Bétique assuraient la communication entre l'Océan Atlantique et le bassin Méditerranéen.	61
Illustration 39 : Carte paléogéographique de la Marge de Golfe du Lion (Guennoc et al., 2006) complétée à l'est par les travaux de thèse de Tassy, 2012.	62
Illustration 40 : modèle numérique de la surface d'incision messinienne des canyons du Rhône et de la Durance à partir des données de surface et de subsurface : sismique (lignes rouges) et forages (points rouges) (Roure et al., 2009)	63
Illustration 41 : Ria pliocène du Rhône et de ses affluents après la remise en eau complète de la Méditerranée (Tassy, 2012 modifié d'après Roure et al., 2009 et Mocochain, 2007).	64
Illustration 42 : découpage de la zone d'étude en six domaines « homogènes » selon les critères tectono-sédimentaires mézozoïques.....	66
Illustration 43 : découpage des domaines géologiques « homogènes » selon les critères tectono-sédimentaires issus de la synthèse bibliographique.	68
Illustration 44 : localisation stratigraphique des bauxites et des autres altérites crétaées du Sud-Est de la France, modifié d'après Debrand-Passard & Courbouleix (1984).	70
Illustration 45 : Localisation des réseaux karstiques noyés profonds sur le pourtour du midi méditerranéen français, en relation avec la crise messinienne ou les rias pliocènes (Jouves, 2018, d'après Camus (2003) et Audra (2007)).	72
Illustration 46 : modèle général de spéléogénèse per ascensum lors du cycle messino-pliocène (modifié d'après Mocochain et al., 2011). Haut : le surcreusement du canyon messinien provoque un enfoncement du drainage karstique, Bas : la remontée du niveau de base au Pliocène s'effectue en deux temps ; par ingression marine en ria (gris foncé), puis par aggradation fluviale (gris clair). Le drainage profond utilise	

	des conduits ascendants noyés permettant aux eaux d'émerger par des sources vauclusiennes.....	72
Illustration 47 :	Périodes de karstification majeures replacées dans le contexte chronostratigraphique et géodynamique de la Provence.	73
Illustration 48 :	Position des secteurs d'intérêt hydrogéologique sur le découpage des domaines. 1- Bassin de Valréas ; 2 – Bassin de Carpentras, 3- Bassin du Toulourenc, 4- Secteur d'Orange, Ville neuve-lès-Avignon, 5- Grand et Petit Luberon, 6-Bassin d'Apt, 7- Les Alpilles, 8- Bassin de l'Arc, 9- Nerthe-Etoile, 10- Caramy-Issole, 11- Sainte-Baume, 12- Plateau de Valensole, 13- La Crau.....	74
Illustration 49 :	localisation des lignes sismiques retraitées disponibles sur la zone d'étude de Provenkarst et identification des lignes présentées dans le présent rapport. ...	76
Illustration 50 :	méthodologie mise en œuvre pour l'interprétation des pompages d'essai. Utilisation des dérivées des rabattements pour diagnostiquer les essais.	78
Illustration 51 :	exemple de succession des régimes d'écoulement lors d'un pompage dans un aquifère rectangulaire clos. tD : temps adimensionnel, sD (courbe pleine) et sD' (courbe tirée) : rabattement et dérivée du rabattement (adimensionnel).	79
Illustration 52 :	Domaine sous-Cévenol de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages pétroliers (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000e.....	81
Illustration 53 :	forages pétroliers profonds du domaine Sous-Cévenol d'Ouest en Est (voir localisation Illustration 49), couvrant les secteurs d'Uchaux et du Bassin de Valréas. En face de la colonne stratigraphique (les âges) sont représentés de façon synthétique, les potentiels « réservoirs » des formations traversées par ces forages. Les réservoirs carbonatés potentiellement karstifiés plongent d'Ouest en l'Est en direction de Villedieu. Certains sont d'étendue limitée et ne se retrouvent que dans un forage.	82
Illustration 54 :	partie Nord du profil sismique « Régional SE13 » interprété, traversant le bassin de Valréas. Voir localisation sur Illustration 49 et sur l'illustration 69.	83
Illustration 55 :	profil sismique 94 MAR 01 de la vallée pliocène de la Cèze à la confluence avec le Rhône (Delannoy et al., 2007 ; extrait de Ferry et al., 1997) et coupe géologique simplifiée associée. A noter la surface d'érosion messinienne de la Cèze jusqu'aux calcaires urgoniens à -600 m NGF.	85
Illustration 56 :	Reconstitution paléogéographique simplifiée (quatre étapes) de la mise en place du karst de l'interfluve Ardèche / Cèze associée aux variations eustatiques de la Cèze au cours du Néogène (Delannoy et al., 2007).	87
Illustration 57 :	les quatre niveaux repères générés depuis le cycle messino-Pliocène jusqu'à l'actuel (Tassy, 2012 d'après Mocochain et al., 2006) MSC : crise de salinité Messinienne (Messinian Salinity Crisis).	88
Illustration 58 :	mise en place des réseaux étagés de la vallée de l'Ardèche en lien avec la crise messinienne (d'après Mocochain, 2007). En haut à gauche : exemple d'évolution d'un drainage après l'encaissement de son niveau de base. En haut à droite : connexion verticale entre deux niveaux (exemple de la grotte de Saint-Marcel) : puits-cheminée à circulation hydrologique ascendante. En bas : évolution d'un drainage karstique en quête d'exutoire par suite de la remontée de son niveau de base. Dans cet exemple, il demeure une composante héritée des drainages sous-jacents.	89
Illustration 59 :	représentation du canyon du Rhône au droit de Bollène d'après le forage de Pierrelatte selon Clauzon (1982).	90
Illustration 60 :	coupe interprétative issue des résultats du forage pétrolier Mondragon (n°BEPH 18-1177). Les chutes d'outils et venues d'eau ou pertes associées qui apparaissent à la côté -500 m NGF et -1245m NGF sont représentés par les points bleus.	91

- Illustration 61 : profil en long du paléo-canyon messinien du Rhône (Clauzon, 1982). Le rectangle rouge correspond au domaine sous-Cévenol entre la faille de Nîmes et la faille des Cévennes. A cet endroit, le fond du canyon atteint des carbonates.92
- Illustration 62 : circulations karstiques messiniennes schématiques, selon l'hypothèse 2, pour le domaine sous-cévenol au cours de la crise messinienne, lorsque le niveau de base est le plus déprimé (modifié d'après Roure et al., 2009). Cette hypothèse ne tient pas compte de la géométrie de couches en profondeur, la limite d'enfoncement dans certains secteurs pouvant être contrôlée par une formation plus marneuse sous l'urgonien.93
- Illustration 63 : schéma proposé du fonctionnement de l'aquifère miocène et relations potentielles avec les réservoirs crétacés sous-jacents (Huneau, 2000)94
- Illustration 64 : carte des données géologiques et hydrogéologiques disponibles sur le secteur de Valréas sur fond de géologie au 1/50 00096
- Illustration 65 : carte des données hydrogéologiques disponibles sur le secteur d'Orange.....99
- Illustration 66 : Domaine Rhodanien de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages profonds (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000^e 102
- Illustration 67 : forages pétroliers profonds du domaine Rhodanien du Sud au Nord, couvrant les secteurs depuis la Crau jusqu'au bassin de Carpentras. Il n'y pas de forage profond dans le secteur des Alpilles en revanche, un forage BSS de 600 m atteint le toit du Crétacé inférieur (faciès urgonien). En face de la colonne stratigraphique (les âges) sont représentés de façon synthétique les potentiels « réservoirs » des formations traversées par ces forages. Les secteurs sont limités par des accidents tectoniques qui décalent les réservoirs de part et d'autre ; des connexions restent néanmoins possibles. 103
- Illustration 68 : partie Sud du profil sismique « Régional SE13 » interprété. Profil orienté nord-ouest sud-est. 105
- Illustration 69 : carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer en transparence sur fond de carte géologique au 250 000^e. Positionnement des principales structures tectoniques sous la Crau et leur continuité avec les structures du Domaine Durancien (Synclinal de l'Arc, Nerthe, Eguilles). Triangles noirs : forages pétroliers. 106
- Illustration 70 : partie centrale du profil sismique « Régional SE13 » interprétée, traversant les Alpilles et le bassin de St-Rémy-de-Provence. Voir localisation sur Illustration 49. 107
- Illustration 71 : partie Nord du profil sismique « Régional SE13 » interprété, traversant le bassin de Carpentras. Voir localisation sur Illustration 49. 108
- Illustration 72 : pinnacle de calcaire urgonien pointant sous le recouvrement bauxitique à la carrière des Canonnettes (Alpilles, Bouches du Rhône, France). Photo J. L. Guendon (Fabre, 1983). 109
- Illustration 73 : Iso-profondeurs du substratum pré-rift sous le bassin Oligo-Aquitainien de Vistrenque (Benedicto, 1996). Le remplissage du bassin atteint une profondeur maximale de 4 220 m. 110
- Illustration 74 : modélisation de l'incision messinienne reconnue grâce à l'interpolation de la surface entre les forages et les profils sismiques (Roure et al., 2009) entre la faille de Nîmes et la côte..... 111
- Illustration 75 : le canyon messinien du Rhône est rempli de dépôts pliocènes. Le système karstique messinien, qui était probablement connecté à ce canyon, a été inondé et rempli de sédiments pendant le Pliocène. Les écoulements ont été forcés de trouver de nouvelles sorties débouchant sur le niveau de base actuel, comme par exemple, à la Fontaine de Vaucluse (Mocochain et al., 2011). 112

Illustration 76 : superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène (FAURE, 1982) et de celle de l'aquifère karstique du Crétacé inférieur (COUTURAUD, 1993). Les nombres sur les isopièzes indiquent les cotes en m NGF (Lalbat, 2006). Le triangle bleu localise la Fontaine de Vaucluse.....	114
Illustration 77 : carte des données géologiques et hydrogéologiques disponibles sur le secteur de Carpentras sur fond de géologie au 1/50 000.....	116
Illustration 78 : coupes géologiques interprétatives à travers le massif des Alpilles (extrait du rapport ANTEA A48063/A).....	117
Illustration 79 : carte du contexte hydrogéologique du secteur des Alpilles.....	118
Illustration 80 : carte hydrogéologique zoomée sur le versant sud du massif des Alpilles.....	120
Illustration 81 : ouvrages ayant atteint l'Urgonien entre Châteaurenard et Saint-Rémy d'après la BSS et informations sur les débits associés.....	121
Illustration 82 : données disponibles sur le secteur de la Crau.....	123
Illustration 83 : Débit d'exploitation des forages captant la nappe du Miocène dans le secteur de la Crau (Leduc, 2021).....	124
Illustration 84 : localisation des profils sismiques publics à retraiter et du secteur potentiellement favorable à l'implantation de sondages de reconnaissance sur le bassin de Carpentras.....	125
Illustration 85 : domaine Durancien de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages profonds (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000 ^e	131
Illustration 86 : forages pétroliers profonds du domaine Durancien du sud-ouest au nord-est (voir localisation Illustration 47). En face de la colonne stratigraphique (les âges) sont représentés de façon synthétique, les potentiels « réservoirs » des formations traversées par ces forages.....	133
Illustration 87 : partie Sud du profil sismique « Régional SE-08 » interprété, voir localisation sur Illustration 49.....	134
Illustration 88 : partie centrale du profil sismique « Régional SE-08 » interprété, traversant les chaînons de Rognes et du Luberon, ainsi que le bassin d'Apt et les contreforts des Monts de Vaucluse. Voir localisation sur l'illustration 49.....	135
Illustration 89 : partie Nord-Ouest du profil sismique « Régional SE-07 » interprété, traversant le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier. Voir localisation sur l'illustration 49.....	136
Illustration 90 : Profil sismique « Régional SE-07 » interprété, traversant le bassin d'Apt. Voir localisation sur l'illustration 49.....	136
Illustration 91 : carte des iso-valeurs de l'épaisseur de la couverture tertiaire et crétacée supérieure reposant sur les formations carbonatées du Crétacé inférieur. Les étoiles de la couleur des iso-valeurs correspondent aux forages n'atteignant pas les formations crétacées sous-jacentes (ce sont des profondeurs minimums) et les étoiles bleues correspondent aux forages de Fangas étudiés dans cette étude ci-après, dont les valeurs affichées correspondent à la profondeur du toit de l'Urgonien.....	137
Illustration 92 : partie Nord du profil sismique « Régional SE-08 » interprété, traversant le plateau d'Albion et la chaîne Ventoux-Lure (Montgne d'Albion). Voir localisation sur la carte de l'illustration 49.....	138
Illustration 93 : morphologies du toit de l'urgonien dans le secteur d'Apt et du Coulon (Guendon, 1982). De gauche à droite : 1) pinnacle partiellement recouvert par les sédiments argilo-sableux sous lesquels cette morphologie s'est développée. 2) Pinnacle dégagée de sa couverture de recouvrement dont la forme arrondie est encore bien préservée. 3) Pinnacle présentant des morphologie de cannelures, suite au	

dégagement de la couverture provoquant de la dissolution aérienne suite à son exposition.	138
Illustration 94 : géologie et traçages réalisés sur les monts de Vaucluse faisant partie de l'impluvium de la fontaine de Vaucluse (Blavoux, 2010).	141
Illustration 95 : coupe schématique de l'exutoire de la Fontaine de Vaucluse (Gilli & Audra, 2004, d'après Bayle & Graillot, 1987 ; Mudry & Puig, 1991).	141
Illustration 96 : évolution géodynamique schématique du Luberon du Miocène au Pliocène (Clauzon, 1996). La surface d'incision messinienne est représentée en section transversale (à l'aplomb de la ria de la Durance) et en section longitudinale (du Grand Luberon à la ria de la Durance).	143
Illustration 97 : reconstitution paléogéographique et structurale du domaine durancien à la veille de la crise messinienne (Clauzon et al., 2011). Localisation des vallées existantes, précédemment à la crise messinienne : (1) Cluse du Largue ; (2) cluse de Mirabeau ; (3) cluse de l'Aigue-Brun ; (4) cluse de Saint-Pierre-de-Vence.	144
Illustration 98 : localisation des cavités hypogènes (Audra et al., 2015) sur un bloc 3D nappé d'une carte géologique schématique (Blavoux, 2010). Le trait de coupe correspond à la coupe géologique présentée en Illustration 94.	145
Illustration 99 : carte des données hydrogéologiques du Luberon et de ses bordures.	146
Illustration 100 exemples de bassins versants souterrains dans le Petit et le Grand Luberon (Silvestre, 1977).	148
Illustration 101 : carte de l'information hydrogéologique disponible sur le bassin d'Apt.	151
Illustration 102 : modélisation de l'essai sur le forage Fangas1 (19-25/07/2000). Modèle à fracture (verticale) avec drainance d'un aquifère sus-jacent.	154
Illustration 103 : modélisation de l'essai sur le forage Fangas1 (octobre 2003). Modèle à fracture (verticale) avec drainance d'un aquifère sus-jacent.	154
Illustration 104 : diagnostic de l'essai sur le forage Fangas 2 (04/09-04/10/2012). Modèle : aquifère multicouche.	156
Illustration 105 : modélisation de l'essai sur le forage Fangas2 (04/09-04/10/2012). Modèle : aquifère multicouche. Suivi au puits de pompage F2 et au forage F1.	157
Illustration 106 : modélisation de l'essai sur le forage Fangas2 (04/09-04/10/2012). Modèle : aquifère multicouche. Zoom sur le forage F1 ; échelle arithmétique	158
Illustration 107 : géométrie approximative de l'aquifère crétacé aux forages de Fangas déduite de l'analyse des essais par pompage, sur fond de carte géologique (1/50 000). ..	159
Illustration 108 : chroniques piézométriques de Fangas 1 et Fangas 2 de septembre 2015 à octobre 2016 (données CCPAL).	160
Illustration 109 : carte géologique au 250 000 ^e ombragée pour faire ressortir les reliefs. L'incision messinienne des cours d'eau faite par Roure et al., 2009 a été reportée ainsi que les principaux cours d'eau actuels. Les triangles correspondent aux réseaux spéléologiques profonds du plateau d'Albion. Les points jaunes correspondent aux points d'injection des traceurs et les traits violets la direction des traçages vers leur point de restitution : La Fontaine de Vaucluse.	162
Illustration 110 : localisation de l'unité karstique de l'ensemble Nord-Ventoux - Montagne de Bluye par rapport au massif des Monts du Vaucluse qui alimentent la Fontaine de Vaucluse. A noter que la délimitation BDLISA n'est pas tout à fait correcte pour ce secteur, la limite entre les deux entités se situe un peu plus au nord pour intégrer le traçage le plus au nord dans l'entité de FdV.	163
Illustration 111 : Coupe géologique du Mont Ventoux (Lastennet, 1994 d'après Monier, 1986). 164	

Illustration 112 : domaine molassique de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages profonds (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000 ^e .	170
Illustration 113 : Log validé du forage BSS 09693X0025. Les calcaires atteints à 130 m de profondeur sont codés comme appartenant au Jurassique, or il s'agit de calcaires d'âge Miocène.	171
Illustration 114 : coupes sismiques NS composées de plusieurs lignes sismiques interprétées, traversant les plateaux de Valensole et de Puimichel. Voir localisation sur l'illustration 49.	172
Illustration 115 : évolution du domaine sub-alpin sur une coupe Barrême-Digne-Forcalquier depuis l'Eocène jusqu'au Pliocène (Gigot et al., 1975). A l'Oligocène, le horst de Digne-Valensole correspond au haut structural de l'Asse.	173
Illustration 116 : carte du contexte hydrogéologique du Jurassique aux abords du Plateau de Valensole.	175
Illustration 117 : domaine provençal de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique et localisation des forages pétroliers (triangle noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000 ^e .	177
Illustration 118 : coupe géologique SN illustrant le style structural du domaine Provençal entre le chevauchement Sud-Provençal (Sainte Baume) et la structure de Gréoux-les-Bains au Nord (modifié d'après Thèse J.Balansa (en cours)).	178
Illustration 119 : partie centrale du profil sismique « Régional SE-07 » interprété, voir localisation sur l'illustration 49.	179
Illustration 120 : partie Sud du profil sismique « Régional SE-07 » interprété, voir localisation sur l'illustration 49.	179
Illustration 121 : schéma des lapiés géants de Bras, dans le secteur de Mas-Bœuf, au voisinage de la D 28 près de la cote IGN 351 (NICOD, 1967).	180
Illustration 122 : corrélations entre logs du Nord au Sud du domaine provençal (modifié d'après Bestani, 2015). La surface des bauxites est positionnée comme surface de référence (à plat) ; cela permet de mettre en évidence une surrection plus importante dans la partie centrale, avant une inversion lors des déformations pyrénéo-provençales avec la formation du synclinal de l'Arc dont la subsidence permet accommoder le dépôt-centre des sédiments crétacés supérieurs et éocènes.	181
Illustration 123 : évolution des surfaces et marqueurs géologiques en lien avec l'incision de la Durance, dans le secteur de l'anticlinal de Mirabeau du Miocène à l'actuel (Clauzon et al., 2011). a) canyon antécédent de la Durance concomitant à la surrection du pli (9 à 6 Ma) ; b) situation à la veille du déclenchement de la crise messinienne (6 Ma). Une partie de la molasse a été érodée ; c) seconde incision du canyon due à l'érosion eustatique messinienne (5,4 Ma) ; d) remise en eau du bassin méditerranéen à 5,3 Ma, le canyon est métamorphosé en ria et la surface d'érosion messinienne est fossilisée en surface de dépôt (5,3 Ma) ; e) achèvement de l'édification du « Gilbert-delta » durancien comportant ses deux prismes : le prisme sous-jacent sous-aquatique marin constitué de bottom-set marneux bleus ; le prisme sub-aérien constitué par des conglomérats continentaux : le cailloutis de Valensole II. Entre les deux, la transition marin-continental pliocène est marquée par une série sableuse. La partie sommitale du remplissage constitue la surface d'abandon pliocène à 2 Ma ; f) exhaussement général plio-pléistocène d'environ 100 m ; g) situation actuelle. Le remplissage sédimentaire a été en partie érodé par les phases eustatiques glacio-eustatiques quaternaires. PM1 correspond au forage Pont de Mirabeau 1.	183

Illustration 124 : profil du canyon du Verdon au niveau de l'anticlinal de Baudinard et étagement karstique schématique (Blanc, 1992). Les réseaux suspendus de l'étage 2 correspondraient au niveau messinien.	184
Illustration 125 : délimitation de la masse d'eau souterraine des formations variées et calcaires fuvéliens et jurassiques du bassin de l'Arc (FRDG210).	185
Illustration 126 : coupe géologique interprétative n°2 (cf. carte précédente) du bassin de l'Arc. Origine des flux souterrains durant le pompage sur les puits de l'Arc (essai de pompage longue durée, été 2014) (Dewandel et al., 2017).	186
Illustration 127 : carte du système hydrologique du haut bassin de l'Argens (Nicod 2017).	189
Illustration 128 : éléments du contexte hydrogéologique de la partie amont du bassin versant du Caramy-Issole.	191
Illustration 129 : diagnostic de l'essai sur le forage des Clos (30/07-30/08/2015). Modèle : aquifère multicouche.	193
Illustration 130 : modélisation de l'essai sur le forage des Clos (30/07-30/08/2015). Modèle : aquifère multicouche. Suivi au puits de pompage des Clos.	194
Illustration 131 : géométrie approximative de l'aquifère jurassique au forage des Clos déduite de l'analyse des essais par pompage, sur fond de carte géologique (1/50 000). .	196
Illustration 132 : coupe NS passant par le forage de Garéoult (en vert). Les limites en tirés bleus foncés correspondent à la limite approximative Nord et Sud du réservoir héttangien capté.	196
Illustration 133 : diagnostic des essais de 2006 et 2007 sur le puits d'aéragage de Mazaugues. Modèle à fracture verticale et aquifère limité dans l'espace.	199
Illustration 134 : modélisations des essais de 2006 (gauche) et 2007 (droite) sur le puits d'aéragage de Mazaugues. Modèle à fracture verticale et aquifère limité dans l'espace (Graphes du haut : échelle log-log ; graphes du bas : échelle arithmétique).	200
Illustration 135 : schéma de calcul utilisé pour les modélisations des essais sur le puits d'aéragage de Mazaugues. Modèle à fracture verticale et aquifère limité dans l'espace.	200
Illustration 136 : géométrie approximative de l'aquifère Crétacé-Jurassique du puits de mine de Mazaugues déduite de l'analyse des essais par pompage. En haut selon une coupe géologique S-N (extraite de SAFEGE, 2011), et en bas en plan sur fond de carte géologique (1/50)	201
Illustration 137 : coupe NS passant par le forage de Mazaugues (en vert). Les limites en tirés bleus foncés correspondent à la limite approximative Nord et Sud du réservoir jurassique supérieur capté.	202
Illustration 138 : domaine sud-provençal de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages profonds (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000 ^e	204
Illustration 139 : localisation des profils sismiques retraités pour cette étude (en bleu) qui ont servi à la construction des coupes C et D. Les coupes A et B sont issues de la littérature.	205
Illustration 140 : coupe géologique NS de la Nerthe (Andreani et al., 2010). Coupe A sur l'illustration 139.	206
Illustration 141 : coupe géologique SN illustrant le style structural du domaine Sud-Provençal entre le Cap Sicié et le chevauchement Sud-Provençal (modifié d'après la thèse J.Balansa, en cours). L'émergence actuelle du chevauchement se situe au niveau de la Sainte Baume mais le bloc chevauchant érodé aujourd'hui, est allé plus loin au Nord. Coupe B sur l'illustration 139.	206
Illustration 142 : coupe géologique NS passant par le Massif de l'Agnis et le chevauchement Sud-Provençal. Coupe C sur l'illustration 139.	207

Illustration 143 : coupe géologique NS passant par les massifs de Pilon St-Clément et Garéoult, et le chevauchement Sud-Provençal. Coupe D sur l'illustration 139.	207
Illustration 144 : témoin de l'altération de la phase des bauxites. A gauche : crypto-lapias de la surface des bauxites au nord du stade de Revest (Camus & Jouves, 2018). A droite : Mur de l'érosion médio-crétacée scellé par les bauxites dans le Massif d'Allauch (Fournillon, 2012 ; cliché N. Romeuf).	208
Illustration 145 : corrélation entre les séries sédimentaires régionales de Marseille et d'Allauch (Guyonnet-Benaize et al., 2010). La surface des bauxites est absente à Marseille puisque les formations crétacées inférieures sont conservées.	210
Illustration 146 : coupe développée du réseau de Port-Miou après l'exploration de Xavier Méniscus à -223m en 2012 (Tassy, 2012 ; d'après Meniscus, 2012)	212
Illustration 147 : carte géologique de la Basse Provence à terre complétée par la carte géologique en mer (Tassy, 2012 ; Tassy et al., 2014). La production de la carte en mer est déduite de l'interprétation des profils sismiques (issus de plusieurs campagnes) et des échantillons récupérés sur le fond marin. L'unité 6 (Plio-Quaternaire) apparaît sur la carte depuis le secteur de Bandol à terre, et relie le canyon de Cassidaigne en mer.	213
Illustration 148 : MNT de l'incision messinienne (base du Plio-Quaternaire). Position hypothétique des circulations karstiques, en pointillé, en lien avec les canyons messiniens. Tassy, 2012.....	214
Illustration 149 : Eléments du contexte hydrogéologique du secteur Nerthe-Etoile-Garlaban. .	215
Illustration 150 : Carte hydrogéologique du massif karstique d'Allauch (Cavalera, 2007)	217
Illustration 151 : Quelques pompages d'essai réinterprétés par T. Garin dans le cadre de sa thèse sur des forages interceptant un aquifère karstique (résultats non publiés).	218
Illustration 152 : carte présentant l'intérêt de chaque secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde vis-à-vis des bassins versants de surface sur lesquels des actions relatives à l'équilibre quantitatif des eaux superficielles ont été définies.	226
Illustration 153 : modèle multicouche à effet de drainance d'un aquifère supérieur, anisotropie de perméabilité 3-D, jusqu'à quatre limites étanches orthogonales, captage partiel du puits (ou du piézomètre). Modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).	254
Illustration 154 : courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence du facteur de drainance du semi-perméable (Br1/2).	256
Illustration 155 : courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence de l'emmagasinement de l'aquitard (Sy).	256
Illustration 156 : courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence de la transmissivité de l'aquitard (T0).....	257
Illustration 157 : solution de Gringarten et al. (1974). Fracture verticale unique recoupant tout l'aquifère (flux uniforme). Vue en plan.....	257
Illustration 158 : courbe type de la solution de Gringarten et al. (1974).	258
Illustration 159 : Fracture unique recoupant partiellement ou totalement un aquifère multicouche.	259
Illustration 160 : courbes types d'un pompage interceptant une fracture verticale située dans un aquifère multicouche ; Dewandel et al. (2018). Fracture dans l'aquifère inférieur. Les 'ronds' dénotent la solution de Gringarten et al. (1974) ; hf/B=1, k'=0, $\alpha=90^\circ$. hf : ha.	260

Tableau 1 : Données hydrogéologiques disponibles sur l'Urgonien dans le secteur d'Orange ..98

Tableau 2 : informations hydrogéologiques fournies par le sondage 09415X0080 situé dans le bassin de Carpentras.	115
Tableau 3 : paramètres hydrodynamiques, modèle à fracture (verticale) avec drainance d'un aquifère sus-jacent. Forage Fangas1 (essais de 2000 et 2003).	155
Tableau 4 : paramètres hydrodynamiques, aquifère multicouche. Forage Fangas2 (04/09-04/10/2012). Les pertes de charge quadratiques (C) sont celles estimées dans SAFEGE (2008).	158
Tableau 5 : paramètres hydrodynamiques, aquifère multicouche. Forage des Clos (30/07-30/08/2015). Les pertes de charge quadratiques (C) sont celles estimées à partir des paliers (voir annexe).	195
Tableau 6 : paramètres hydrodynamiques, modèle à fracture verticale et aquifère limité dans l'espace. Puits d'aérage de Mazaugues.	200
Tableau 7 : hiérarchisation des secteurs selon leur intérêt pour la recherche d'une ressource en eau profonde.	223
Tableau 8 : synthèse des principaux critères définissant l'intérêt de chaque secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde.	225
Tableau 9 : paramètres du modèle à effet de drainance (modèle modifié de Hunt et Scott, 2007). * Les distances aux limites sont toujours données par rapport au puits de pompage.	255
Tableau 10 : paramètres du modèle à effet de drainance (Gringarten et al., 1974). * Les distances aux limites sont toujours données par rapport au puits de pompage.	258
Tableau 11 : paramètres du modèle 'fracture dans un aquifère multi-couche'.	259

Liste des annexes

Annexe 1 Modèles mathématiques utilisés pour interpréter les pompages d'essais	251
Annexe 2 Topographie du réseau de la Baume des Anges	261
Annexe 3 Forages du Fangas (Bassin d'Apt)	265
Annexe 4 Forage des Clos (Caramy-Issole)	279
Annexe 5 Puits de Mazaugues (Caramy-Issole)	289

1. Cadre de l'étude

1.1. CONTEXTE ET ENJEU

Dans le bassin du Sud-Est de la France, notamment en Provence, certains secteurs sont en déséquilibre quantitatif ou risquent de le devenir à l'avenir sous l'impact des changements globaux. En PACA, plus de 25 sous-bassins versants sont concernés par des déséquilibres quantitatifs (SDAGE 2016-2021), dont près de la moitié sont situés en Provence occidentale (Illustration 1).

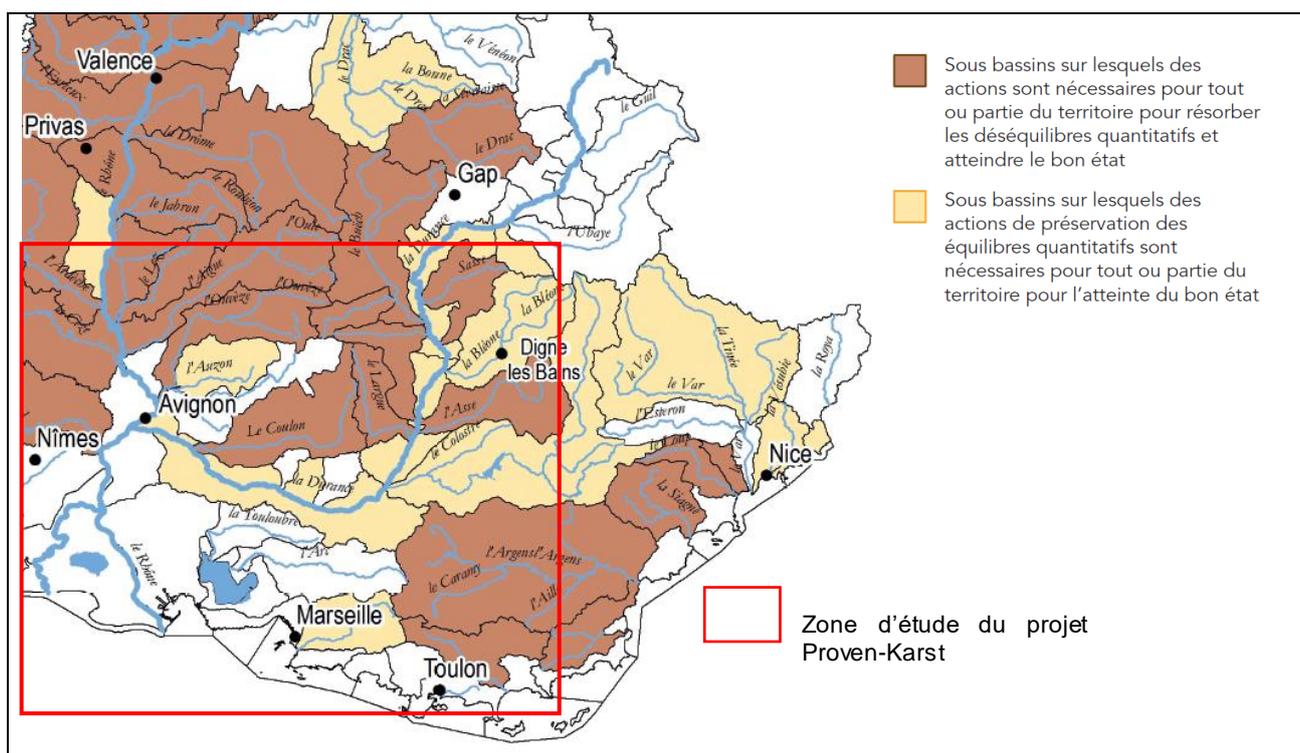


Illustration 1: localisation de la zone d'étude du projet Proven-Karst sur l'extrait de la carte montrant les déséquilibres quantitatifs identifiés par sous bassins (SDAGE 2016-2021).

Sur ces secteurs, afin de retrouver ou préserver l'équilibre quantitatif, et pour faire face à l'évolution des pressions sur la ressource en contexte de changement climatique, il est demandé d'engager des efforts d'économies d'eau pour réduire les prélèvements. Si les bénéfices apportés par les économies s'avèrent insuffisants par rapport aux besoins des usages, la recherche de ressources de substitution aux prélèvements posant problème peut être envisagée. Parmi les solutions de substitution il peut être envisagé le recours à des ressources en eau souterraine déconnectées des eaux superficielles. Les ressources en eau contenues dans les karsts profonds qui sont largement représentés en Provence pourraient répondre à ce besoin.

Les formations carbonatées affleurent largement dans le Sud-Est de la France. De par leur histoire géologique, celles-ci peuvent avoir subi des phénomènes de karstification : processus de dissolution de la roche calcaire amenant à un élargissement des vides initiaux, qui vont former des chemins préférentiels d'écoulement. Ces formations karstiques peuvent être à l'origine d'une

ressource en eau souterraine abondante, et se retrouver en profondeur sous des formations géologiques plus récentes.

Le but du projet Provenkarst est d'identifier et de caractériser, en Provence occidentale, la nature et l'intensité de la karstification dans les calcaires mésozoïques (crétacés et/ou jurassiques) en profondeur et de faire un état des connaissances de leur potentialité en termes de réservoir en eau souterraine suffisamment indépendants des circulations de surface pour constituer des alternatives et réduire les prélèvements qui mettent à mal certains cours d'eau ou aquifères en connexion.

PROVEN-KARSTS est un projet de recherche qui s'inscrit dans le cadre de la convention Recherche et développement entre le BRGM et l'AERMC.

1.2. LA ZONE D'ETUDE

La zone d'étude englobe la Provence calcaire et rhodanienne et l'amont du bassin du fleuve Argens (Provence occidentale). Treize secteurs ont été définis comme prioritaires, sur lesquels la synthèse des données hydrogéologiques disponibles complètera l'approche géologique (Illustration 2).

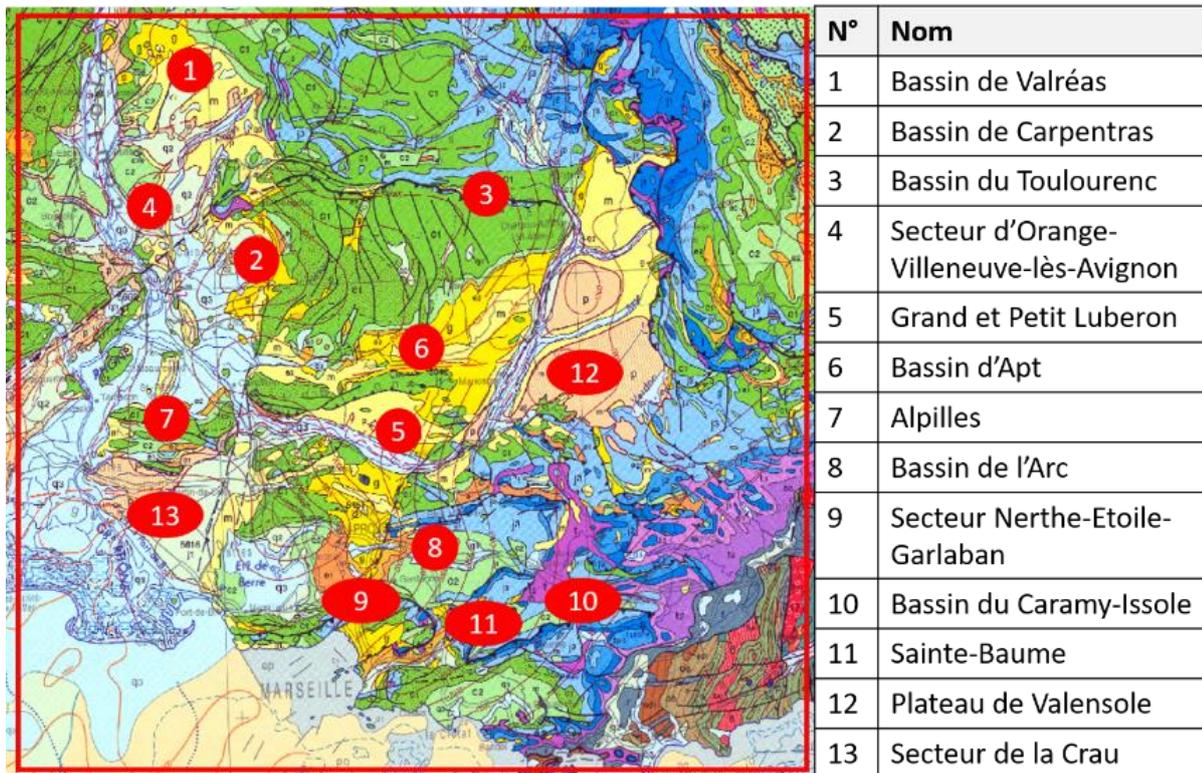


Illustration 2 : localisation de la zone étudiée (cadre rouge) sur fond de carte géologique au 1/1 000 000° et secteurs prioritaires.

Ces secteurs ont été sélectionnés car les bassins versant de surface au droit desquels ils se trouvent sont concernés par des actions relatives à l'équilibre quantitatif des eaux superficielles (Illustration 3, d'après les données du projet de SDAGE 2022-2027) :

- Des sous-bassins sur lesquels des actions de préservation des équilibres quantitatifs sont nécessaires pour tout ou partie du territoire pour atteindre le bon état ;

- Des sous-bassins sur lesquels des actions sont nécessaires pour tout ou partie du territoire pour résorber les déséquilibres quantitatifs et atteindre le bon état.

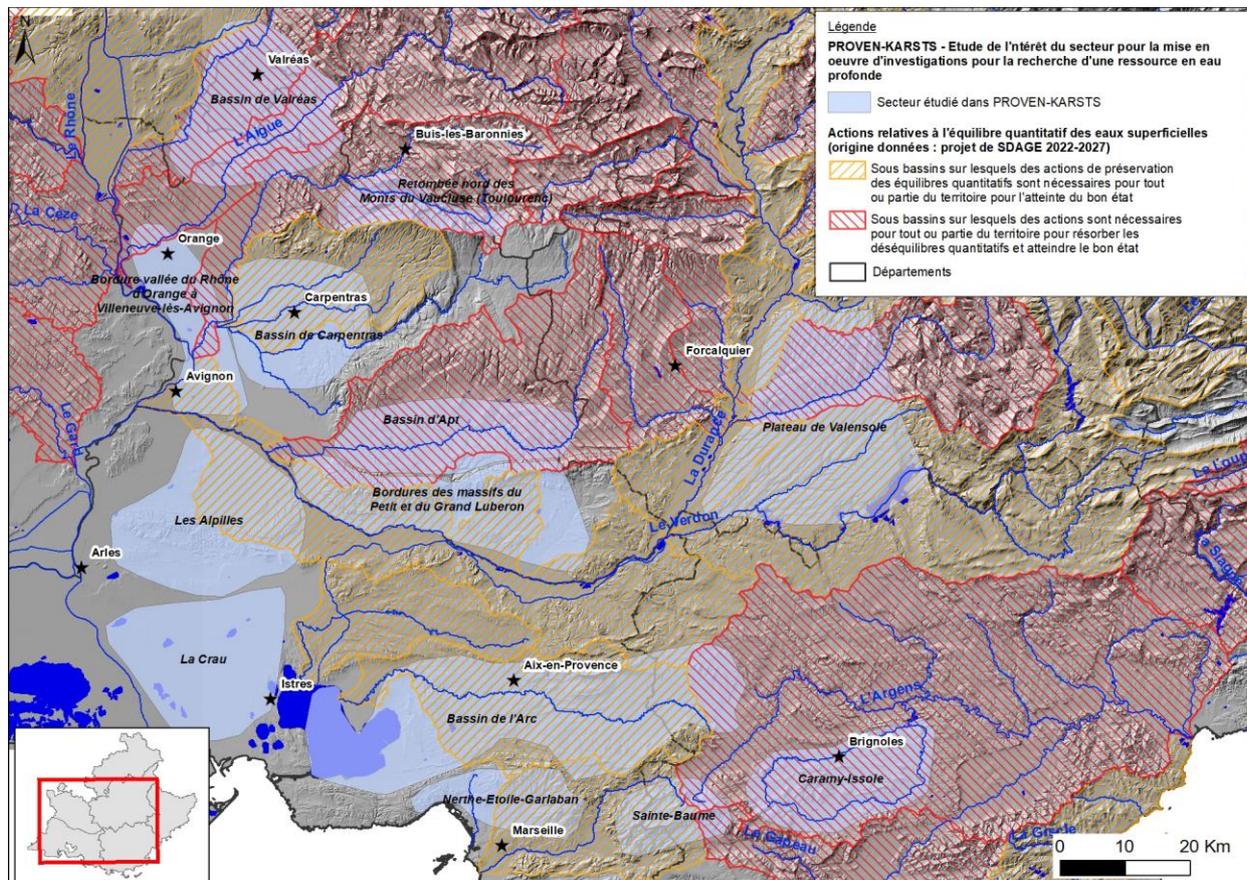


Illustration 3 : superposition des secteurs étudiés dans le cadre de PROVEN-KARSTS et des bassins versant de surface sur lesquels des actions relatives à l'équilibre quantitatif des eaux superficielles ont été définies.

Le but est donc de fournir aux collectivités des informations et recommandations sur l'existence potentielle de ressources en eau alternatives une fois l'ensemble des solutions d'économie d'eau mises en œuvre.

Le contexte de chaque secteur et l'intérêt particulier de la recherche de nouvelles ressources en eau profonde est détaillé dans le rapport, dans chacun des chapitres les concernant.

1.3. ETAPES DE TRAVAIL

Le projet est organisé en trois volets. Les deux premiers volets portent sur l'ensemble de la zone d'étude. Il s'agit tout d'abord d'effectuer une synthèse bibliographique de l'histoire géologique de la karstification à l'échelle de la zone d'étude. Dans un deuxième volet, la réinterprétation des lignes sismiques mises à disposition par le BRGM ainsi que le retraitement de lignes sismiques (qui n'avait pas encore été traitées) et leur ré-interprétation, permettent d'acquérir et de compléter la connaissance sur la structure et la géométrie des massifs calcaires provençaux. La synthèse de ces deux premiers volets permet de faire une première estimation sur le degré d'altération et de karstification des massifs carbonatés sous couverture et en profondeur. Le troisième volet est dédié à l'analyse et la synthèse des éléments bibliographiques hydrogéologiques sur les secteurs prioritaires.

Un comité de suivi du projet a été constitué avec des experts régionaux. Ce comité a été réuni trois fois au cours du projet afin de faire la présentation de l'état des connaissances obtenu et de confronter ces résultats aux connaissances des experts.

2. Synthèse bibliographique de la géologie régionale provençale

2.1. HISTOIRE GEOLOGIQUE SYNTHETIQUE DE LA PROVENCE DU MESOZOÏQUE AU QUATERNAIRE

La région du Sud-Est de la France est caractérisée par une histoire géologique polyphasée marquée par une succession d'événements majeurs d'ordre géodynamique (plusieurs phases tectoniques avec alternances de régimes extensif et compressif) et climatique (périodes chaude et humide, variations eustatiques...) à l'origine de la formation de plusieurs types de bassins marins et continentaux : bassin de marge passive au Mésozoïque, fossé d'effondrement oligocène, bassins de marge active et d'avant-pays au Miocène, etc. Il résulte de cette histoire une architecture sédimentaire variée et une géométrie complexe des structures géologiques.

Cette région a fait l'objet de nombreuses études géologiques à différentes échelles, avec des objectifs variés (cartographie et recherches géologiques, explorations pétrolière et minière, stockage souterrain, ressource en eau...). Ces travaux ont fourni de nombreuses données, publications et rapports qui permettent de présenter un contexte géologique relativement cohérent à l'échelle du bassin du Sud-Est pouvant être résumé comme suit.

Une puissante série carbonatée mésozoïque composée d'alternances de faciès marins calcaires et marneux se met en place entre le Trias et le Crétacé inférieur, dans une aire de sédimentation dépendante de l'océan Téthys ouest-européen. Limitée à l'ouest par la Faille de Cévennes et adossée au sud-est au Massif paléozoïque des Maures, l'aire de sédimentation empiète à la fois sur le bassin sud-provençal - dans lequel se développent essentiellement des faciès carbonatés proximaux de plateforme - et sur le bassin dauphinois où dominant des faciès plus fins et distaux. Depuis le Jurassique inférieur jusqu'au Crétacé inférieur, la zone d'étude constitue donc un élément de la marge ouest-européenne en extension, avec une structuration en blocs basculés (de Graciansky et al., 1998).

Durant la fin du Barrémien et le début de l'Aptien, la paléogéographie de la zone d'étude évolue vers le développement d'une vaste plateforme carbonatée depuis la Provence jusqu'au Languedoc, plateforme qui isole le bassin vocontien au nord du bassin sud-provençal au sud (Masse & Fenerci-Masse, 2011 ; Bastide 2015 ; Tendil, 2018).

La fin du Crétacé inférieur est marquée par un important épisode structurant, d'extension régionale, qui conduit durant l'intervalle Albien-Cénomaniens à l'émersion d'une grande partie du domaine de sédimentation antérieur à la suite de la formation de ce que l'on nomme classiquement l'isthme (ou bombement) durancien. Cette émersion, attestée par la présence, en Provence et dans le Languedoc, de faciès bauxitiques résultant de l'altération supergène des roches en domaine continental, est due à une déformation de grande longueur d'onde qui génère une succession de paléostructures positives et négatives d'axes est-ouest.

Les témoins de l'histoire géologique contemporains à la phase durancienne sont rares et la sédimentation ne reprend significativement qu'au Crétacé terminal (intervalle Campanien-Maastrichtien) avec des dépôts détritiques continentaux conservés au cœur des synclinaux. Ces dépôts détritiques sont associés à une phase de déformation compressive (amorçant la phase pyrénéo-provençale) qui se traduit par la formation de plis de couverture d'axe est-ouest et par le cloisonnement du domaine en gouttières synformes alimentées en sédiments clastiques par le démantèlement des reliefs alentours (en particulier les têtes d'anticlinaux).

Durant le Paléocène et l'Eocène, la sédimentation continentale se poursuit localement tandis que commence la phase compressive majeure pyrénéo-provençale qui atteint son paroxysme vers la fin de l'Eocène (Bartonien). C'est à cette phase compressive pyrénéo-provençale qu'est dû l'écaillage de la couverture sédimentaire mésozoïque qui se fait depuis le sud vers le nord.

A partir de la fin de l'Eocène et jusqu'au Miocène, le régime tectonique provençal devient extensif, et le sud de la Provence subit l'interférence du rift ouest européen et du rift du bassin d'arrière-arc liguro-provençal (Bergerat, 1985; Hippolyte et al. 1993). L'Oligocène et l'Aquitaniens voient un changement radical de régime tectonique et de répartition des zones de sédimentation. Cet épisode est à l'origine du dépôt de la puissante série continentale (jusqu'à plus de 5000 m) reconnue par sondages le long de la Faille de Nîmes. Cet intervalle stratigraphique coïncide par ailleurs avec l'ouverture de l'océan Ligure et la structuration de la marge du Golfe du Lion (Séranne, 1999). Simultanément, la tectonique alpine d'avant-pays affecte la partie nord du bassin sud-provençal (Laurent et al., 2000). Des plis E-W à vergence sud se forment tandis que les structures pyrénéo-provençales sont réactivées au nord de la Provence occidentale (Champion et al., 2000). L'effet de la tectonique alpine sur les reliefs sud-provençaux est toujours soumis à débats (Rousset, 1967; Andreani et al., 2010).

La fin de l'Aquitaniens enregistre le retour à des conditions de sédimentation marine qui annoncent la phase transgressive burdigalienne reconnue régionalement (Lesueur et al., 1990). Durant tout l'intervalle Burdigalien-Tortonien, des faciès marins et continentaux clastiques à faciès molassiques recouvrent de façon plus ou moins uniforme les zones basses (Camargue, Crau, Vallée du Rhône, Plateau de Valensole...) et scellent les structures extensives formées lors du rifting oligo-aquitaniens (Couëffé, 2001; Besson, 2005).

Au Miocène terminal, un événement géologique majeur d'origine climato-eustatique, connu sur tout le pourtour méditerranéen, clôture l'histoire géologique de la zone d'étude. Appelé « crise de salinité messinienne », cet événement correspond à l'assèchement de la mer Méditerranée (Ryan et al., 1973 ; Hsü et al., 1973) du fait de la fermeture du détroit de Gibraltar, induisant une chute du niveau de base de plus de 1 000 m, le creusement de canyons à terre (Clauzon, 1978 ; 1979 ; 1982) et la karstification intensive des massifs carbonatés anciens (Bini, 1994 ; Audra et al., 2004 ; Mocochain, 2007). La remise en eau se fait au cours du Pliocène inférieur, comblant alors les zones incisions avec des dépôts marins puis continentaux.

La synthèse des événements géodynamiques et des marqueurs associés (tectoniques et sédimentaires) est représentée sur l'illustration 4.

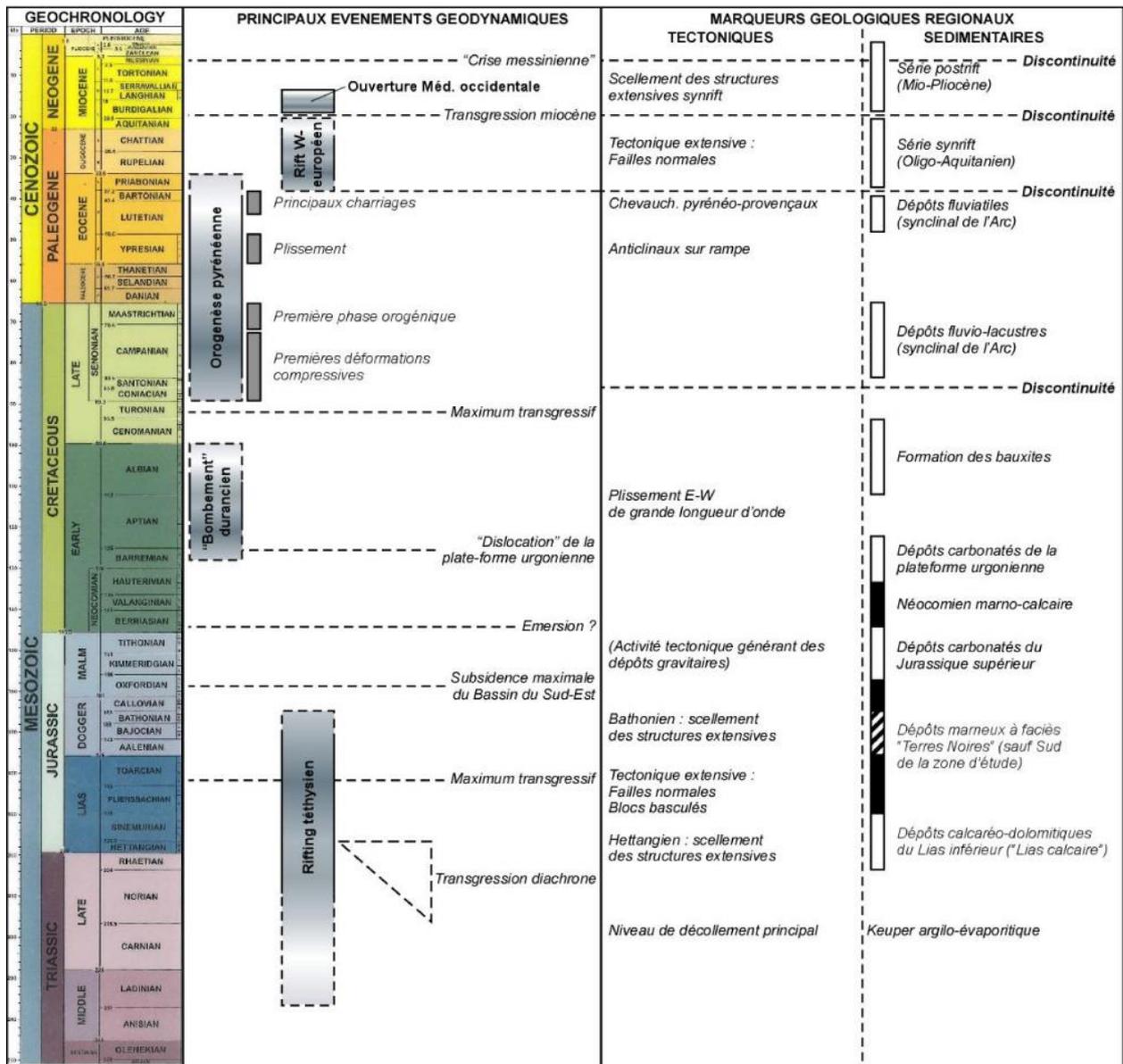


Illustration 4 : charte chronologique et synthétique de l'histoire géologique de la Provence: principaux évènements géodynamiques et séquences sédimentaires (Couëffé et al., 2012).

2.2. DU TRIAS AU CRETACE INFÉRIEUR : LA MISE EN PLACE DES PLATEFORMES CARBONATÉES

2.2.1. Introduction

L'objectif est ici d'identifier précisément sur la zone d'étude les formations carbonatées qui ont potentiellement subies une karstification. Les principaux grands réservoirs carbonatés en Provence correspondent à des faciès bien particuliers qui se trouvent au sein des étages lithologiques du Trias, Jurassique et du Crétacé inférieur, périodes présentant des contextes paléogéographiques et paléoclimatiques favorables au développement de grandes plateformes carbonatées.

Cette synthèse paléogéographique est proposée afin de retracer la mise en place spatio-temporelle de ces grands ensembles marins et visualiser l'organisation de ces plateformes carbonatées.

Un découpage par domaine sédimentaire « homogène » est proposé dans le chapitre 3, basé sur cette synthèse bibliographique, et pour lequel un log synthétique est présenté dans ce rapport afin de distinguer les formations réservoirs potentiellement karstifiées des formations de couverture.

2.2.2. Synthèse bibliographique

L'histoire triasique et jurassique du bassin du Sud-Est correspond à une période de rifting suivie de la mise en place d'une marge passive ouverte vers l'est sur l'océan Liguro-Piémontais (De Graciansky et al., 1998). Durant cette époque le bassin du Sud-Est correspond à un vaste fossé d'effondrement subsident (le bassin Dauphinois), bordé par des plates formes carbonatées moins subsidentes à l'ouest (Ardèche, zone sous cévenole) comme à l'est (Verdon et Durance) (Lemoine & de Graciansky, 1988 ; Ziegler, 1992 ; Thierry, 2000). La subsidence du bassin Dauphinois est contrôlée par des failles normales à fort pendage héritées de la période tardihercynienne : la faille des Cévennes, la faille de Nîmes et la faille de la Durance (Lemoine, 1984 ; Roure et al., 1994 ; Mascle et al., 1996 ; Razin et al., 1996). Ces failles délimitent une succession de rides et sous-bassins, orientés NE-SW, qui persistent durant tout le Jurassique (Baudrimont & Dubois, 1977). Les trois principaux sous-bassins sont les sous-bassins Languedocien, Dauphinois et Sud-Provençal (Illustration 5).

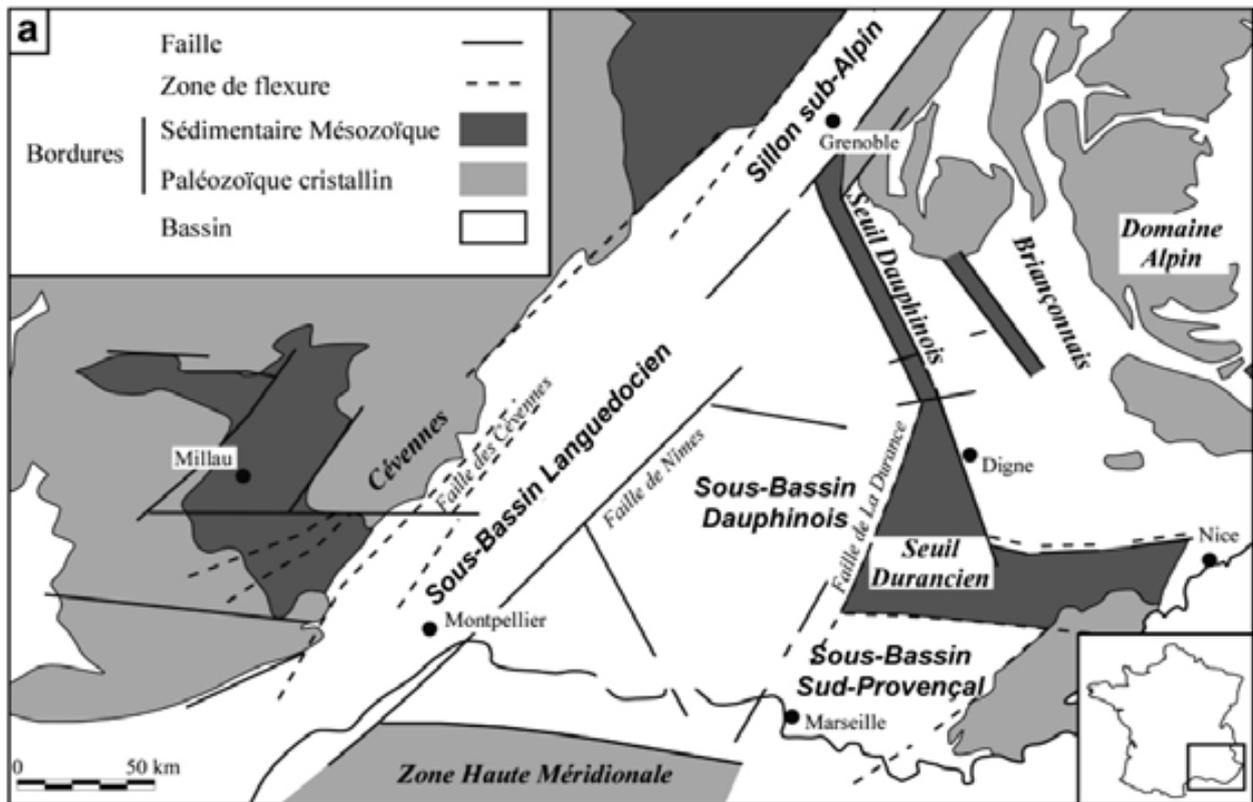


Illustration 5 : carte structurale schématique du bassin Dauphinois et de ses sous-bassins au Trias-Jurassique (d'après Dubois & Delfaud, 1989 ; modifié d'après Léonide, 2007).

L'évolution du bassin Dauphinois, aussi appelé bassin subalpin, débute donc par une phase de pré-rifting du Trias à l'Hettangien (Lemoine et De Graciansky, 1988) initiant l'ouverture de la marge ouest-européenne de l'océan Liguro-Piémontais (Baudrimont et Dubois, 1977; Dumont et al., 1984). Durant le Trias, se dépose en Provence la trilogie de type germanique : Buntsandstein, Muschelkalk et Keuper. Le Trias inférieur est composée de série détritique jusqu'à la base du Muschelkalk, devenant ensuite salifère (Caron, 1969), et constituant l'un des niveaux de décollement tectonique en Provence. Le sommet du Muschelkalk est constitué par des calcaires et dolomies qui arment les reliefs de la Provence orientale. Le Keuper est une série dolomitique à passées marneuses et à lentilles de gypse. Ces lithologies plastiques servent de niveau de décollement pendant la phase majeure de compression pyrénéo-provençale à l'Eocène. Si le Trias présente une épaisseur de 100 à 300 m sur les bordures du bassin où il affleure (bordure Cévenole et Basse Provence orientale), il s'épaissit rapidement vers le centre du bassin (sous bassin Dauphinois) où il peut atteindre le millier de mètres. Au centre du bassin, les faciès évaporitiques du Muschelkalk et du Keuper prennent une extension considérable (Illustration 6), constituant un complexe évaporitique à sel massif, anhydrite, argile anhydrito-salifère et dolomitique. Cette importante épaisseur de sel sera à l'origine de manifestations diapiriques importantes.

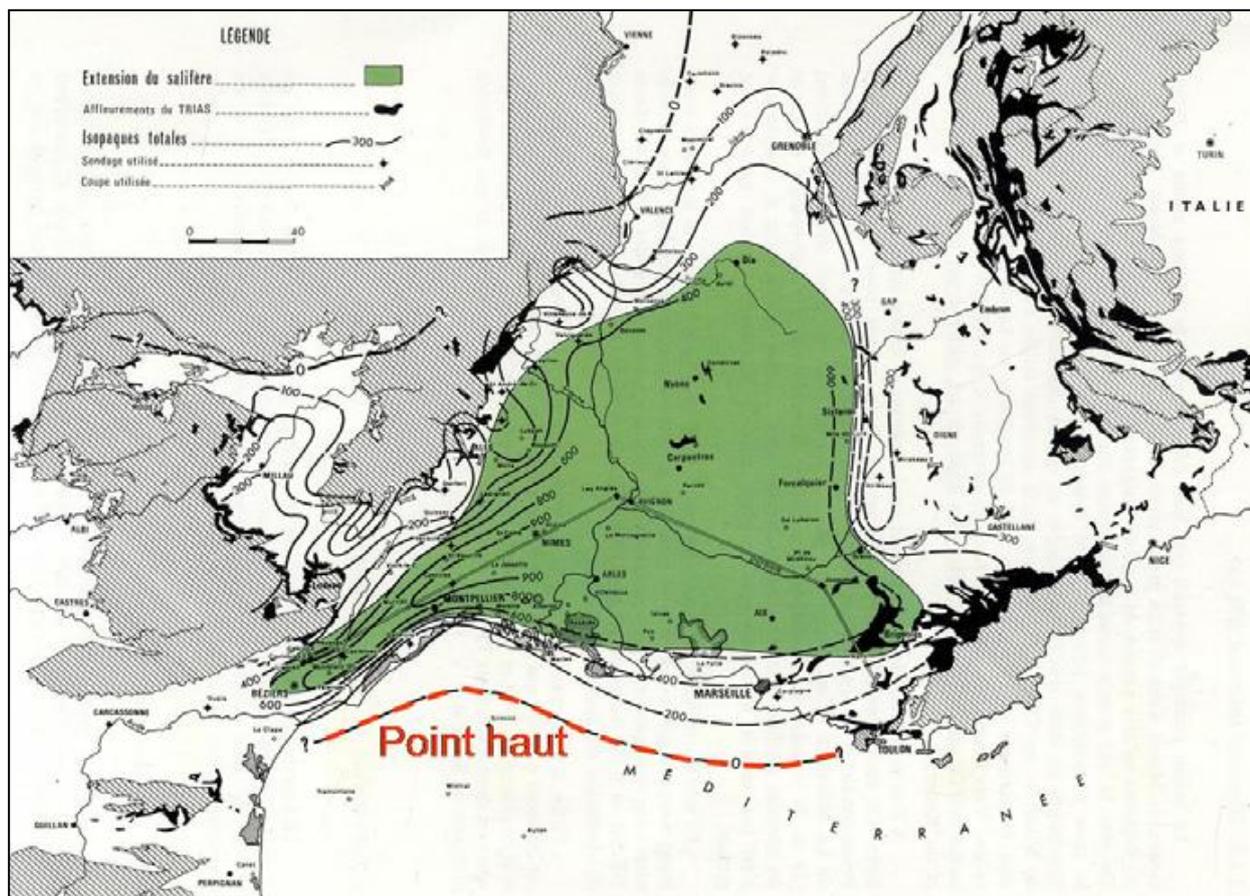


Illustration 6 : carte d'isopaques et d'environnement sédimentaire du Trias (Baudrimont et Dubois, 1977).

La phase de rifting actif a eu lieu de l'Hettangien jusqu'au Callovien et se manifeste par la transition entre la sédimentation évaporitique du Trias et une sédimentation de milieu marin ouvert étendu à tout le bassin dès le Lias moyen. Le bassin subalpin présente alors un schéma paléogéographique dont la tendance se poursuivra jusqu'au Jurassique supérieur : à l'élargissement du domaine marin plus profond centré sur le sous-bassin Dauphinois, toujours dirigé selon un axe NE-SW, tandis que les faciès plus proximaux se développeront sur les bordures du bassin sous forme de remplissage de blocs basculés, contrôlés par des failles synsédimentaires (Léonide, 2007 ; Léonide et al., 2007 ; Floquet et al., 2007) engendrant une forte différenciation de subsidence (Dubois et Delfaud, 1989).

Le Lias est classiquement découpé en deux membres, le membre inférieur dit « Lias calcaire » et le membre supérieur appelé « Lias marneux ». En effet, ce passage est marqué par un changement lithologique à travers le bassin: d'une sédimentation purement carbonatée (Pliensbachien supérieur) à une sédimentation marno-détritique (Toarcien inférieur). Cette limite est particulièrement nette sur les bordures du bassin du Sud-Est, dans les sous-bassins languedocien, sud-provençal (Illustration 7) et au-delà du seuil durancien.

Dans ces trois sous-bassins, le Lias calcaire débute par un ensemble principalement dolomitique de type « milieu restreint » caractéristique de l'Hettangien et du Sinémurien inférieur. Au Sinémurien supérieur, la tectonique locale joue un rôle important sur la sédimentation. Les manifestations du rifting sont diachrones, les jeux tectoniques migrent d'ouest en est provoquant le retard de l'ennoisement de la plate-forme carbonatée antérieure et la création du bassin sud provençal (Léonide, 2007). Ainsi, dans le bassin sud provençal, une lacune de sédimentation sépare les dolomies du Sinémurien inférieur des calcaires du Pliensbachien (Illustration 7), alors

que sur la bordure ouest, côté Cévennes et Ardèche, la sédimentation se poursuit au Sinémurien supérieur (Hamon, 2004).

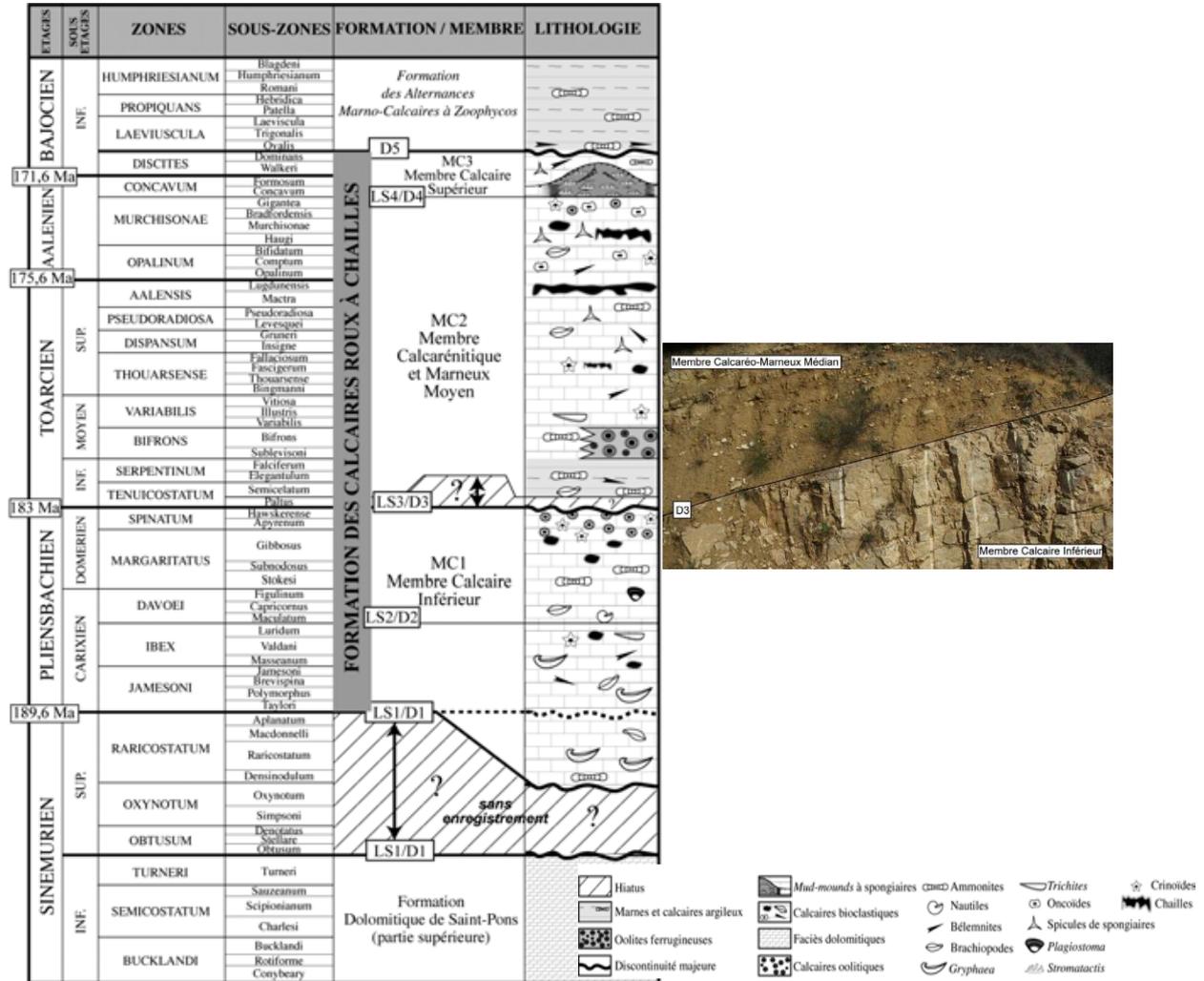


Illustration 7 : formations du Lias dans le bassin sud provençal et limite Pliensbachien (membre Calcaire Inférieur) - Toarcien (Membre Calcaréo- Marneux Médian) dans la coupe de Cuers en Basse Provence (modifié d'après Léonide, 2007).

Néanmoins, les faciès calcaréo-dolomitiques du Lias calcaire ne s'étendent pas à tout le bassin du Sud-Est (Illustration 8). Ils passent latéralement à des faciès calcaréo-marneux dans la zone centrale du bassin (sous-bassin Dauphinois). Cette zone, particulièrement subsidente présente des faciès de milieu marin ouvert à marin profond jusqu'au Jurassique supérieur (Illustration 8).

Le Lias marneux est donc caractérisé par l'atténuation de l'influence de ces zones de bordures, notamment sur la bordure ouest (sous bassin languedocien). Ces zones deviennent le siège d'une sédimentation argilo-marneuse de milieu marin ouvert. Les anciens haut-fonds (seuil cévenol, seuil durancien) persistent et la sédimentation marneuse se réduit jusqu'à présenter d'importantes lacunes. Dans le bassin sud provençal, la formation des calcaires roux à chailles présente un bref épisode marneux au Toarcien inférieur, mais la sédimentation reste dominée par des calcaires.

Le Dogger est mieux défini sur les bordures du bassin, où il présente des faciès calcaires. En revanche, sa limite avec le Lias marneux reste imprécise dans le centre du bassin (sous-bassin

Dauphinois) où une partie du Dogger se présente sous le faciès « Terres Noires » et rend sa distinction avec le Lias marneux plus complexe (Illustration 9, Illustration 10). Sur les bordures, une tectonique synsédimentaire a permis le dépôt de faciès plus réduits qui alternent entre marnes et calcaires (Elmi et al., 1984).

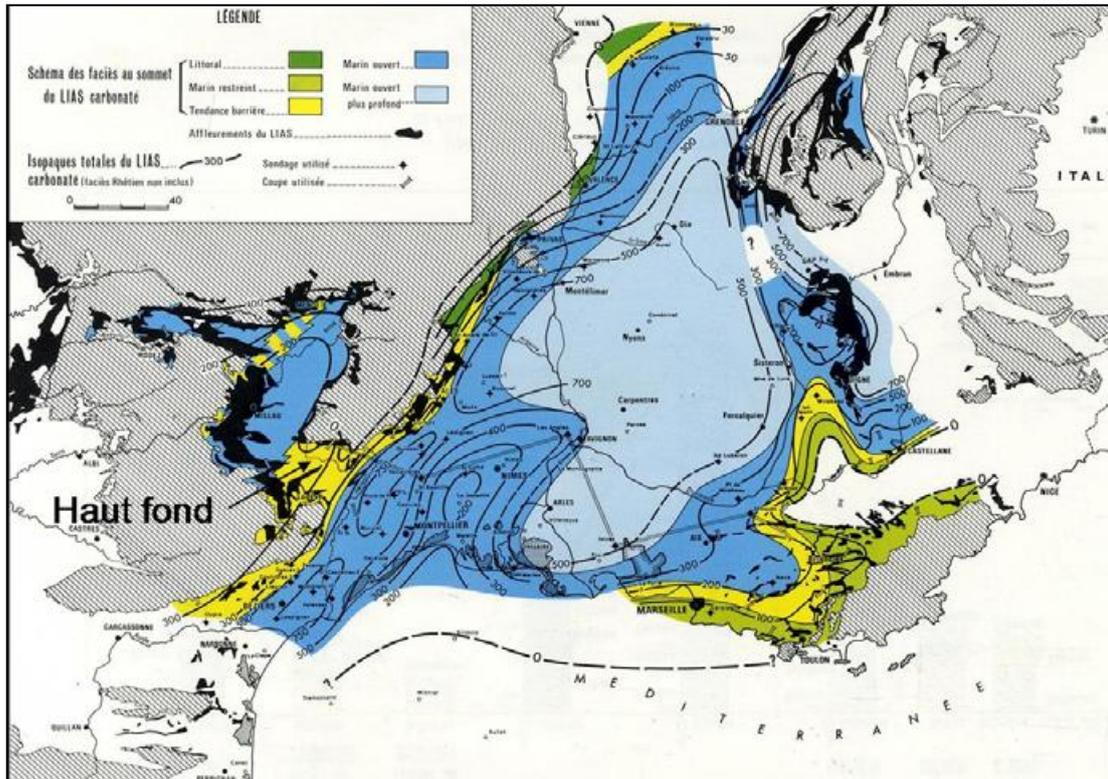


Illustration 8 : Lias inférieur et moyen : carte d'isopaques et d'environnement sédimentaire du Lias calcaire (Baudrimont et Dubois, 1977).

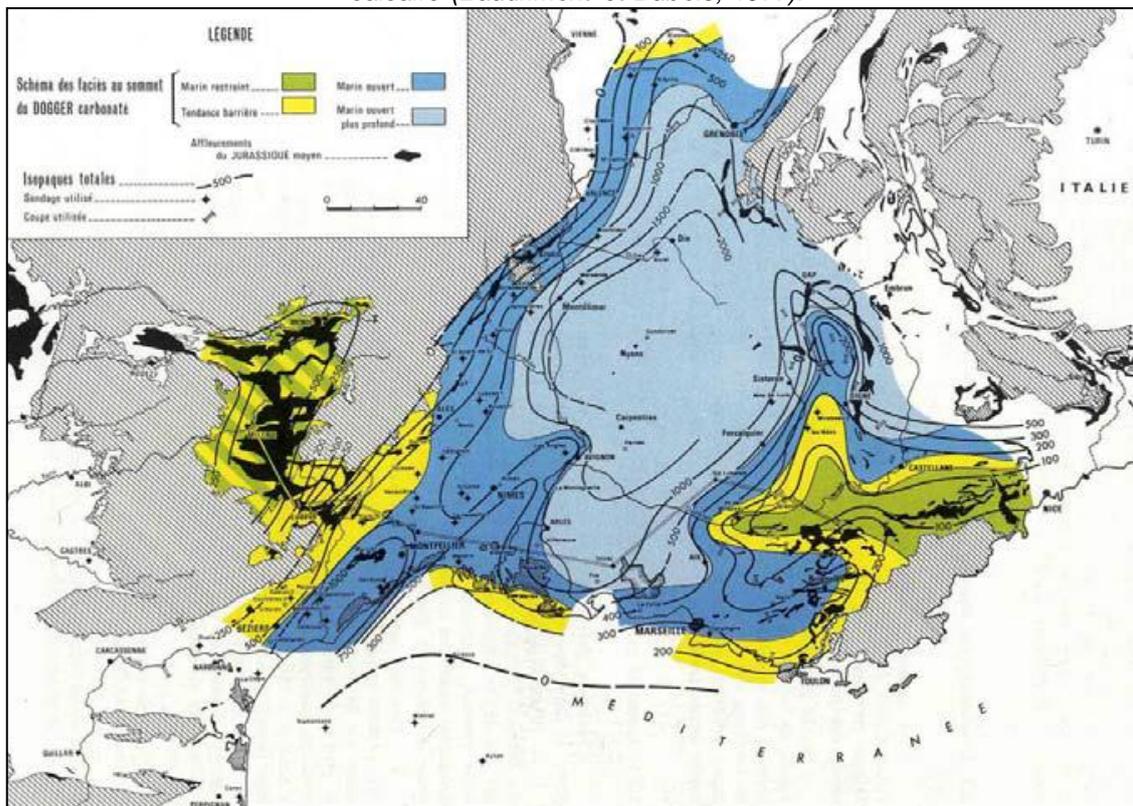


Illustration 9 : ensemble Lias marnes-Dogger : carte d'isopaques et d'environnement sédimentaire (Baudrimont et Dubois, 1977).

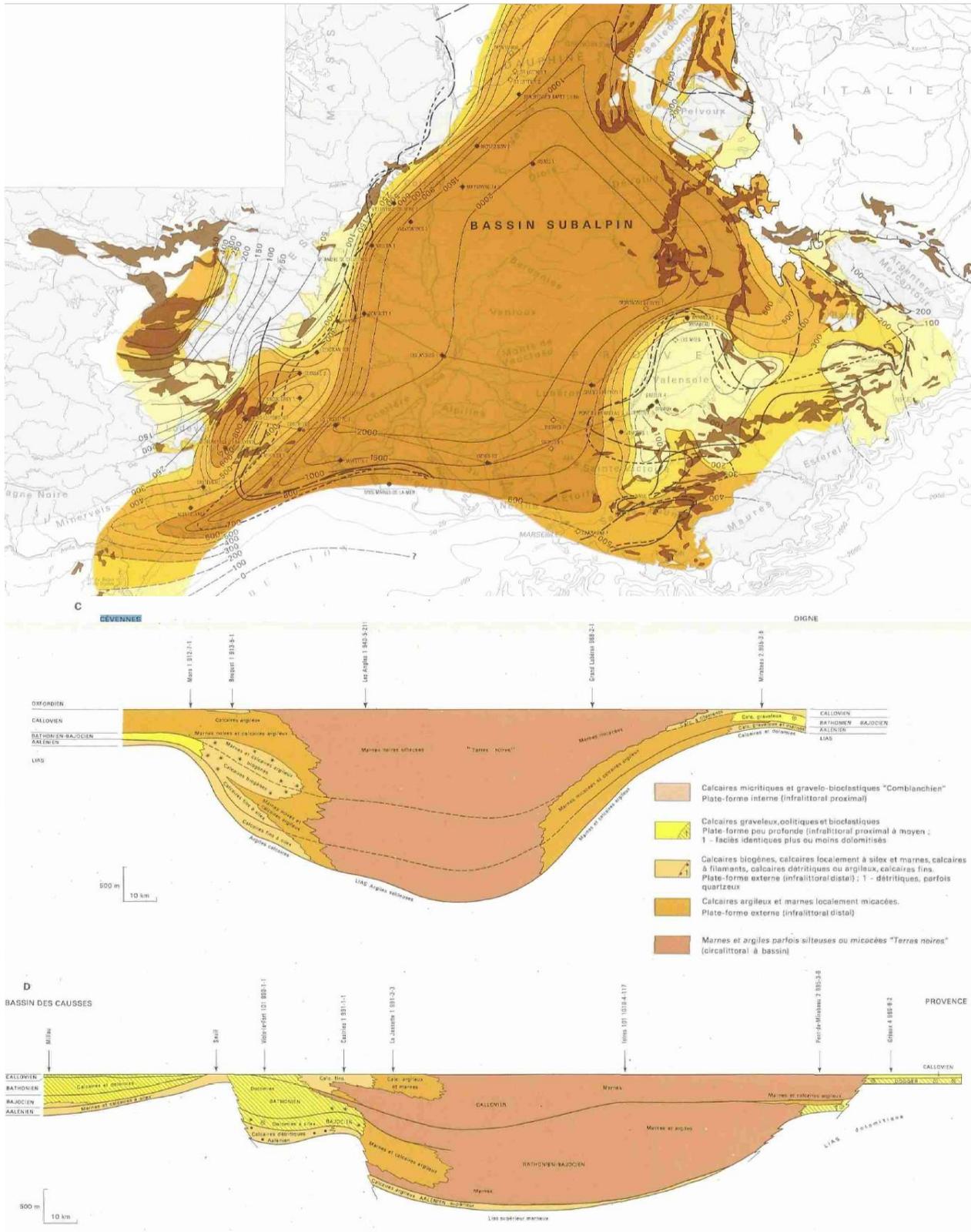


Illustration 10 : carte paléogéographique du Dogger représentant la puissance totale et les limites d'extension des plates-formes. Coupes Est-Ouest, présentant la répartition des faciès des bordures au centre du bassin (Debrand-Passard & Courbouleix, 1984).

La phase post-rift constitue une période charnière dans l'évolution du bassin subalpin depuis l'Oxfordien moyen - supérieur jusqu'au Berriasien moyen (Dubois & Delfaud, 1989, Enay et al. 1984).

Le Jurassique supérieur reprend le terme marneux des Terres Noires à sa base et évolue vers un terme calcaire au sommet. Les dépôts du faciès Terres Noires dont le terme argileux est prépondérant atteint 2500 m d'épaisseur suivant un axe NNE-SSW dans le sous-bassin Dauphinois. Au cours de l'Oxfordien, l'influence des zones hautes limitées par les accidents NE-SW (faille de Nîmes, failles de la Durance) s'estompe progressivement. Jusqu'à l'Oxfordien moyen, le faciès Terres Noires se dépose aussi sur la bordure est et ouest. Seul le bassin sud provençal présente des faciès calcaires et dolomitiques entrecoupés de discontinuités liées à des lacunes de sédimentations (Denizot, 1934; Tempier, 1972; Virgone, 1997; Dalmasso, 2001; Floquet *et al.*, 2007 ; Gisquet, 2012). A l'Oxfordien supérieur, la répartition des dépôts ne suit plus le découpage structural NE-SO qui a contrôlé la sédimentation jusque-là. Les limites structurales semblent lissées et une organisation des dépôts à polarité EW commence à apparaître, avec le centre du bassin au nord de la Provence et les faciès plus proximaux au sud. Au Kimméridgien la tendance se confirme, accompagnée d'une régression permettant l'apparition d'une bande récifale continue E-O allant du seuil Durancien jusqu'au seuil Cévenol, protégeant une sédimentation typique d'environnement de lagon restreint au sud. La zone centrale du bassin évolue vers des faciès calcaires de mer ouverte caractérisant le faciès du Tithonien.

La comparaison entre les isopaques des faciès Terres Noires (Illustration 11) et des faciès calcaires au sommet du Jurassique (Illustration 12) montre clairement le changement d'axe de sédimentation. Cette modification clôt la période « pré-Vocontienne » et aboutit à une nouvelle aire de répartition des dépôts caractérisant la période Vocontienne qui se maintiendra pendant tout le Crétacé.

Si le schéma sédimentaire mis en place à la fin du Jurassique persiste au Néocomien, quelques faits nouveaux s'opèrent au cours du Berriasien et du Valanginien (Virgone, 1997; Masse, 1976; Masse et al., 2003, Illustration 13) :

- la bande récifale E-O allant du seuil Durancien jusqu'au seuil Cévenol, précédemment mise en place au sud de la région migre vers le nord, repoussant ainsi le domaine de bassin profond du bassin vocontien vers le nord ;
- la zone languedocienne abandonne son faciès de plateforme pour des faciès d'environnement plus profond.

A l'Hauterivien et au Barrémien, le développement des plateformes carbonatées s'intensifie et les faciès de hauts-fonds atteignent une très large extension (Illustration 14). Ces faciès de type infra- à supratidal, caractéristiques des faciès de faible bathymétrie sont regroupés sous le terme de faciès « urgoniens » (Arnaud, 1981 ; Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud- Vanneau et al., 2005 ; Godet, 2006 ; Godet et al., 2005 ; Masse, 1976 et 1993 ; Masse & Fenerci-Masse, 2011 ; Bastide, 2014) et correspondent à des faciès de domaine interne (plage, sub-émersif ou émersif), hémipélagique et de plate-formes (à rudistes, corallienne ou granulaire).

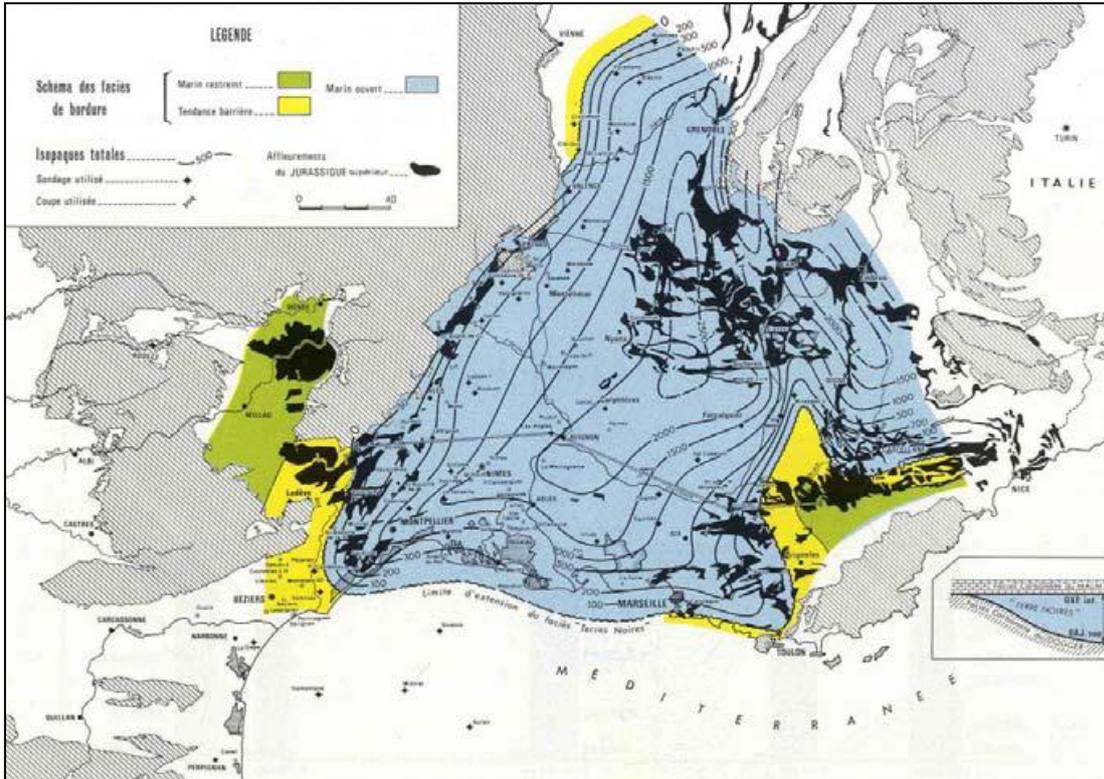


Illustration 11 : carte d'isopaques et du faciès terres noires du Bajocien sup. à Oxfordien inf. (Baudrimont et Dubois, 1977)

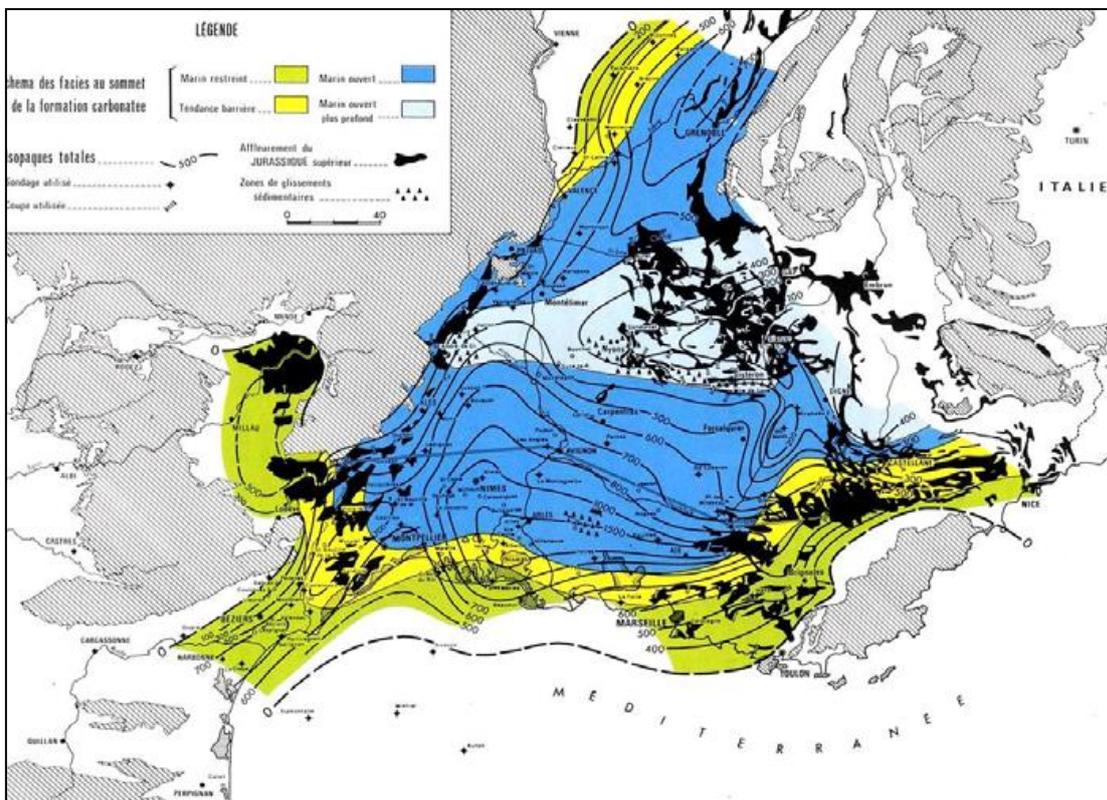


Illustration 12 : carte d'isopaques et environnement du faciès calcaire du Jurassique supérieur (Baudrimont et Dubois, 1977)

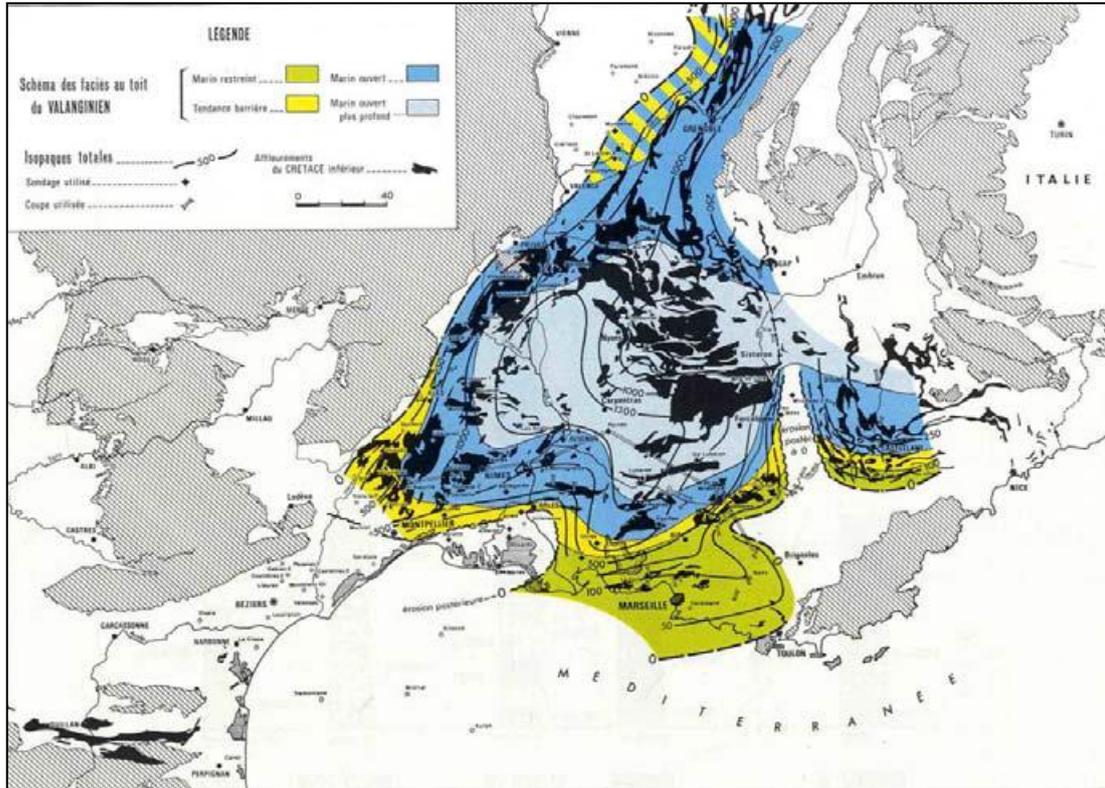


Illustration 13 : Berriasien et Valanginien : cartes d'isopaches et d'environnement sédimentaire (Baudrimont et Dubois, 1977)

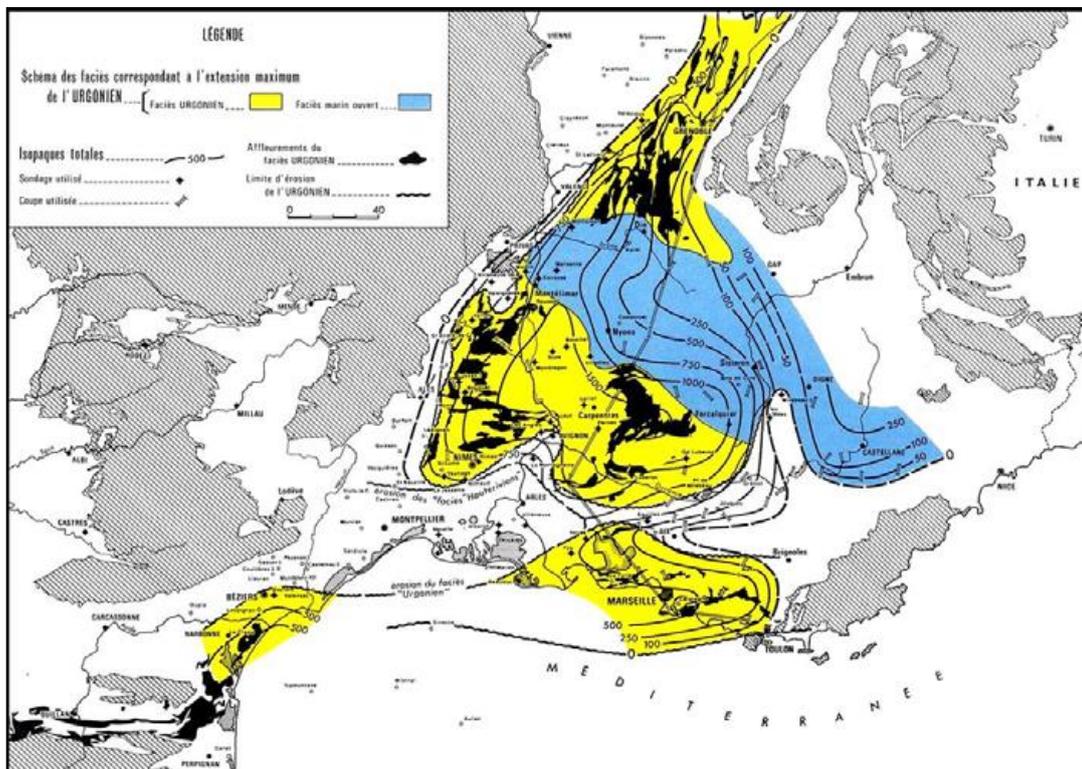


Illustration 14 : Hauteriviens et Barrémiens (faciès Urgonien) : carte d'isopaches et environnement sédimentaire (Baudrimont et Dubois, 1977)

L'apparition du faciès urgonien est diachrone dans le bassin du Sud-Est (Masse, 1976 ; Bastide, 2014). En Moyenne-Provence la série débute dès le Valanginien terminal avec des calcaires bioclastiques. En Basse-Provence les faciès de l'Urgonien apparaissent dès l'Hauterivien inférieur et plus localement au Barrémien basal (chainon de la Nerthe). Enfin les calcaires urgoniens les plus tardifs sont ceux du Mont du Vaucluse principalement attribués au Bédoulien (Aptien inférieur).

La progradation des corps sédimentaires urgoniens marque le début du comblement du bassin du Sud-Est, puisqu'à partir de l'Apto-Albien sont observées des réductions d'épaisseur importantes qui aboutiront à l'émersion de "l'Isthme Durancien" ou l'émersion médio-Crétacé selon les auteurs. Dès lors, les aires de sédimentation du Crétacé post-urgoniennes sont cantonnées dans deux zones distinctes avec des connexions épisodiques : le bassin Sud-Provençal et le bassin vocontien (Illustration 15).

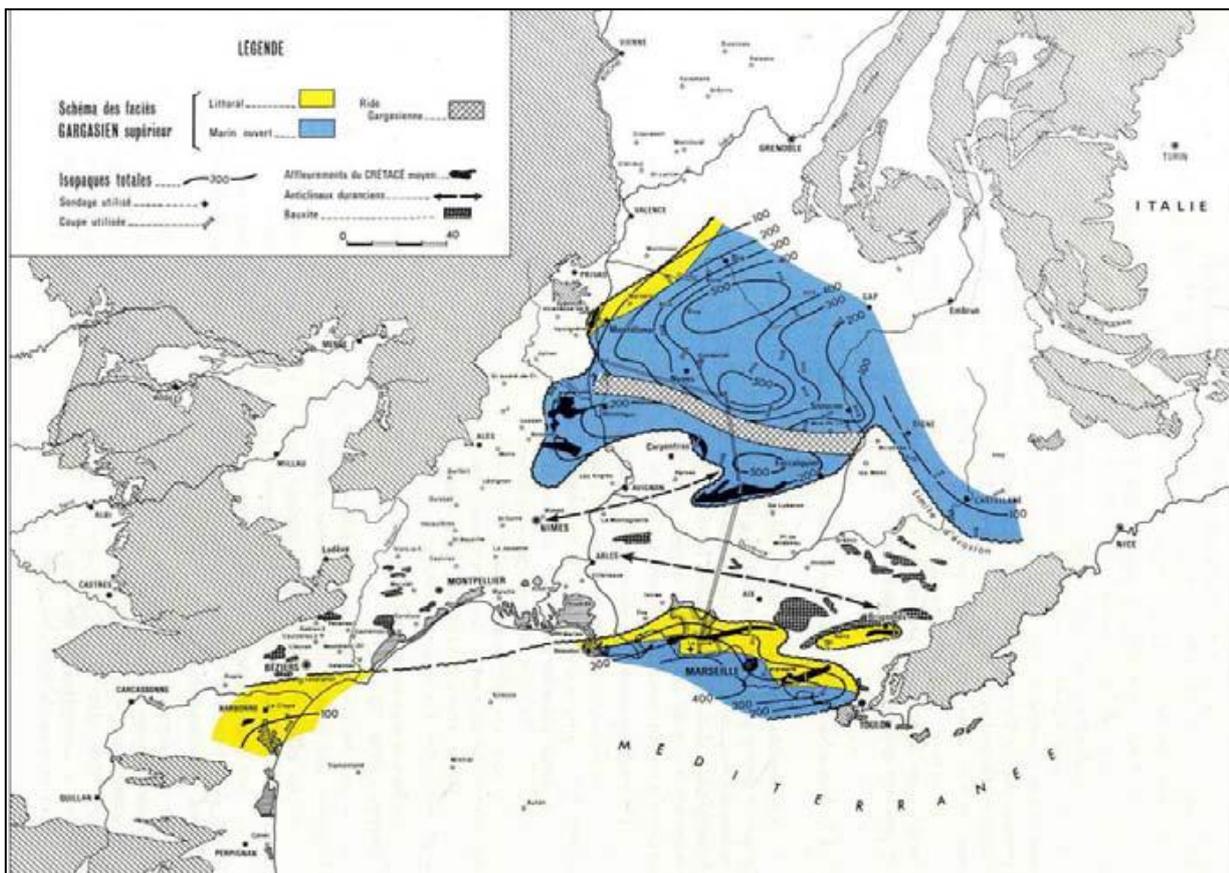


Illustration 15 : Configuration paléogéographique de l'ensemble post-urgonien (Baudrimont et Dubois, 1977)

2.3. HISTOIRE CRÉTAÉE A AUJOURD'HUI : DÉPÔT DES COUVERTURES ET COMPARTIMENTATION TECTONIQUE DES RÉSERVOIRS

2.3.1. Introduction

Les principales formations carbonatées potentiellement karstifiables ayant été identifiées, il s'agit ici de dérouler l'histoire post-dépôt qu'elles ont subie. La géodynamique régionale et les mouvements tectoniques ont été complexes et variés depuis le dépôt des grandes plateformes

mésozoïques; ces formations ont donc été plissées, érodées, recouvertes, altérées... et donc karstifiées parfois à plusieurs reprises.

Une synthèse bibliographique narrant les principaux épisodes géodynamiques est présentée sur l'ensemble de la zone d'étude. Les nouvelles aires de sédimentation ainsi que leur nature, associées à ces changements sont aussi décrites.

A l'issue de cette synthèse, le découpage par domaines sédimentaires est complété par le découpage tectonique (présenté chapitre 3) afin d'obtenir le découpage des domaines géologiques « homogènes » au sein desquels sera déclinée l'histoire de la karstification (chapitre 4).

2.3.2. Synthèse bibliographique

a) *Le bombement durancien*

Peu importe le nom qu'on lui donne (Isthme Durancien, bombement varois, uplift médio-crétacé...), cet épisode géodynamique du « Crétacé moyen » correspond au premier épisode majeur d'émergence et d'érosion des plateformes du Crétacé inférieur et du Jurassique précédemment déposées.

Cette déformation de grande longueur d'onde est réalisée à la faveur d'une extension NO-SE (Philip et al., 1987 ; Chorowicz et Mekarnia, 1992) générant un système de horsts et grabens contrôlé par des failles N110 jouant en transtension (Hennuy, 2003; Guyonnet-Benaize et al., 2010). En Provence, les reliefs formant un haut structural d'orientation E-O sont connus sous le nom d'Isthme Durancien (Gignoux, 1925), ou Bombement Varois (Rousset, 1969 ; Philip, 1970). Ces reliefs formaient une barrière émergée en réalité non continue, entre le bassin vocontien au nord et l'océan liguro-piémontais au sud. Cette émergence se traduit par une altération et une érosion dont le produit le plus caractéristique est la bauxite.

La bauxite est un minerai d'aluminium; il est représentatif des formations bauxitiques, roches sédimentaires résiduelles issues de l'altération superficielle d'une roche mère alumino-siliceuse dont la bauxite ne constitue qu'une faible part (Lajoinie & Laville, 1979). Cette formation bauxitique comprend généralement divers faciès qui se distinguent par leurs proportions relatives en silicates d'alumine (kaolinite), hydroxydes d'alumine (boehmite, gibbsite et diaspore), et oxydes et hydroxydes de fer (hématite et goéthite).

En France, Les formations bauxitiques sont connues de l'Ariège à l'ouest, jusqu'en Provence à l'est (Illustration 16 Illustration 21). Pour la plupart, elles sont piégées ou scellent un substratum carbonaté karstifié (Lajoinie & Laville, 1979 ; Combes, 1990). Les études montrent que les gisements actuels sont constitués d'une bauxite qui a été transportées avant son dépôt (Bardossy, 1982 ; Combes, 1969 ; Combes, 1990 ; Bardossy & Combes, 1999), ce qui signifie que les bauxites françaises sont issues d'une histoire polyphasée, avec au moins deux phases :

- une première phase de latérisation ou bauxitisation d'un substratum alumino-siliceux (roches cristallines ou argileuses) donnant lieu à la formation d'une bauxite autochtone ou bauxite latéritique ;
- une deuxième phase associée à l'érosion, au transport et au piégeage de cette formation bauxitique dans un substratum carbonaté karstifié, donnant lieu à une bauxite karstique.

Parfois, cette bauxite karstique resédimentée subie de nouvelles évolutions postérieures.

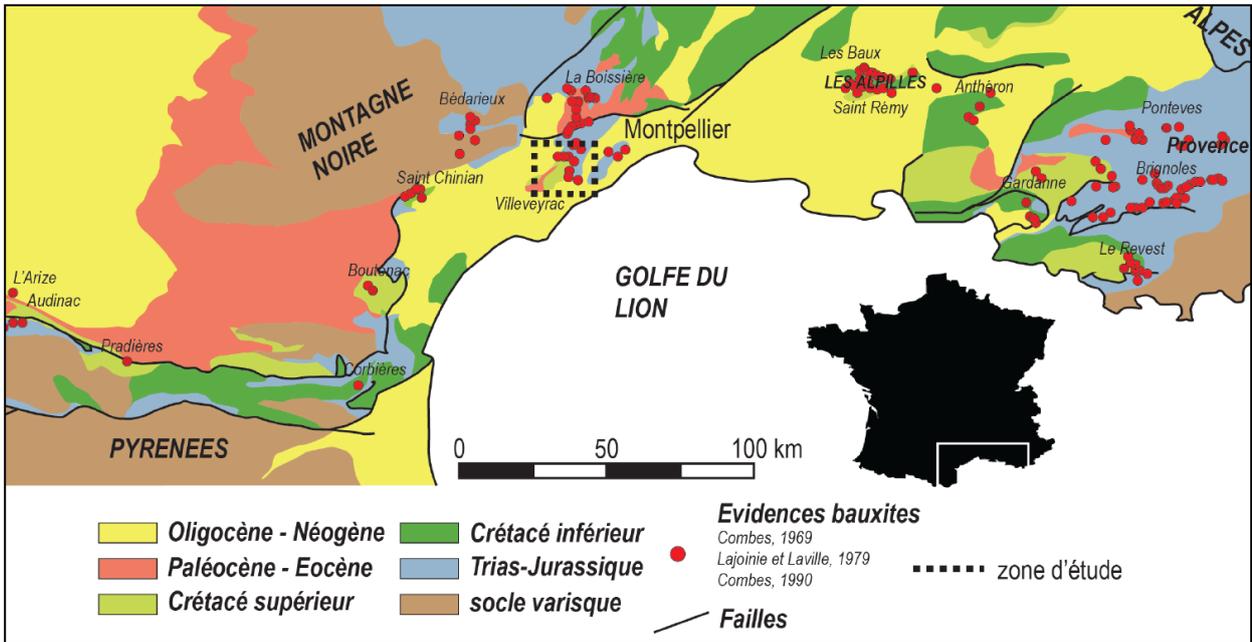


Illustration 16 : localisation des aires bauxitiques dans le Sud de la France (Marchant, 2019)

La bauxite ou la formation bauxitique n'étant pas directement datable (absence de fossile), il est très difficile d'attribuer un âge à ces différentes phases successives. Le dépôt d'une couverture permet de contraindre le hiatus stratigraphique de la bauxite entre l'âge du substratum (mur) et de la couverture (toit). L'intervalle bauxitique en France est réduit au Crétacé « moyen » d'âge Aptien-Albien (Combes et al., 1973) à Cénomaniens (Triat & Parron, 1976 Triat, 1982 ; Guendon et al., 1983). L'intervalle de temps de formation et du dépôt des bauxites est donc mal contraint, surtout qu'un diachronisme peut exister sur le territoire français depuis les bauxites de l'Ariège jusqu'aux bauxites de Provence. En effet, le toit de la bauxite est constitué par l'Aptien en Ariège et dans les Corbières, par le Vraconien (Albien terminal) en Languedoc à Villeveyrac et au Cénomaniens moyen au Revest (Illustration 17). Mais en Provence, la majorité des sites possède un toit Crétacé supérieur, Turonien à Maastrichtien.

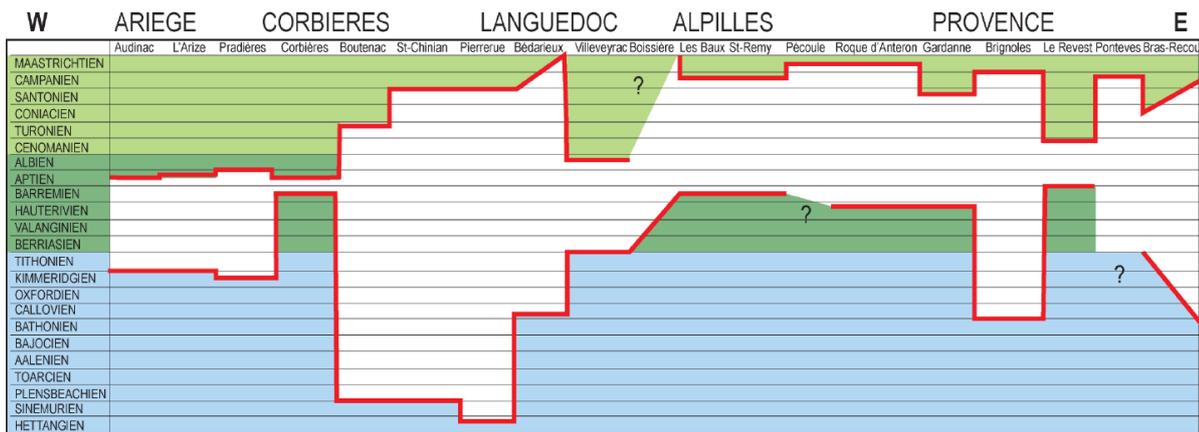


Illustration 17 : âges du toit et mur de la bauxite française d'ouest en est. Le hiatus stratigraphique est exprimé par l'espace laissé en blanc (Marchant, 2019 ; synthétisé d'après (Lajoinie & Laville, 1979; Combes, 1990; Husson, 2013)).

Concernant leur mur, les bauxites sont discordantes sur un mur karstifié variant de l'Hettangien (Lajoinie & Laville, 1979) au Barrémien (Combes, 1990). Les érosions plus ou moins marquées et les remaniements ultérieurs masquent aussi la configuration initiale de bauxitisation. Le

diachronisme du mur résulte d'un phénomène d'érosion, en grande partie karstique (Rousset, 1969, 1973), provoqué par la mise en place du bombement durancien ou varois (Illustration 18).

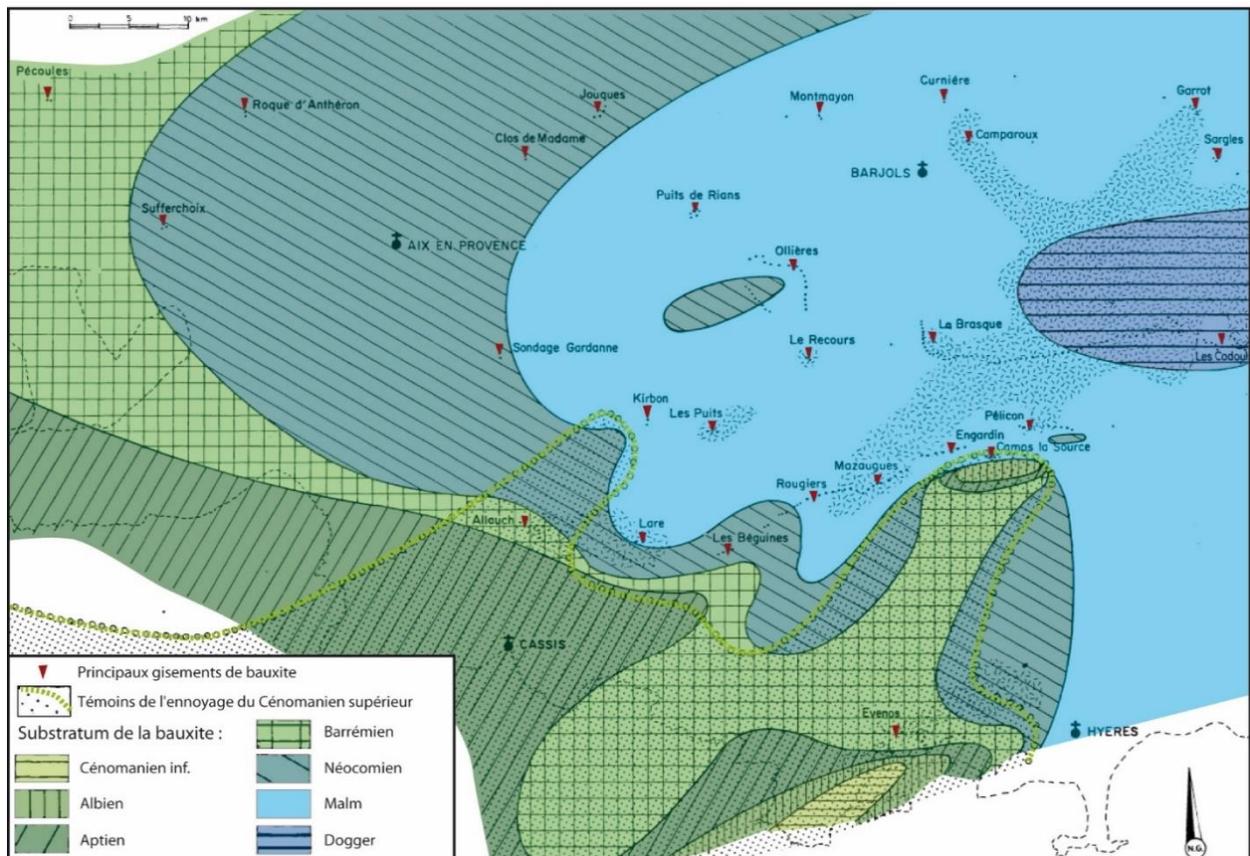


Illustration 18 : Substratum de la formations bauxitique : reconstitution du « Dôme Varois », modifié d'après Lajoinie et Laville, 1979.

Afin de caler au mieux l'épisode bauxitique en Provence, il est important de regarder la sédimentation qui s'est effectuée sur les bords du bassin, au nord dans le bassin vocontien et au sud dans le bassin Sud-Provençal.

- **Dans le bassin sud-provençal**

Dans la zone Sud-Provençale, les mouvements tectoniques liés aux prémices du Bombement durancien sont responsables d'une compartimentation structurale qui provoque des variations de faciès et l'érosion partielle à totale des dépôts apto-albiens (Rousset 1969). Lorsqu'ils sont présents, ils montrent globalement des faciès de domaine marin plus profond que l'urgonien (Masse, 1998 ; Guyonnet –Benaize, 2010) avec les dépôts de calcaires marneux et de marnes à l'Aptien, ainsi que de marnes et calcaires siliceux à l'Albien. Ces faciès peuvent jouer un rôle dans la genèse des bauxites. En effet, s'il est impossible de développer des bauxites sur le substratum calcaire de l'Urgonien, les marnes de l'Apto-Albien sont en revanche de bonnes candidates.

Concernant le toit de la bauxite, deux sites méritent une mention particulière car ils présentent la lacune de temps la plus courte entre le mur et le toit. Au Revest et à Allauch, la bauxite repose

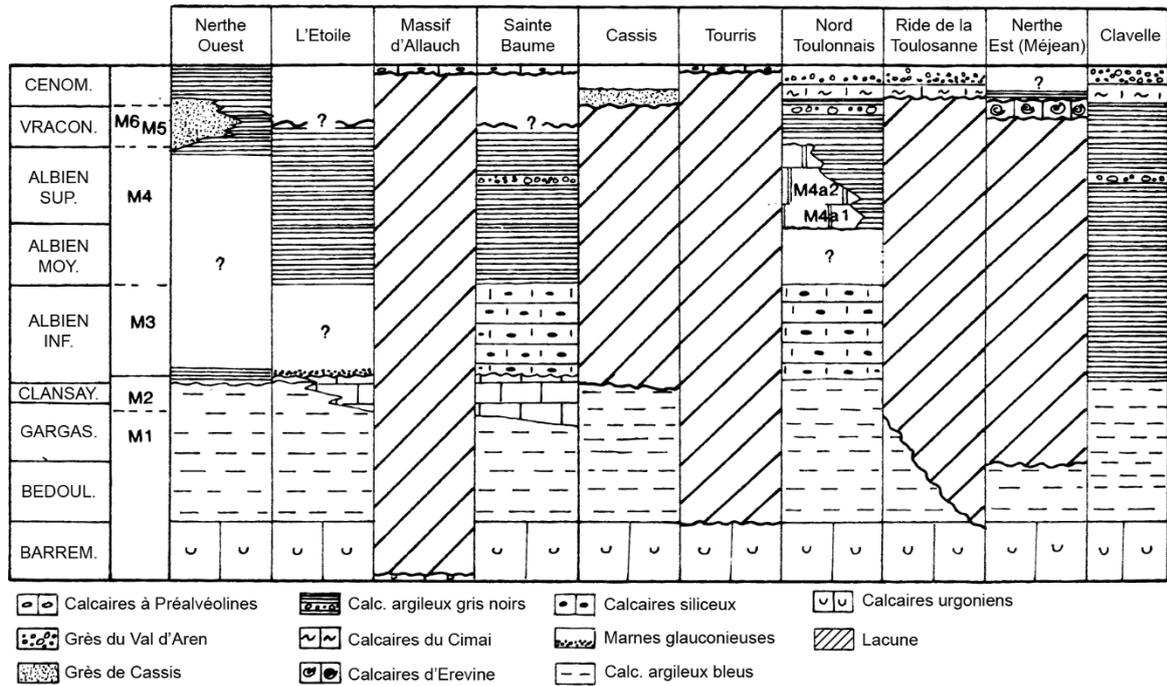


Illustration 19 : variations de faciès et de périodes de dépôts durant l'Aptien et l'Albien en basse-Provence (Fournillon, 2012 d'après Masse 1998).

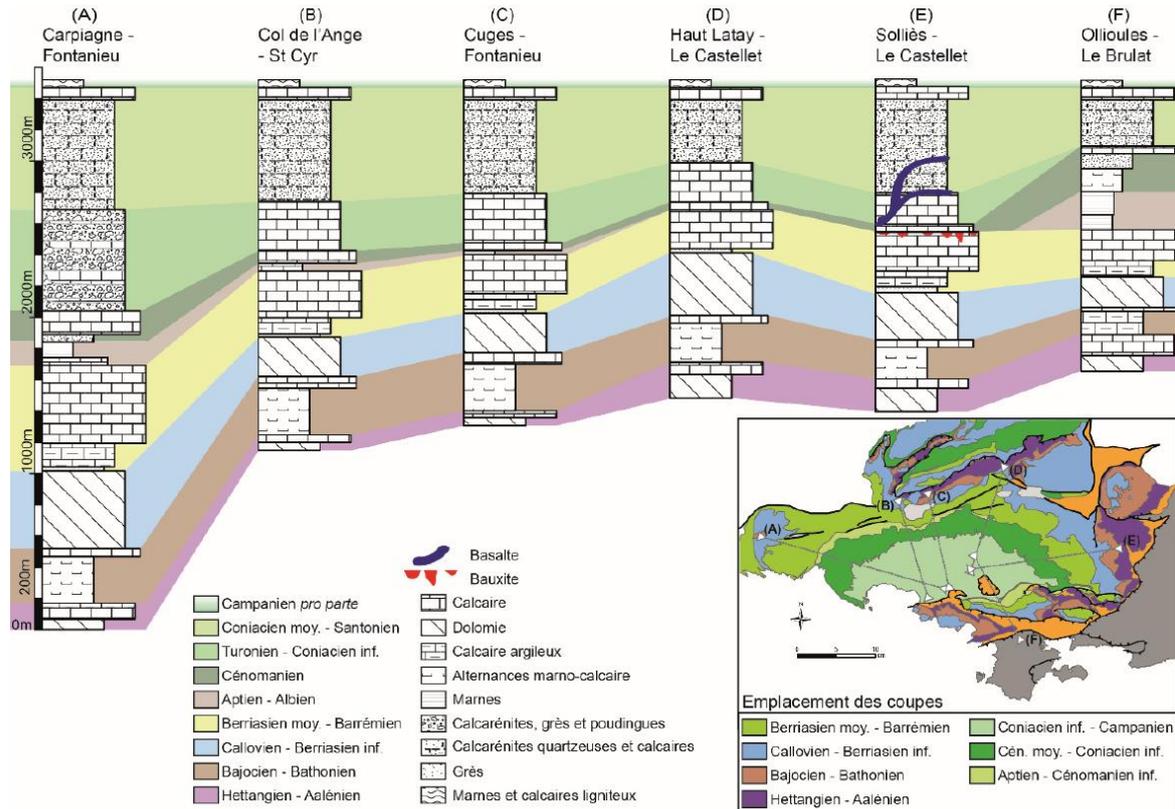


Illustration 20 : stratigraphie de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien, établie à travers six coupes synthétiques dont le positionnement est indiqué sur la carte. Fournillon (2012).

sur des calcaires barrémiens karstifiés tandis qu'un toit cénomanien supérieur argilo-ligniteux la recouvre. Ces observations permettent d'affirmer que la période de bauxitisation (au sens latéritique) s'est faite avant le Cénomaniens supérieur.

Selon Masse & Philip (1976), l'émersion du bombement Durancien débute donc à l'Albien terminal-Cénomaniens inférieur. Il est scellé au Cénomaniens supérieur (coupe E) dans sa partie méridionale (au Revest et à Allauch), dans le bassin Sud Provençal. Du Cénomaniens au Santonien moyen, la transgression marine progresse vers le nord-est. Des plateformes carbonatées à rudistes se mettent en place sur la marge sud de ce relief Durancien (Philip, 1970 ; Jolet, 1996, Philip, 1998). Plus au sud, dans un bassin subsident en particulier au Turonien se dépose une sédimentation mixte carbonatée et silicoclastique issue du démantèlement d'un massif méridional émergé (massif cristallin Méridional) qui se situe au sud de la Provence (Illustration 21).

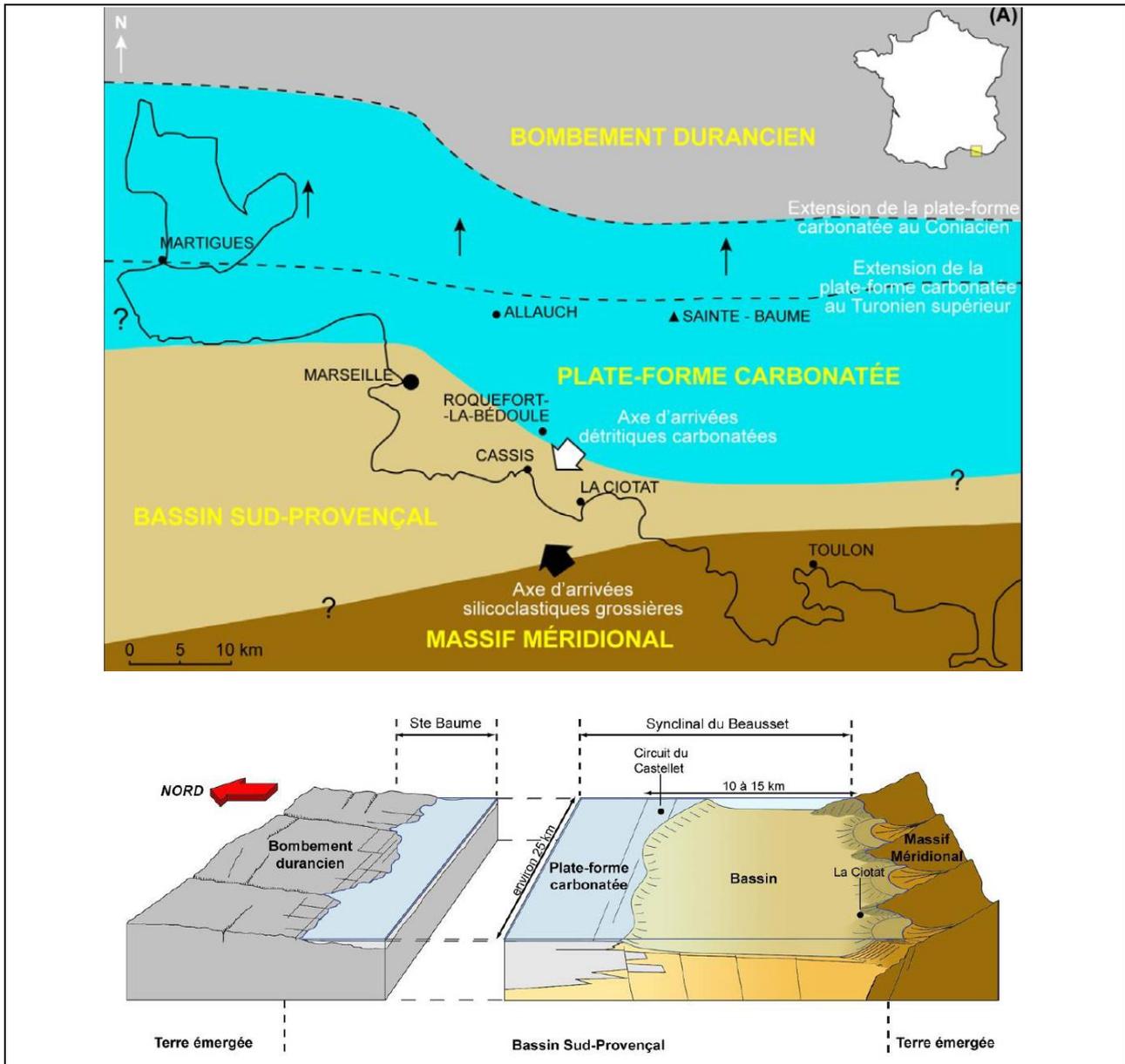


Illustration 21 : carte paléogéographique des aires de sédimentation d'âge Crétacé supérieur de la Basse-Provence. Gari (2008) modifié d'après Philip (1970). Bloc diagramme représentant le cadre paléogéographique sud-Provençal au Turonien et au Coniacien inférieur (Foumillon 2012, d'après Henny (2003).

La bordure sud de ce bassin accueille des dépôts margino-littoraux constitués par les arrivées silicoclastiques grossières venant du Massif Méridional.

- **Dans la zone vocontienne**

Comme dans le bassin sud-provençal, la sédimentation témoigne d'un approfondissement du domaine marin par rapport aux faciès de l'ugonien. Sur la bordure sud du bassin vocontien, l'Aptien supérieur (Bédoulien supérieur et Gargasien) est composé d'une sédimentation marine marneuse noire (Masse, 1976 ; Baudrimont et Dubois 1977), puis à l'Albien et jusqu'au Cénomaniens inférieur, des conditions épicontinentales reviennent avec l'invasion des fonds marins par des sables glauconieux, appelé « grès verts ». Dans les bassins gardois et vauclusiens, la sédimentation marine s'est poursuivie sans émergence depuis l'Albien jusqu'au

Cénomaniens inférieurs (Parron & Triat, 1977). La première émergence du Crétacé se produit au Cénomaniens moyen.

Dans cette zone, on ne retrouve pas de formations bauxitiques, en revanche, certains auteurs appellent cette région « le domaine des ocres » (Guendon et al., 1983). En effet, les formations des grès verts albiens et cénomaniens ont subi une ocrification, c'est-à-dire une altération latéritique comparable aux bauxites, d'âge mal défini (Ferry, 1999), donnant les ocres du sud de la France. Supposée albiens à cénomaniens (Parron & Triat 1977, 1978 ; Triat 1982), l'âge de cette altération est contesté par Ducreux (1982) et attribué au Paléocène par G.Truc (Ferry, 1999).

Dans l'hypothèse développée par Triat (1982) et Guendon et al. (1983), l'altération des terrains marins du Crétacé inférieur interviendrait au Cénomaniens, car ces dépôts ocrifiés sont recouverts par des dépôts margino-littoraux, argilo-ligniteux et calcaire du faciès « Paulétien » datés du Cénomaniens moyen à supérieur (Guendon et al., 1983). D'après eux, la discordance cartographique de ce faciès sur les dépôts marins d'âges différents met en évidence une paléosurface cénomaniens soulignée par des profils d'altération de surface.

Cette hypothèse peut être remise en cause par plusieurs observations :

- dans le Gard, Ducreux (1982) observe une ocrification des grès verts albo-cénomaniens uniquement à l'aplomb des anticlinaux et l'absence de cette ocrification dans les synclinaux, traversés par forages. Cette observation est interprétée par G. Turc (communication orale) comme le fait que l'altération ne peut qu'être postérieure à la déformation, donc fin Crétacé-Paléocène à minima. En effet, les forages de l'ANDRA effectués dans la vallée du Rhône ne témoignent pas de cette altération (Ferry, 1999).
- Certains auteurs (Parron & Triat 1977, 1978 ; Triat 1982) ont mis en évidence un processus d'altération latéral sous couverture dont la datation est souvent impossible sauf lorsqu'on peut établir ses relations avec une altération de surface. Ce processus pourrait être plus généralisé qu'ils ne le pensent (communication orale G.Truc).
- un autre argument est avancé par Combes (1990) qui propose que les grès glauconieux albiens et cénomaniens représentent les apports terrigènes en suspension et en solution en provenance des territoires émergés en cours de ferralitisations (bauxitisation). Dans ce cas, les ocres de la région d'Apt et d'Uzes qui proviennent de l'altération de ces faciès glauconieux durant le Cénomaniens moyen, ne pourraient être considérées comme l'équivalent latéral des bauxites mais seraient dus à une altération postérieure (Combe, 1990).

En tous cas, si l'émergence au Cénomaniens moyen ne constitue pas une phase majeure d'altération, elle n'en constitue pas moins un épisode continental qui signe l'arrivée de plusieurs cycles transgression-régression (cycles TR) du Cénomaniens-Turonien au Santonien dans la zone Vocontienne. Si dans le bassin vocontien les dépôts restent marins, sur la marge, des émergences sur les zones les plus proximales sont à noter (Illustration 22 : au Turonien dans la région d'Uzès (le massif d'Uchaux n'émerge pas d'après Ferry (1999)), et au Santonien permettant l'altération des dépôts coniaciens (Guendon et al., 1983). Dans cette zone de marge, entre la faille de Nîmes et des Cévennes, c'est une épaisseur de plus de 1 500 m de dépôts gréseux et récifaux qui se déposent au cours du Crétacé supérieur. L'origine de ces cycles TR est probablement tectonique; ils accompagnent la fermeture du bassin vocontien occidental qui s'inscrit dans une évolution régionale compressive résultant des prémices de la phase pyrénéo-provençale. La première phase paroxysmale survient au Campanien. Cette phase entraînera l'émergence définitive du bassin vocontien.

En résumé, cet épisode provençal, bien que complexe, laisse apercevoir une histoire en quatre temps que l'on peut résumer comme suit :

- Après le dépôt de l'urgonien, les faciès s'approfondissent sur toute la Provence, avec le dépôt de marnes et de matériaux silico-alumineux (marnes gargasiennes notamment), qui serviront de substratum à la formation de la bauxite.
- L'émersion du bombement durancien ou bombement varois a pu débuter à l'Albien terminal-Cénomaniens inférieur (Masse & Philip, 1976). Les conditions (climatique et paléogéographique) sont réunies pour débuter la bauxitisation. La présence de glauconie dans les grès verts pourrait d'ailleurs être reliée aux apports terrigènes en suspension et en solution des terres émergées en cours de ferralitisations (Combe, 1990).
- L'épisode d'érosion des bauxites intervient au cours de l'Albien ou du Cénomaniens, postérieurement à la bauxitisation. Au moins avant le Cénomaniens moyen, âge du toit des formations bauxitiques du Revest et d'Allauch.
- Les gisements situés en situation de bordure seront scellés plus tôt par les transgressions du Crétacé supérieur (Cénomaniens et Turonien). Ailleurs, et notamment à l'aplomb du bombement, l'érosion et la dissolution seront plus importantes. Les formations bauxitiques continuent donc d'évoluer en domaine continental et seront scellées par des formations détritiques du Crétacé supérieur (Campagnien et Maastrichtien) régies par la dynamique pyrénéenne. L'émersion du bombement durancien ou bombement varois a donc perduré pendant une partie du Crétacé supérieur, avant que la dynamique pyrénéo-provençale ne prenne le relais (Bestani et al., 2015).

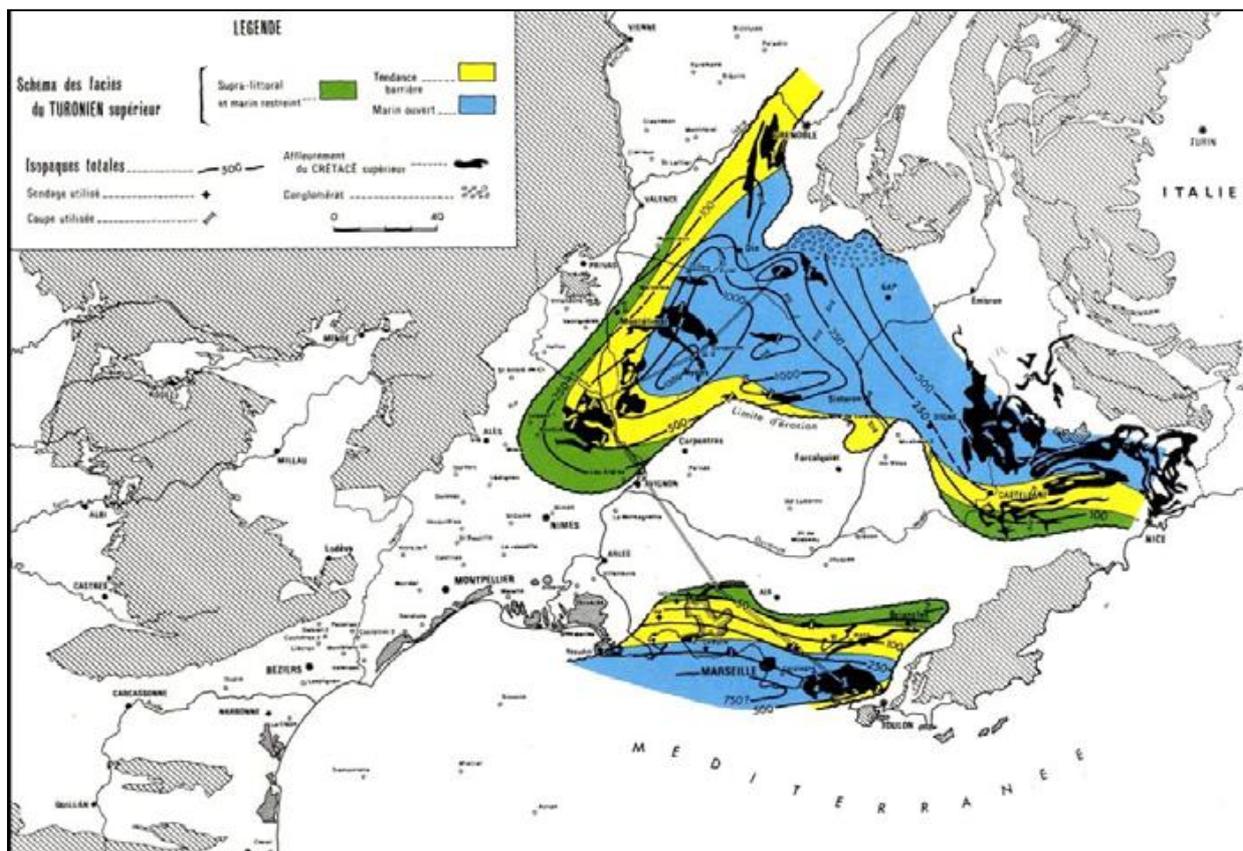


Illustration 22 : Configuration paléogéographique au Crétacé supérieur anté-Campanien (Baudrimont et Dubois, 1977).

b) La phase compressive pyrénéo-provençale

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 tectonique de couverture est permise grâce à l'épaisse couche évaporitique du Trias qui accommode la déformation et joue le rôle de niveau de décollement et ainsi favorise le découplage mécanique entre le socle anté-triasique 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 Provence, deux phases majeures de déformation sont décrites: une première déformation provoquant un plissement à grande échelle (Corroy et al., 1964 ; Leleu, 2005) à la fin du Crétacé supérieur; une seconde à l'Eocène moyen, responsable des plis et chevauchements de plus courtes longueur d'onde à vergence nord (Tempier, 1987).

Il en résulte une série de plis et de chevauchements d'axes globalement E-O qui affectent toute la Provence (Illustration 23). L'héritage structural est indéniable : les failles de Nîmes et de la Durance décrites comme des failles normales durant le Mésozoïque (Baudrimont and Dubois, 1977; Roure et al., 1992; Benedicto, 1996; Cushing et al., 2008) sont réactivées par des jeux décrochants, leur conférant le rôle de « zone de transfert » (Benedicto, 1996 ; Guyonnet-Benaize

et al., 2015) en accommodant des styles tectoniques différents de part et d'autre de leur tracé. Entre ces deux failles se trouve la faille de Salon-Cavaillon, une autre faille majeure N-S délimitant les chevauchements suivants : Lubéron, Alpilles, Costes, La Fare. Ainsi on identifie quatre blocs structuraux d'ouest en est découpés par ces trois failles principales, qui accommodent les déformations pyrénéo-provençales en leur sein.

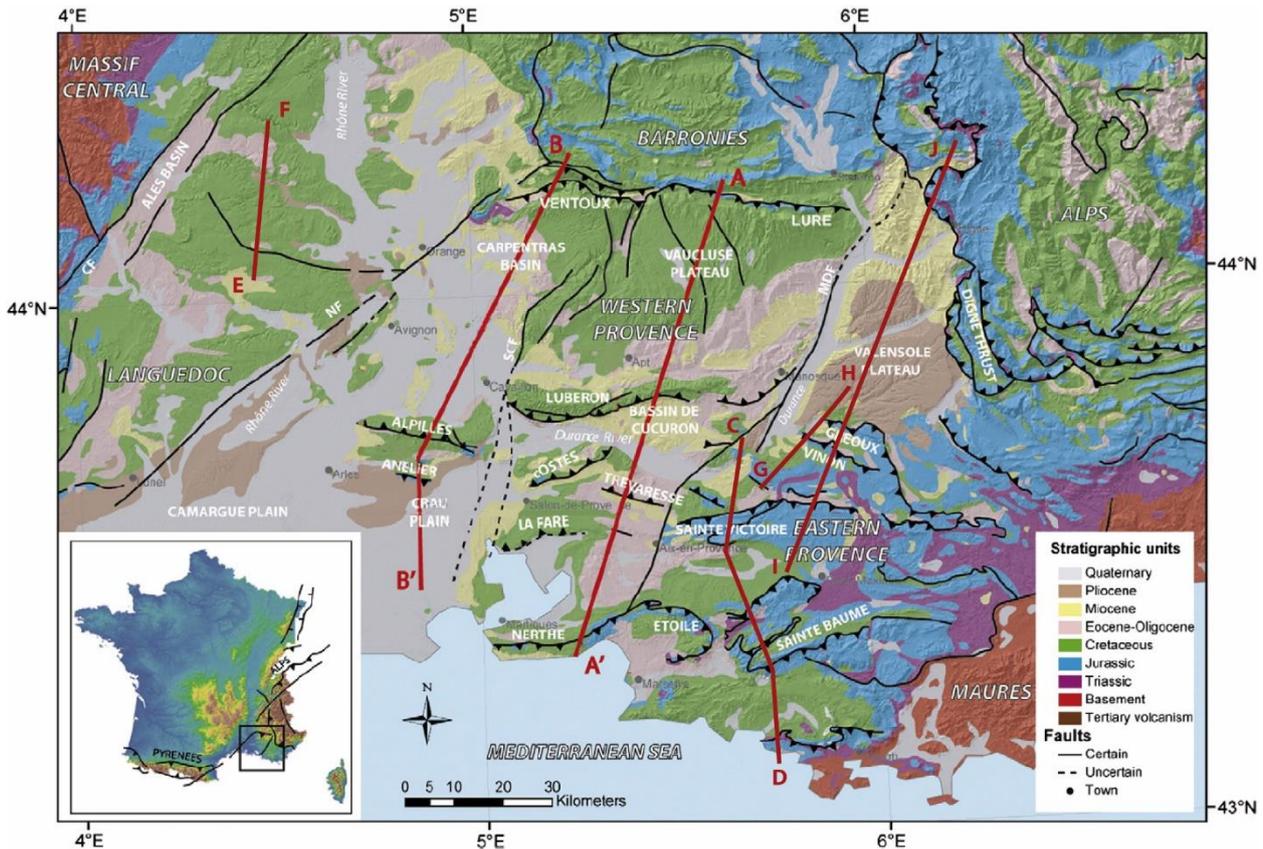


Illustration 23 : carte géologique simplifiée avec la localisation de coupes des différents auteurs présentées dans le texte : coupe AA' et BB' (Molliex et al., 2011), respectivement en Illustration 26 et en Illustration 25, coupe CD (Bestani et al., 2015) en Illustration 27, coupe EF (Sanchis & Séranne, 2000) en Illustration 24, coupe GH (Guyonnet-Belaize et al., 2015) et IJ (Balansa, 2018) en Illustration 29. CF : Faille des Cévennes ; NF : faille de Nîmes ; SCF : Faille de Salon-Cavaillon ; MDF : Faille de la (moyenne) Durance.

- **Entre la faille des Cévennes et la faille de Nîmes.**

Le jeu en décrochement sénestre d'amplitude déca-kilométrique de la faille des Cévennes est à l'origine de structures plissées est-ouest (Arthaud & Mattauer, 1969 ; Arthaud & Seguret, 1981). Ces plis sont dissymétriques, déversés vers le nord, avec des chevauchements à vergence nord (comme par exemple le chevauchement de Roquemaure). La déformation s'amortie vers le nord avec des chevauchements et un plissement de moins en moins important jusqu'à la zone de transfert ardéchoise (coupe Sanchis & Séranne, 2000, modifié d'après Chadelle & Camus, 2018, Illustration 24). A cet égard, le bassin de Valréas semble peu affecté par la tectonique pyrénéenne.

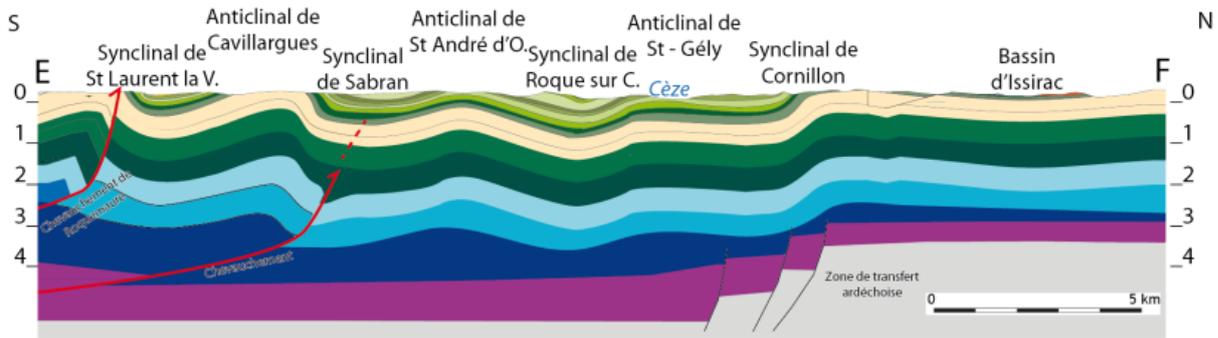


Illustration 24 : coupe Sud-Nord dans le bloc tectonique situé entre la faille des Cévennes et la faille de Nîmes (Sanchis & Séranne, 2000, modifié d'après Chadelle & Camus, 2018). Coupe EF localisée sur l'illustration 23.

La sédimentation s'effectue dans les synclinaux où une sédimentation lacustre se dépose (bassins éocènes d'Alès, d'Issirac et de Saint Chaptès). Plus au nord, et jusque dans le bassin de Valréas, on ne retrouve pas de dépôt daté de l'Eocène, en revanche les grès du Crétacé sont fortement altérés, présentant des faciès de sables rouges et blancs. L'altération de ces grès est supposée d'âge Eocène (Debelmas et al., 2004).

- **Entre la faille Nîmes et la faille Salon-Cavaillon**

Ce bloc tectonique est essentiellement sous recouvrement sédimentaire néogène, laissant peu d'indice en surface de la déformation pyrénéo-provençale. La structuration de cette zone a donc été reconnue par le biais de forages, l'interprétation de lignes sismiques et de données gravimétriques. Les structures pyrénéo-provençales sont ici constituées de chevauchements à vergence nord au niveau du Ventoux (au nord), et des anticlinaux d'Istres et de Mouriès (chevauchement d'Anelier), ainsi que d'un chevauchement à vergence sud pour la structuration nord des Alpilles (Illustration 25). Par restauration de coupes équilibrées, Terrier et al., 2008 et Mollieux et al., 2011, identifie un niveau de décollement dans les marnes du Jurassique qui provoque l'émergence de ces structures. Dans ce bloc, le raccourcissement est largement acquis durant la phase pyrénéenne (seulement 5 % en plus lors de la déformation alpine miocène (Terrier et al., 2008)).

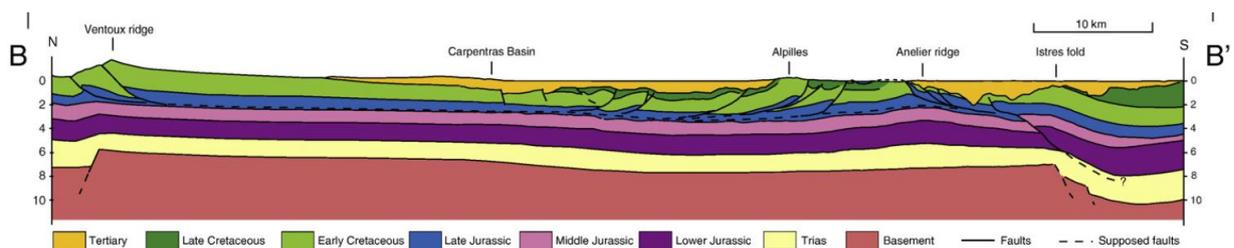


Illustration 25 : coupe Nord-Sud dans le bloc tectonique situé entre la faille de Nîmes et la faille de Salon-Cavaillon (Mollieux et al., 2011). Coupe BB' localisée sur l'illustration 23.

En bordure nord-est du bassin de Carpentras, on retrouve des sédiments datés du Bartonien (Blanc et al., 1975). Cette série débute par une formation détritique comportant une succession de paléosols et de graviers latéritiques remaniant des cuirasses goethitiques crétacées environnantes. Au sommet, elle devient d'abord argileuse puis carbonatée avec des faciès palustres, puis de nouveau détritiques. Ces phases de sédimentation sont probablement contrôlées par la tectonique locale avec des pulses tectoniques (faciès détritique) suivi de phases de quiescence (faciès carbonaté).

Les Alpilles sont le siège d'une sédimentation continentale fluvio-lacustre au cours du Crétacé supérieur, avant d'être particulièrement affectées par les déformations pyrénéo-provençales de la seconde phase de convergence qui intervient au cours du Lutétien et du Bartonien. Cette phase décape les reliefs de cette couverture crétacée et la sédimentation ne s'effectue plus que dans les bassins au nord et au sud de part et d'autre de l'anticlinal, comme en témoigne la sédimentation syn-tectonique du Lutétien et Bartonien (Blanc et al., 1975).

Plus au sud, sous la plaine de la Crau, il est difficile d'identifier les dépôts produits au cours de cet épisode. Les sondages situés à l'aplomb des anticlinaux traversent le Miocène marin avant d'atteindre le Rognacien (Crétacé terminal). Dans les bassins, les profils sismiques interprétés indiquent qu'il est probable que ces dépôts aient été érodés au cours des déformations et érosion ultérieures.

- **Entre la faille de Salon-Cavaillon et la faille de la Durance**

A l'est de la faille de Salon-Cavaillon, le niveau de décollement actif pendant la phase pyrénéo-provençale se situe plus en profondeur qu'à l'ouest (Molliex et al., 2011), sans doute dans les niveaux triasiques. Cette différence résulte de l'héritage tectonique et sédimentaire qui a provoqué des variations de taux de subsidence au sein de la Provence de part et d'autre de la faille de Salon-Cavaillon. Ce bloc tectonique présente plusieurs plis et chevauchements d'axes est-ouest : Luberon, Costes, Trevasse, Fare et Nerthe. Ces structures ont à la fois des géométries de plis de propagation de faille (anticlinal du Grand Luberon) et de pli sur faille (chevauchements de Costes et d'Eguilles), avec une vergence sud et des flancs escarpés. Bien que le décollement majeur se produise dans le Trias (anticlinaux du Grand Luberon), le raccourcissement s'effectue aussi par des décollements dans les marnes du Callovo-Oxfordien et les marnes du Valanginien (Guyonnet-Benaize 2015, Molliex et al., 2011, Illustration 26).

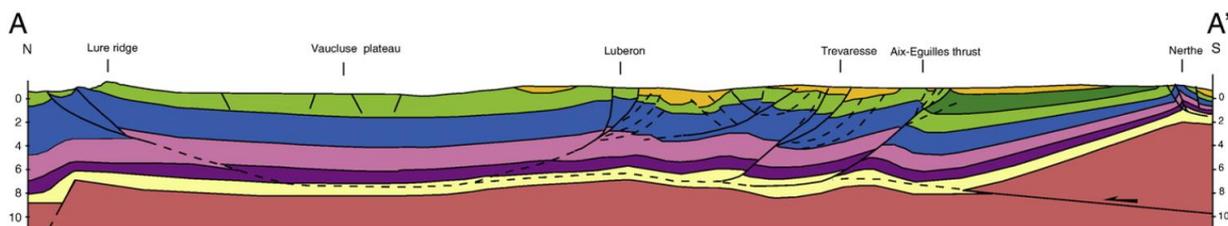


Illustration 26 : Coupe Nord-Sud dans le bloc tectonique situé entre la faille de Salon-Cavaillon et la faille de la Durance (Molliex et al., 2011). Coupe AA' localisée sur l'illustration 23.

Au sein de ce bloc tectonique, trois bassins sédimentaires s'échelonnent du nord au sud; il s'agit respectivement du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier, du bassin de Cucuron et du bassin d'Aix. Ils sont systématiquement encadrés par deux plis pyrénéens d'axe E-O. Le bassin d'Apt se situe entre les massifs du Vaucluse au nord et du Lubéron au sud. Le bassin du Cucuron est encadré par le Lubéron et des chainons de Coste/la Fare, et le bassin d'Aix se retrouve entre ces derniers et le pissement de la Nerthe tout au sud.

Comme pour le bassin de Carpentras, les sédiments contemporains de la phase pyrénéo-provençale correspondent à des faciès continentaux qui traduisent la dynamique de mise en place des reliefs adjacents. Les faciès alternent entre des calcaires lacustres et des faciès plus détritiques allant jusqu'au conglomérat.

L'âge de la base de ces formations syntectoniques n'est pas le même dans ces trois bassins. En effet, dans le bassin d'Aix, la transition marin-continental s'effectue au Santonien, avec l'apparition des faciès lacustres valdoniens (Leleu, 2005); dans le bassin de Cucuron, les premiers dépôts contemporains de cette phases sont ceux du Rognacien (Maastrichtien). Enfin,

dans le bassin d’Apt ils sont attribués au Bartonien. Ce diachronisme montre que la déformation migre vers le nord au cours du temps, en relation avec la mise en place des structures.

- **A l’est de la faille de la Durance.**

On peut distinguer deux entités issues de la tectogenèse pyrénéo-provençale au sein de ce bloc tectonique :

- Une entité au sud du plateau de Valensole, avec un style mixte de tectonique de couverture et de socle relié à l’inversion de structures extensives profondes du Paléozoïque supérieur-Trias et de décollements de la couverture sédimentaire mésozoïque-cénozoïque au-dessus des séries triasiques (Bestani et al., 2015, Illustration 27). Les plis et les chevauchements ont une géométrie de plis sur faille à vergence nord pour la majorité d’entre eux (Vinon-Gréoux duplex, Concors, et Ste Victoire) et sud (anticlinal de Mirabeau-Vautubière, Illustration 28) avec un niveau de décollement dans les couches évaporitiques du Trias (Guyonnet Benaize, 2015; Bestani et al., 2015; 2016).

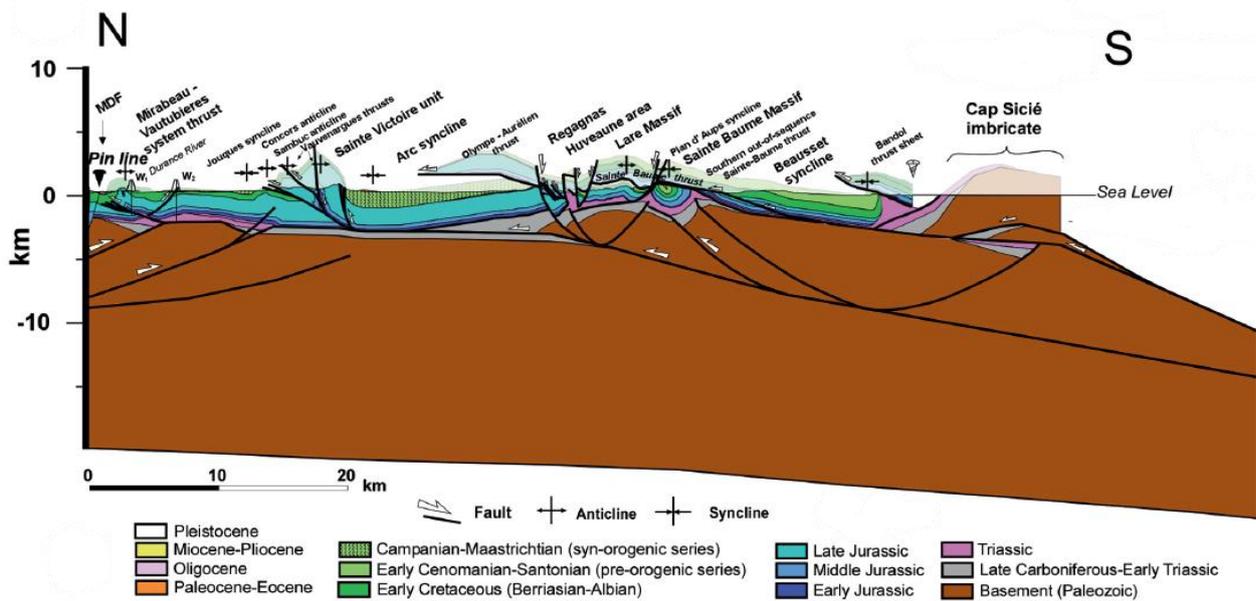


Illustration 27 : coupe Nord-Sud dans le bloc tectonique situé à l'Est de la faille de la Durance (modifié d'après Bestani et al., 2015). Coupe CD localisée sur l'illustration 23.

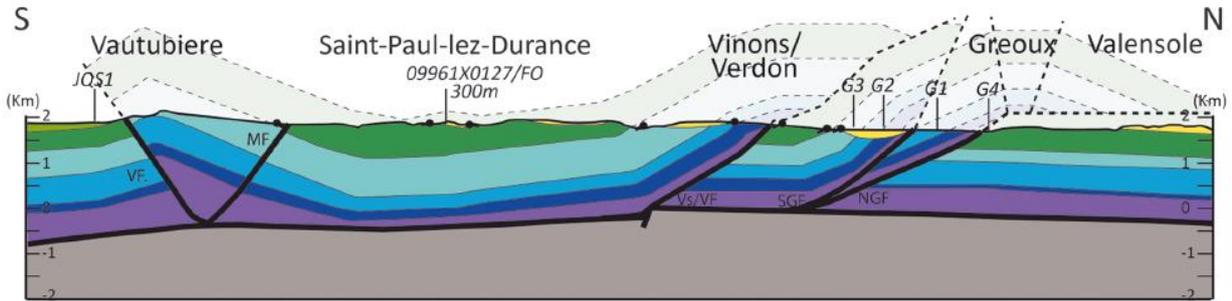
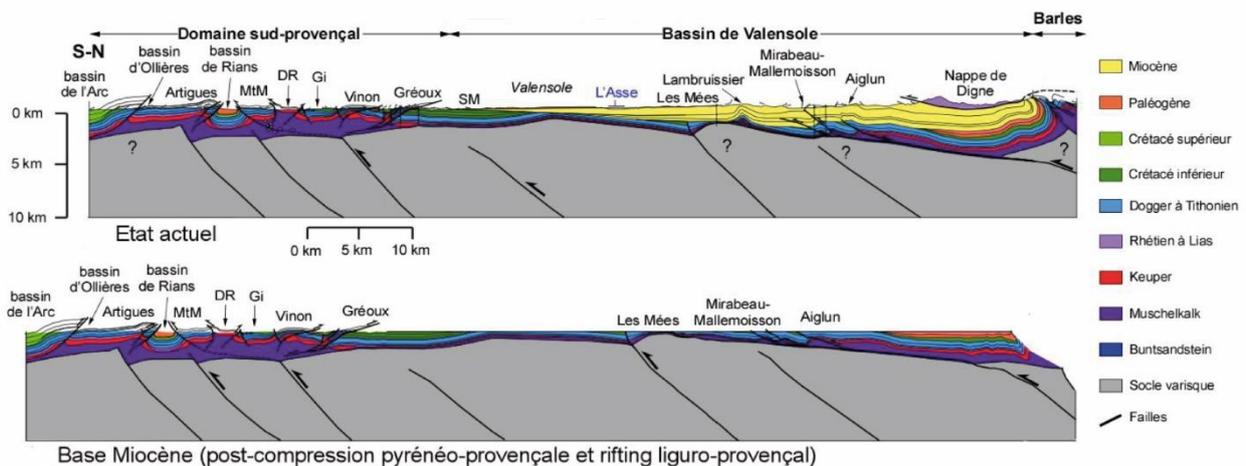


Illustration 28 : coupe sud-nord dans le bloc tectonique situé à l'est de la faille de la Durance (modifié d'après Guyonnet-Belaize et al., 2015). Coupe GH localisée sur l'illustration 23.

- Une entité qui correspond au plateau de Valensole, affectée par quelques structures pyrénéennes scellées sous les séries mio-pliocènes de ce plateau (Illustration 29). En effet, les données de sismique réflexion montrent que les séries d'âge Mio-Pliocène du bassin de Valensole sont discordantes sur ces structures déjà existantes (Dubois et Curnelle, 1978). Des plis de propagation, de par leur géométrie, sembleraient s'être déjà formés lors de la compression pyrénéo-provençale (Dubois et Curnelle, 1978). De même l'anticlinal de socle des Mées serait d'âge pyrénéo-provençal.

De part et d'autre de la structure de Gréoux, la partie nord (bassin de Valensole) apparaît nettement moins affectée par la déformation que la partie méridionale (Illustration 29). Cette différence est liée à l'héritage sédimentaire et structural de cette zone depuis l'Hercynien, avec le rejeu des failles de socle qui ont accommodé une épaisseur et une sédimentation différentielle au Mésozoïque. Le seuil durancien qui s'installe au Jurassique, devenu le haut structural du bassin de Valensole aujourd'hui, joue donc un rôle majeur dans la propagation et le style des déformations qui l'affectent.



Base Miocène (post-compression pyrénéo-provençale et rifting liguro-provençal)

Illustration 29 : en haut : coupe sud-nord dans le bloc tectonique situé à l'est de la faille de la Durance (modifié d'après Balansa, 2018). Coupe IJ localisée sur l'illustration 23. En bas, la même coupe restaurée des déformations post-pyrénéennes en bas (modifié d'après Balansa, 2018).

Le plateau de Valensole ne conserve aucun dépôt reconnu à ce jour issu de la phase pyrénéo-provençale. Vers l'est, dans le département du Var, les dépôts qui dans le reste de la Provence s'étaient déposés dans des synclinaux d'axe ouest, sont ici conservés dans des petits fossés

tectoniques orientés sensiblement nord-sud. Cette rotation est provoquée par les déformations ultérieures dues à la compression alpine miocène.

C'est au sud, notamment dans le secteur de Rians et dans la partie est du synclinal de l'Arc (bassin d'Aix-Gardanne) au niveau du plateau de Cengle que les dépôts syntectoniques pyrénéo-provençaux ont été conservés. Le bassin de Rians se comporte en mini-bassin intra-montagneux et est rempli de matériel du Crétacé supérieur et du Paléogène, décrit par Philip et al (2017). On retrouve des sédiments éocènes syn-tectoniques sous le chevauchement de Vinon. Dans le bassin de l'Arc, la sédimentation du Crétacé supérieur évolue du marin au continental du Santonien (Fuvélien) au Campagnien (Valdonien) avec la mise en place d'une sédimentation fluviolacustre en lien avec l'émergence des reliefs est-ouest qui contournent le bassin (Corroy et al., 1964 ; Guieu 1967). Soumis à érosion, ces reliefs sont à l'origine de dépôts de conglomérats au nord et au sud du bassin. Cette structuration débute par une phase de plissements d'âge fini-Crétacé-Paléocène (Corroy et al., 1964) et se termine par une phase majeure de compression à l'Eocène (Lutétienne ou Barthonienne) menant à la formation des chevauchements de la Saint Victoire et de l'Aurélien.

c) Le rifting Oligo-Aquitainien

Une nouvelle inversion tectonique a lieu à la fin de l'Eocène, en raison du rifting Ouest-Européen sous un régime extensif d'axe NO-SE (Bergerat, 1987; Le Pichon et al., 1988; Hippolyte et al., 1991). À partir de la fin de l'Eocène et jusqu'au Miocène, l'extension se développe en raison de l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal et de la rotation du bloc Corso-Sarde (Réhault et al., 1984; Gattacceca, 2001; Gattacceca et al., 2007), provoquant l'effondrement et l'amincissement crustal de la chaîne pyrénéenne au niveau de la future marge du Golfe du Lion. Plusieurs phases extensives majeures sont enregistrées (Illustration 30) :

- Au Priabonien, un changement des contraintes entraîne une extension E-O qui initie des bassins de rift intracontinentaux, à l'image du fossé Rhénan et de la Bresse pour les principaux. Dans le bassin du Sud-Est, ce changement de contraintes provoque la réactivation des failles en décrochement à l'origine de la formation de bassins en pull-apart (en vert, Illustration 30) le long des failles principales ;
- Au Rupélien, la subduction de la lithosphère océanique "alpine" sous la marge sud européenne entraîne une extension NO-SE ainsi que la fin de la tectonique pyrénéo-provençale et l'apparition du volcanisme en Sardaigne et dans le sud de la Provence (Arthaud et Séguret, 1981 ; Choukroune et al., 1990 ; Seranne et al., 1995 ; Vergés et al., 2002 ; Jolivet et al., 2006) ;
- A l'Aquitainien, un rifting arrière-arc se forme dans le domaine liguro-provençal. La Corse et la Sardaigne enregistrent une phase extensive tandis qu'une croûte océanique se met en place dans le bassin liguro-provençal (Cherchi et Montadert, 1982; Geel, 1995; Jolivet et al., 1998 ; Illustration 30).

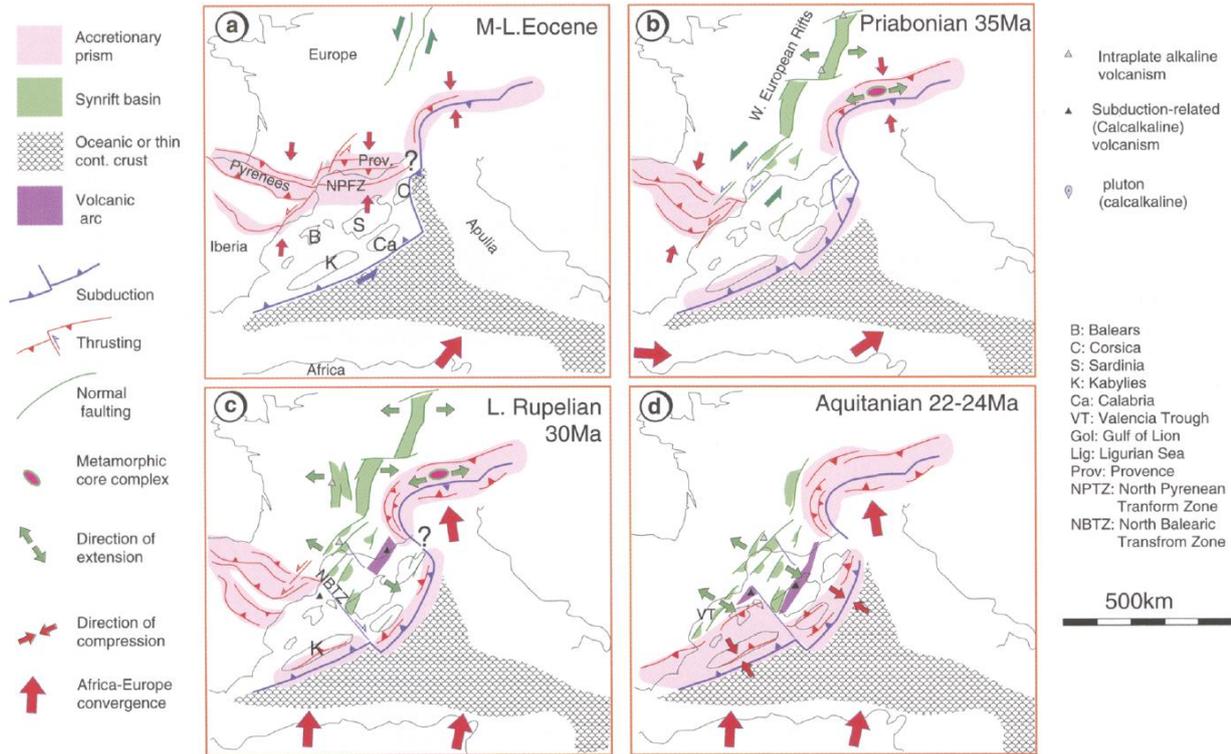


Illustration 30 : évolution géodynamique schématique de la partie NO méditerranéenne, à différent stade : a) Eocène, b) Priabonien, c) Rupélien et d) Aquitanien (modifié d'après Séranne, 1999).

Cette extension conduit à terre à la formation de fossés, tels que le bassin d'Alès, les bassins de Camargue (graben de Vistrenque et graben de Vaccarès), le bassin de Manosque-Forcalquier ou de Marseille (Illustration 31).

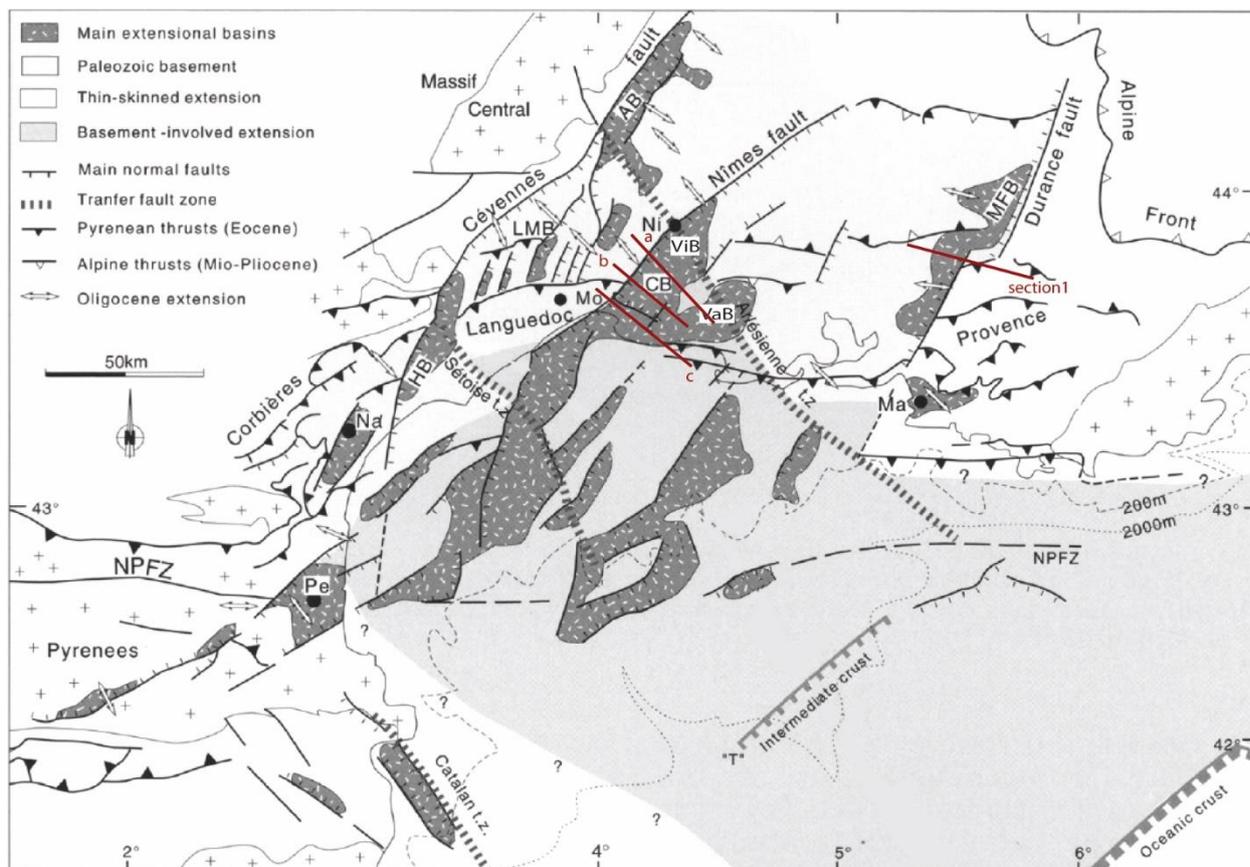


Illustration 31 : carte structurale de la marge du Golfe du Lion, localisant les principaux accidents tectoniques et bassins oligo-aquitaniens synrifts associés (modifié d'après Séranne, 1999). Localisation des coupes des différents auteurs présentées dans le texte : coupes a, b, c (Benedicto, 1996) en Illustration 26 et coupe « section 1 » (Guyonnet-Benaize et al., 2015) en Illustration 33. Villes : Ma, Marseille; Ni, Nîmes; Mo, Montpellier; Na, Narbonne; Pe, Perpignan. Structures : NPFZ : Faille nord pyrénéenne ; CB : bassins camarguais ; ViB : bassin de Vistrenque ; VaB : bassin de Vaccarès ; MFB : bassin de Manosque-Forcalquier ; HB : bassin de l'Hérault ; AB : bassins d'Alès ; LMB : bassin des Matelles.

Les sédiments oligocènes à faciès continentaux associés à cette phase de rifting ont été principalement reconnus à terre. Ils sont présents dans tous les fossés et discordants sur tous les dépôts antérieurs. Les sédiments aquitaniens marins sont eux surtout localisés dans les bassins camarguais. Les sédiments synrifts sont reconnaissables sur les profils sismiques de par leur géométrie en éventail en relation avec la faille active. Leurs épaisseurs sont très variables d'un fossé à l'autre : plus de 800 m dans le bassin de Marseille, plus de 1 000 m dans les bassins d'Alès et de Manosque-Forcalquier, et plus de 4 000 m de dépôts oligo-aquitaniens dans le grabben de Vistrenque (Bergerat, 1987; Hippolyte et al., 1993; Benedicto, 1996; Sanchis et Séranne, 2000; Guyonnet-Benaize et al., 2015, Illustration 32).

L'héritage structural est prédominant. Les failles majeures accommodant l'extension correspondent aux grandes failles décrochantes (Cévènnès, Nîmes, Durance) qui ont accommodé la déformation de part et d'autre de leurs tracés. Ces failles sont réactivées en failles normales listriques qui s'enracinent pour la majorité d'entre elles dans le Trias (Illustration 33).

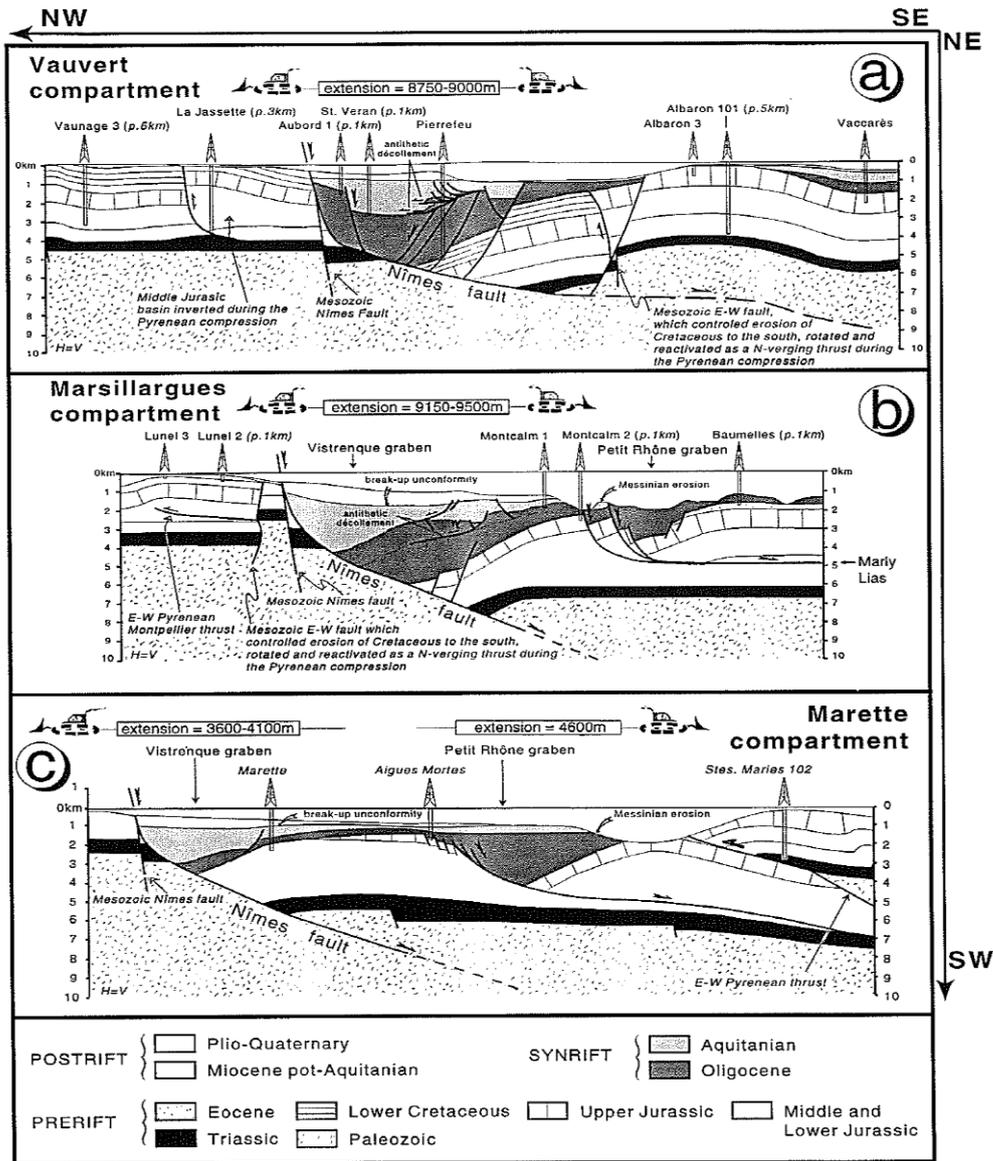


Illustration 32 : coupes à travers les bassins Camargais de Vistrenque et Vaccarès (Benedicto, 1996). Coupes localisées sur l'illustration 31.

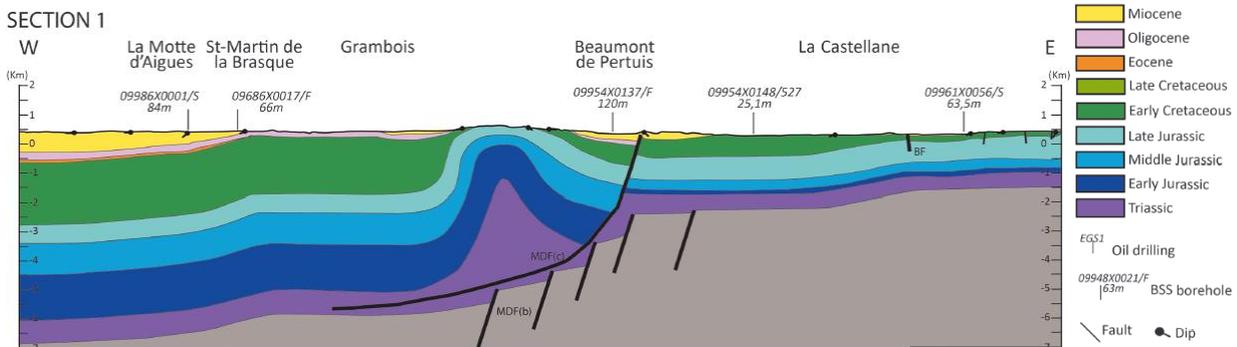


Illustration 33 : Coupe OE traversant la faille normale de la Durance (Guyonnet-Belaize, 2015). Coupes localisées sur l'illustration 31.

A l'est de la faille de la Durance, dans le Var, le rifting liguro-provençal est marqué par l'ouverture de bassins à remplissage majoritairement conglomératique à l'Oligocène (Bassins de Giger, Bourdas, La Combe (Angelier, 1971 ; Philip et al, 2017). Dans l'aire de Barjols la disposition des bassins est liée au fonctionnement diapirique durant le rifting, lors duquel les dépôts oligocènes se déposent en discordance dans des grabens NNO-SSE. Les bassins de Quinson et de Bauduen, de même orientation, sont sans doute synchrones mais n'ont pas conservé l'enregistrement sédimentaire oligocène.

Durant l'Oligocène inférieur, le remplissage des bassins de la Méditerranée Nord-Occidentale est caractérisé par une sédimentation continentale et/ou littorale. Les incursions marines sont très réduites et l'extension de la mer est incertaine, pouvant soit provenir du nord (rift ouest européen ou bassin molassique ouest alpin) pour les bassins de Manosque et d'Aix (Sissingh 2001, 2006), soit du sud pour le bassin de Marseille, en communication avec un canal sardo-ibérien (Nury et Shreiber, 1997 ; Sissingh, 2006).

d) Les transgressions miocènes et la tectogenèse alpine

Au Burdigalien, une large part de l'océan liguro-provençal est ouverte (Séranne, 1999 ; Jolivet et al., 2006), le bloc corso-sarde subit une rotation importante (Gattaccecca, 2007) et la Paratéthys est connectée par les Alpes à la Méditerranée (Illustration 34). Une subsidence thermique liée au refroidissement de la lithosphère (Caline, 1983 ; Gorini 1993) accompagnée d'une remontée globale du niveau marin provoque une série de transgressions marines venant du sud, à partir de l'Aquitainien puis au Burdigalien jusqu'au Tortonien (Monleau et al., 1988; Oudet, 2008; Oudet et al., 2010; Besson, 2005).

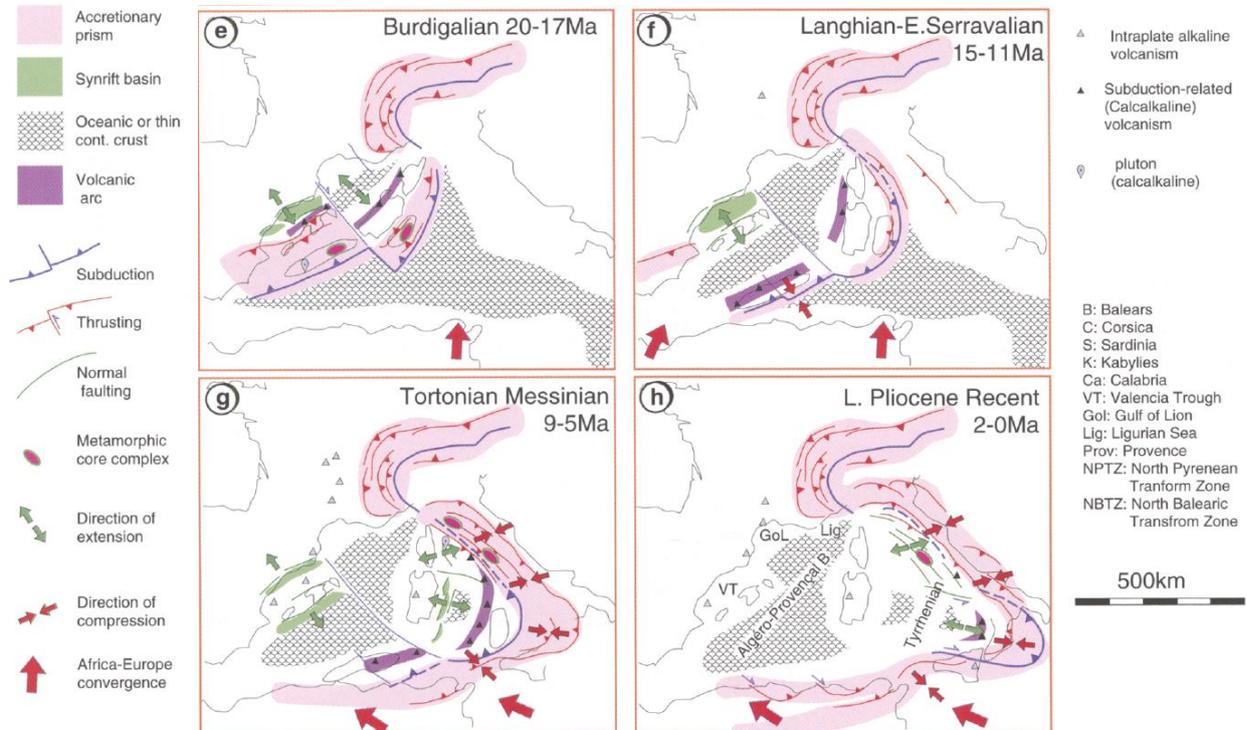


Illustration 34 : évolution géodynamique schématique de la partie N-O méditerranéenne, à différent stade : e) Burdigalien, f) Langhien-Serravalien, g) Tortonien-Messinien, h) Pliocène (modifié d'après Séranne, 1999).

A la fin du Burdigalien-Langhien, le très fort ralentissement puis l'arrêt de la rotation du bloc corso-sarde et de l'accrétion océanique associée marquent la fin des phénomènes extensifs au sein du bassin liguro-provençal (Bartole, 1995; Jolivet et al., 1998, 2006; Mauffret et al.; 1999 Séranne, 1999, Illustration 34). Simultanément, la tectonique alpine d'avant-pays affecte la partie nord du bassin sud-provençal (Laurent et al., 2000), au cours du Néogène (14-9 Ma).

Cet épisode structural réactive les plis et chevauchement pyrénéens préexistants à partir du Langhien (Villegier et Andrieux, 1987; Blès et Gros, 1991) avec un paroxysme au Tortonien (Clauzon, 1984; Clauzon et al., 2011). La plupart des structures pyrénéennes réactivées en Provence sont les chevauchements à vergence sud (Alpilles, Costes, Tevaresse, Mirabeau-Vautubière) appartenant à un ensemble délimité par les faille de Nîmes à l'ouest, le mont Ventoux au nord et la faille de la Durance à l'est (Champion et al, 2000 ; Lemoine et al, 2000 ; Bestani et al, 2016) (Illustration 35).

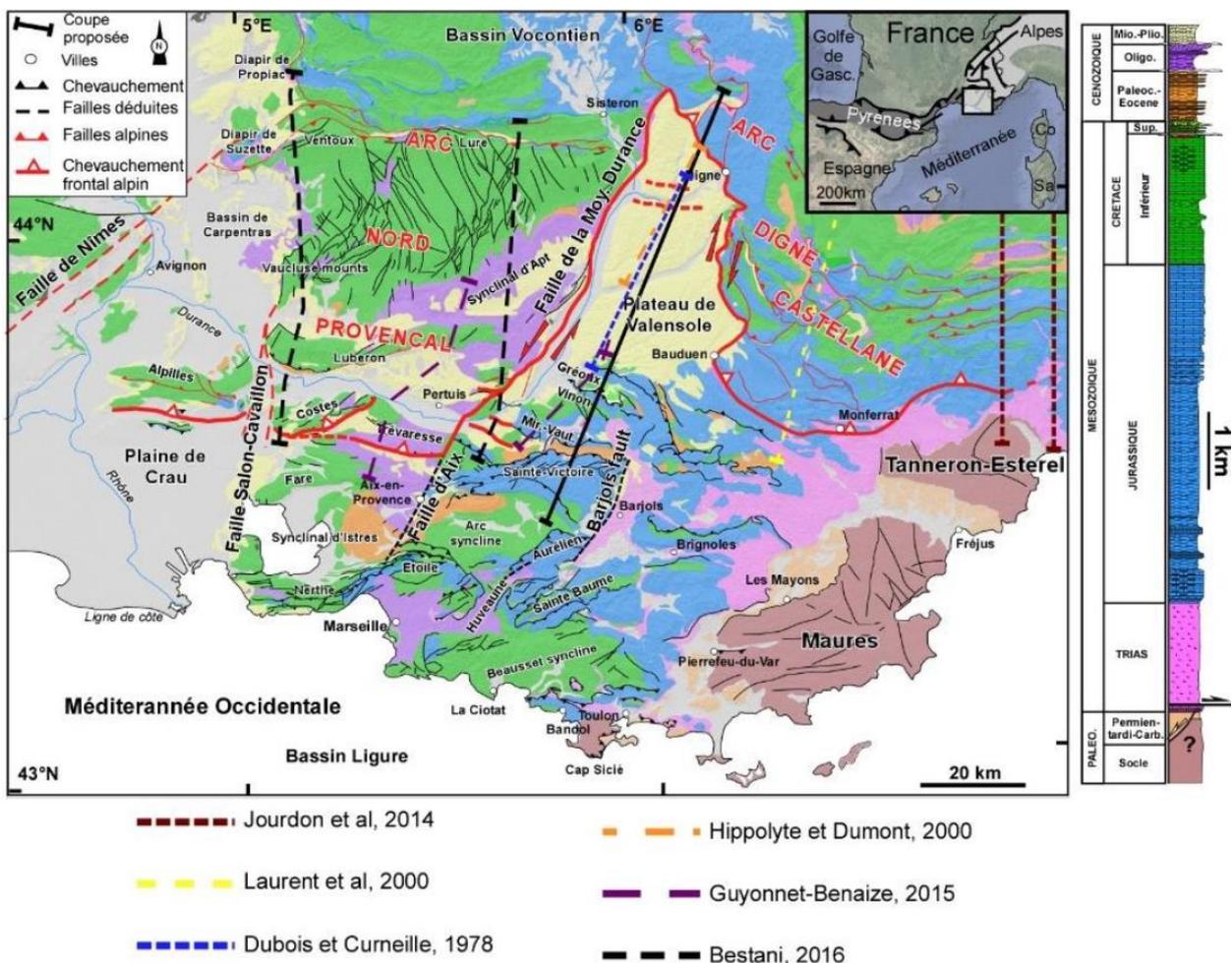


Illustration 35 : carte géologique présentant les structures réactivées au cours de l'orogénèse alpine en rouge (Balensa, 2018). Différents traits de coupe de référence avec les auteurs associés sont

représentés. La coupe en Illustration 29 correspond à la coupe traversant le plateau de Valensole en trait plein (Balensa, 2018).

Le front orogénique des Alpes du Sud s'est propagé vers le SSE sur un substratum très hétérogène (Garibaldi et al, 2010). Le front des déformations alpines est composé de deux arcs chevauchants majeurs déplacés vers le sud et détachés sur les évaporites du Trias : l'arc Nord Provençal à l'ouest (Villegier et Andrieux, 1987) et l'arc de Digne-Castellane à l'est (Laurent et al, 2000) qui interfèrent avec le haut structural du bassin de Valensole (Illustration 35), peu déformé à l'exception de quelques failles de socle (Hippolyte et Dumont, 2000). Cette variation latérale dans la géométrie des chevauchements est accommodée par des systèmes en décrochement orientés NNE-SSO tels que le système de failles de la moyenne Durance (Guignard et al, 2005; Cushing et al, 2008; Guyonnet-Benaize et al, 2015).

Les transgressions marines miocènes conduisent en Provence au dépôt de calcaires coralliens et coquilliers (Monleau et al., 1988; Oudet, 2008; Oudet et al., 2010; Besson, 2005). Concernant les formations miocènes dites « molassiques » situées sur le plateau de Valensole, leur épaisseur peut atteindre 3 000 m dans le secteur de Digne (nord-est de la zone d'étude), dont 2 000 m d'épaisseur concernant uniquement les formations marines. Elles reposent sur un paléorelief mésozoïque structuré, souligné par une discordance très nette dénudée de sédimentation tertiaire anté-aquitaine indiquant que cette discordance est l'expression de la position en horst du bassin de Digne-Valensole lors de la phase extensive oligocène (Gigot et al., 1975). Cette discordance recoupe les structures plicatives pyrénéennes qui seront réactivées par la déformation alpine fini-Miocène (Haccard et al., 1989). Ces molasses sont constituées d'alternance de dépôts marins et continentaux et sont recouvertes par la formation des conglomérats de Valensole qui compose aujourd'hui la grande majorité de la surface affleurante du bassin de Valensole. Cette sédimentation traduit la formation et le comblement d'un bassin d'avant chaîne dont la charge détritique provient de l'érosion des Alpes. Au Langhien, l'arrivée des conglomérats de Valensole responsables du remplissage final est largement diachrone (de 5 Ma) sur l'ensemble du bassin (Clauzon et al., 1989).

La sédimentation est interrompue par des incisions fluviales, ennoyées par la mer puis comblées par des dépôts marins marginaux-littoraux (Besson, 2005). Ces systèmes de vallées incisées du cycle Miocène se regroupent désormais en trois complexes composites indépendants, respectivement du Miocène inférieur, moyen et supérieur (Illustration 36).

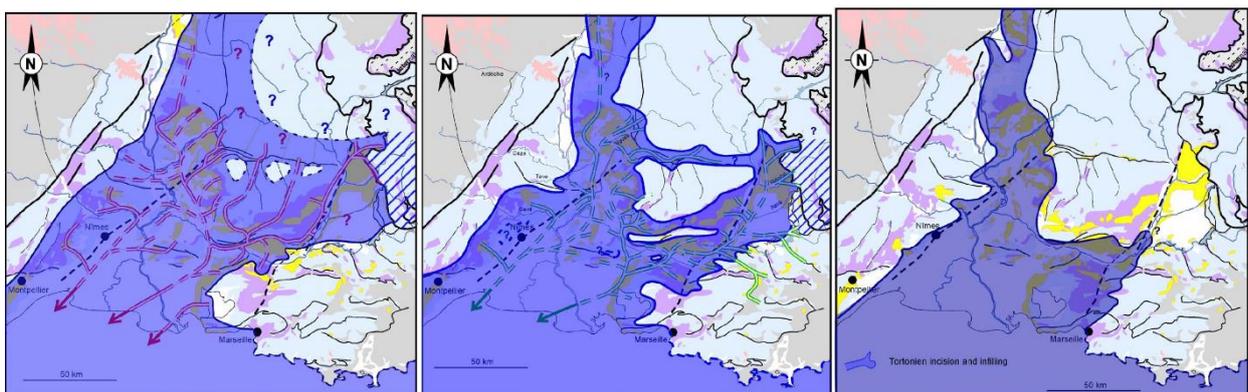


Illustration 36 : cartes présentant le réseau de vallées incisées ennoyées par les transgressions marines postérieures au Miocène (Besson, 2005) : A) Réseau de vallées incisées aquitano-burdigaliennes et extension maximale de la mer burdigalienne, B) Réseau de vallées incisées du Burdigalien supérieur et

extension maximale de la mer langhienne et serravallienne, C) Extension maximale de la mer tortonienne.

Tout au long du Miocène, le remplissage des vallées puis des bassins succédant à leur comblement est syntectonique. Ces différents réseaux de vallées incisées sont soit superposés, soit déboîtés. Leur superposition souligne la pérennité du contrôle tectonique. Le premier réseau de vallées incisées aquitano-burdigaliennes est sécant aux plis de la phase pyrénéo-provençale, soulignant l'aplanissement de ces structures, l'absence de barrières morphologiques et leur réactivation postérieure. Cependant, le déboîtement entre les différentes vallées incisées est la conséquence de l'activation des plis et des chevauchements alpins provoquant la migration non seulement des dépôts-centres, mais également des réseaux successifs de vallées incisées dont cette déformation amplifie le creusement (Illustration 37). Trois phases de déformation marquées par des mouvements de surrection sont identifiées, hors crise messinienne (Illustration 37). Ces mouvements verticaux sont à relier aux étapes majeures de la déformation de ce bassin d'avant-pays alpin.

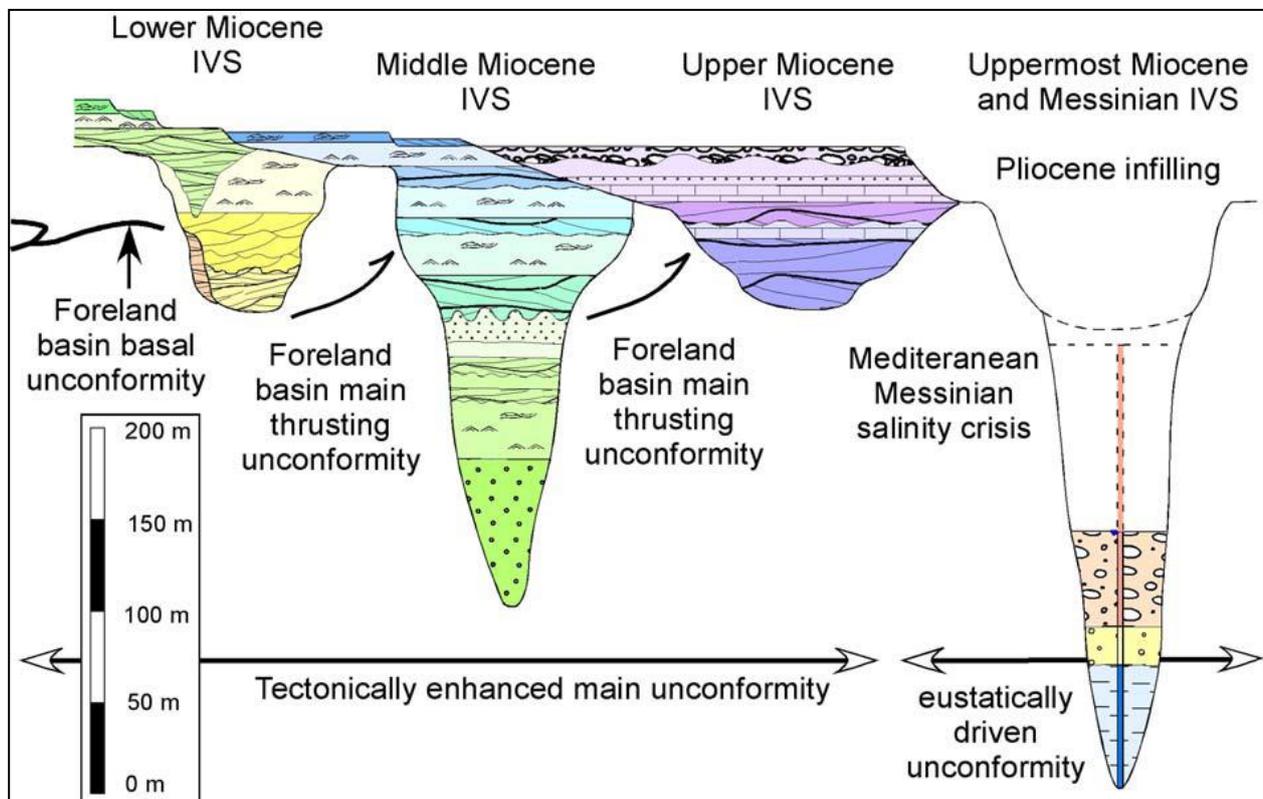


Illustration 37 : les systèmes de vallées incisées du Néogène en relation avec les principaux stades d'évolution du bassin d'avant-pays du Sud-Est de la France (Besson, 2005).

Lors de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne et de l'arrêt de production de la croûte océanique dans le golfe du Lion (Séranne, 1999), le pourtour méditerranéen est soumis à un uplift brutal entre le Tortonien inférieur et le Tortonien supérieur. A cette époque, le sillon rhodanien passe d'une sédimentation marine à une sédimentation continentale dans le bassin de Valréas et dans la vallée de la Durance; les vallées incisées du Burdigalien sont portées en altitude de plusieurs centaines de mètres sur le plateau de Vaucluse (Besson et al., 2005). Dans la région toulonnaise, le Massif cristallin méridional est en train de disparaître et le soulèvement de l'ensemble des massifs autour de l'unité du Beausset est attesté par le remplissage marin daté du Langhien-Serravalien du Douard (Philip et al., 1975) porté à une altitude de 235 m.

e) La crise de salinité messinienne

La région méditerranéenne a été le siège de bouleversements géographiques de grande ampleur en relation avec la crise de salinité messinienne et la baisse brutale et drastique du niveau marin entre 5,6 et 5,32 Ma. Bien que ses modalités soient encore discutées, l'origine admise pour expliquer cette crise majeure implique la formation d'un seuil entre l'Atlantique et la Méditerranée. Avant la crise de salinité, le corridor Rifain et le détroit Bétique assuraient la communication entre l'océan Atlantique et le bassin Méditerranéen (Illustration 38). Cette fermeture est causée par le mouvement convergent des plaques africaine et européenne. La Méditerranée se retrouve alors dans la configuration d'un bassin endoréique soumis à un climat subaride (Suc & Bessais, 1990), et soumis à un bilan hydrique négatif, provoquant une chute du niveau de marin de plus de 1 500 m (Hsü et al., 1973; Ryan, 1976; Clauzon, 1982).

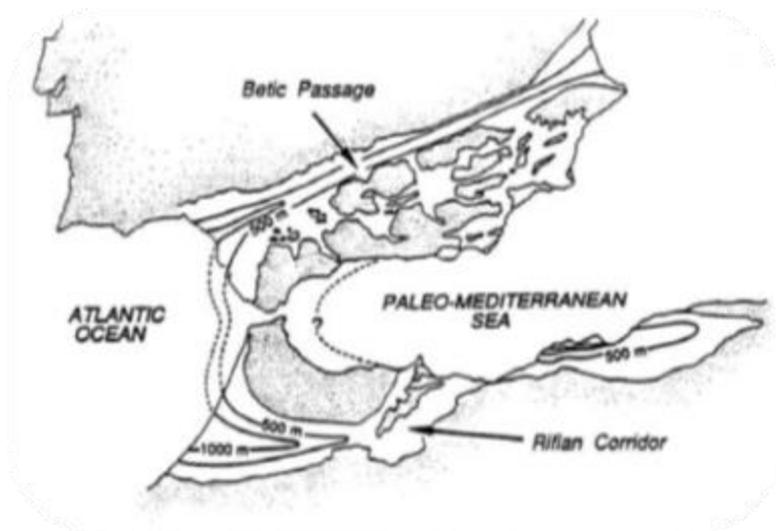


Illustration 38 : physiographie de l'arc bético-rifain avant la Crise de Salinité Messinienne (Lofi, 2002 d'après Benson et al., 1991). Au Tortonien, le Corridor Rifain et le Déroit Bétique assuraient la communication entre l'Océan Atlantique et le bassin Méditerranéen.

Durant cet assèchement, plusieurs caractéristiques propres à cette crise sont à noter et constituent la définition du "Dessicated deep basin model" (Hsü, et al., 1973). Une épaisse couche d'évaporite se développe au sein du bassin, ce qui suppose la présence d'une faible tranche d'eau. Cette couche d'évaporite peut atteindre plus d'1 km d'épaisseur (Montadet et al., 1970 ; Hsü et al., 1973) et passe latéralement, sur les bordures du bassin, à des corps sédimentaires détritiques issus de l'érosion des marges (Rizzini et al., 1978 ; Savoye & Piper, 1991 ; Lofi et al., 2005 ; Maillard et al., 2006). A terre, il faut distinguer deux domaines dont les réponses à l'érosion sont différentes : les domaines non carbonatés et les carbonatés.

Les premiers sont constitués de sédiments détritiques non carbonatés. Ils sont affectés par un processus d'érosion fluviale très important avec le creusement de profonds canyons (Clauzon 1973, 1978, 1982), qui signe le niveau de base messinien, et qu'on appelle la surface d'érosion messinienne (Ryan et Cita, 1978). Cette surface d'érosion messinienne (MES) a été identifiée en mer (Illustration 39) sur profils sismiques et par forages (Gorini, 1993 ; Gorini et al., 2005 ; Guennoc et al., 2000 ; Lofi, 2002 ; Lofi et al., 2003, 2005 ; Oudet, 2008 ; Bache, 2008 ; Bache et al., 2009, 2011). A terre, cette surface peut être aussi identifiée (Illustration 40) à l'affleurement, ainsi que sur profils sismiques et forages (Clauzon, 1973, 1978 ; Fuchey et al, 2001; Molliex, 2009; Roure et al., 2009).

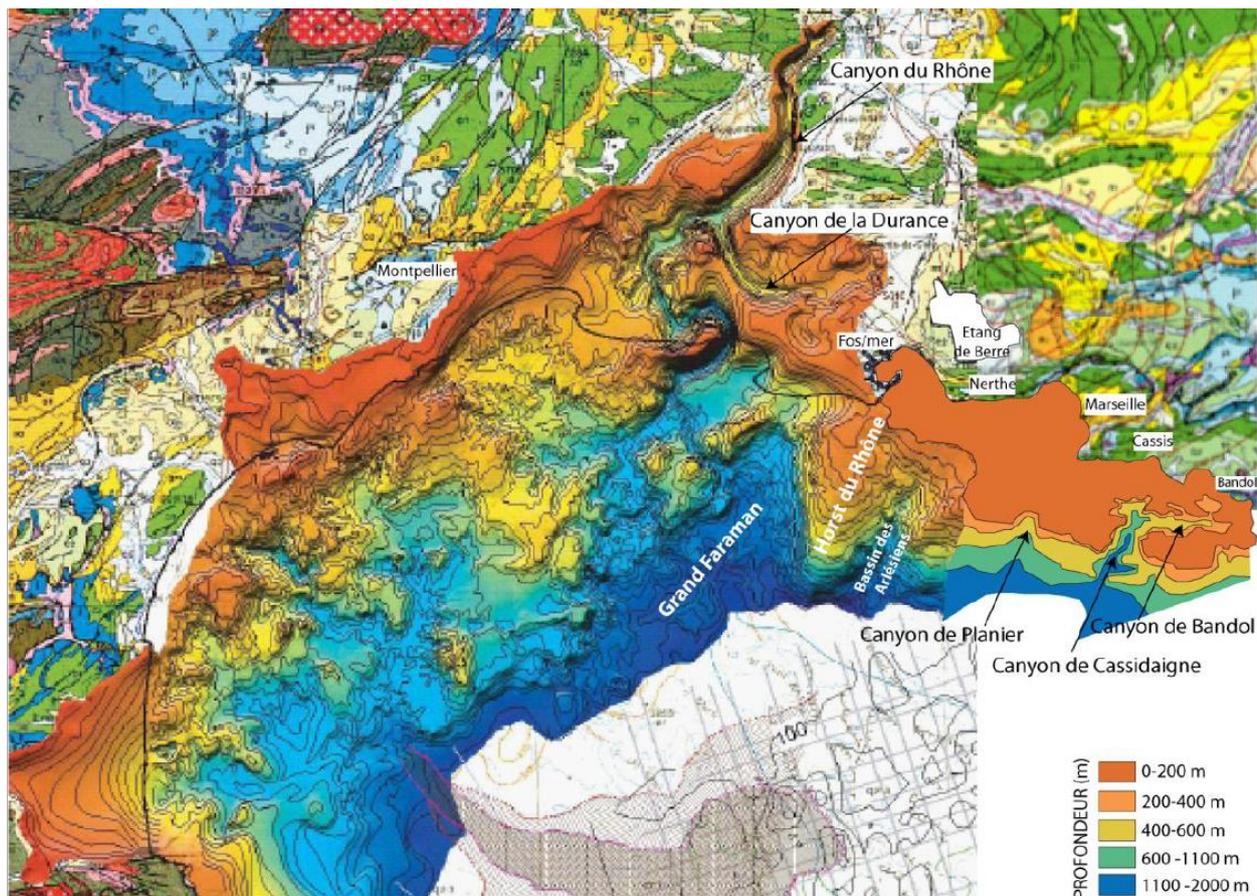


Illustration 39 : Carte paléogéographique de la Marge de Golfe du Lion (Guennoc et al., 2006) complétée à l'est par les travaux de thèse de Tassy, 2012.

Au sein des domaines carbonatés, la continuité de la MES pose problème car l'érosion fluviale est remplacée par des processus de dissolution. La karstification s'enfonce profondément dans les massifs carbonatés (Audra et al., 2004; Mocochain et al., 2006; Mocochain et al., 2009; Martini, 2005). De nombreux réseaux karstiques profonds ont été découverts par spéléo-plongée, se développant jusqu'à plus de 250 m sous le niveau de base actuel.

f) Du Pliocène à l'actuel

La remise en eau de la Méditerranée au Pliocène (Bache et al., 2011) marque la fin de la crise messinienne. Elle est provoquée par un déversement de l'Atlantique dans la Méditerranée à travers le seuil de Gibraltar, extrêmement rapide selon certains auteurs (Blanc, 2002 ; Loget et al., 2005), ou en deux phases, lentes puis très rapide selon Bache et al. (2011). Les canyons messiniens se retrouvent submergés et forment des rias (Illustration 41). Les cours d'eau, refoulés par la transgression, entament une reconquête de leur domaine en colmatant les rias par la progradation des Gilbert deltas (Clauzon, 1982 ; Clauzon et al., 1995).

Ce remplissage comble ces rias puis déborde et recouvre la surface d'abandon messinienne. Cet épisode a entraîné des modifications importantes du paysage avec la formation de surfaces repères pour la plupart synchrones (Clauzon et al., 1987). Ces surfaces, facilement identifiables dans le paysage moderne, sont des marqueurs topographiques valides pour estimer la déformation récente (post-Miocène) en Provence (Champion et al., 2000) et dans la vallée du Rhône (Mocochain et al., 2006).

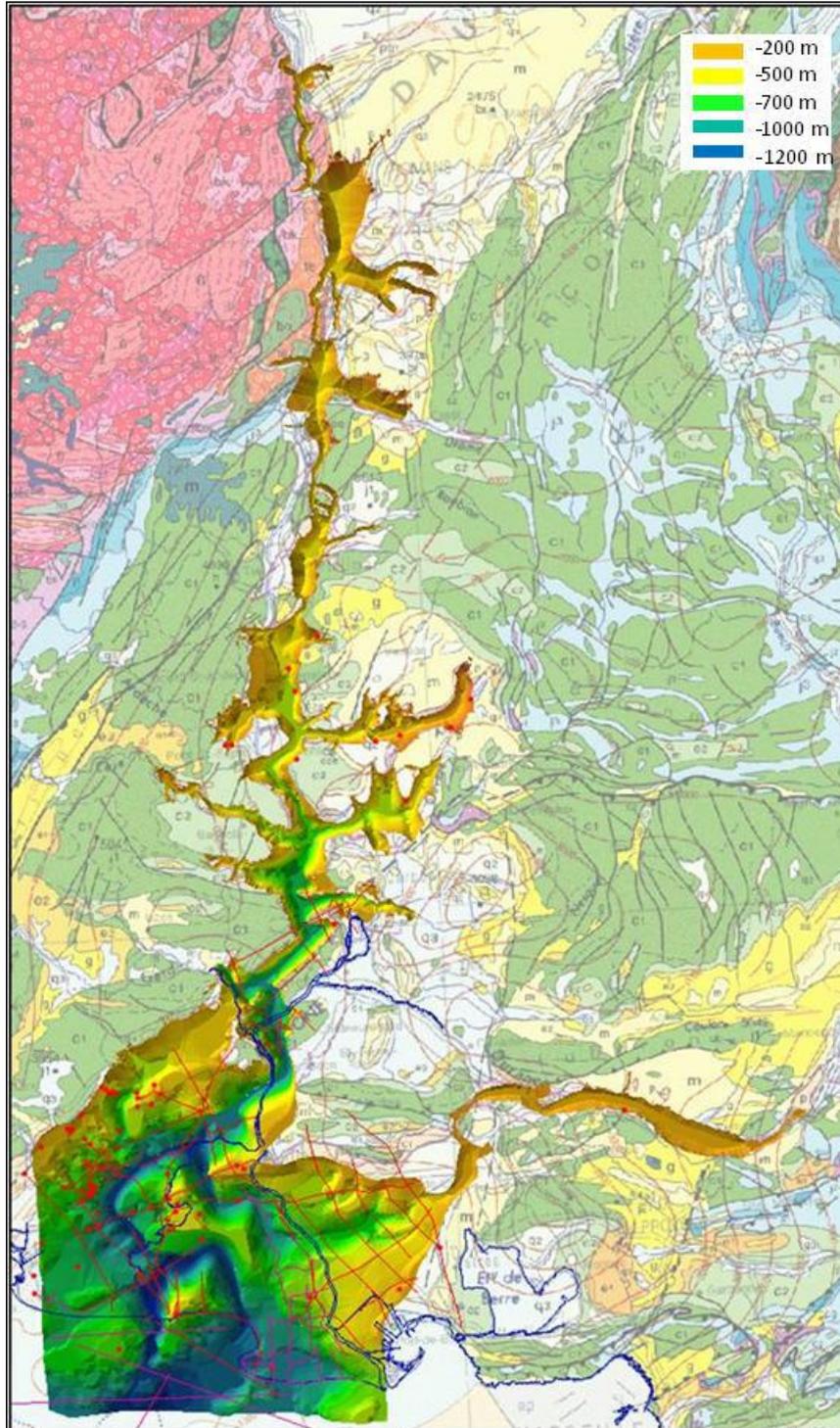


Illustration 40 : modèle numérique de la surface d'incision messinienne des canyons du Rhône et de la Durance à partir des données de surface et de subsurface : sismique (lignes rouges) et forages (points rouges) (Roure et al., 2009)

Au Pliocène jusqu'au Pléistocène, la phase tectonique compressive continue selon une direction de raccourcissement E-O et la formation de petits plis coniques d'axes N-S. Le comblement de la vallée du Rhône se poursuit, ainsi que le dépôt et le plissement syn-sédimentaire des conglomérats de Valensole (unité II ; l'unité I s'étant déposée avant la crise messinienne).

Au Quaternaire, les dynamiques de dépôts, transport et d'érosion sont contrôlées par les variations glacio-eustatiques. On distingue dans les premières nappes alluviales, une nappe rhodanienne longeant la faille de Nîmes et une nappe durancienne qui passant au sud des Alpilles pour se retrouver au droit de Vauvert. Ces nappes de très haut niveaux vont ensuite migrer progressivement vers le sud-est jusqu'à l'emplacement approximatif de la vallée actuelle du Rhône (Monjuvent et al., 1984). Cette migration semble d'origine tectonique, puisque cette paléo-surface semble avoir subi des déformations (Blanc, 1995). Les terrasses de ces cours d'eau s'emboîtent les unes dans les autres au cours des variations glacio-eustatiques du Quaternaire. La déformation des paléo-surfaces et des dépôts quaternaires est liée à une néotectonique encore active. Pour Rangin et al. (2010), la géodynamique provençale récente est interprétée comme résultant d'un effondrement gravitaire régional induit par l'extrusion des Alpes occidentales depuis le Miocène. Cet effondrement se ferait par l'intermédiaire d'un décollement au niveau des évaporites du Trias.

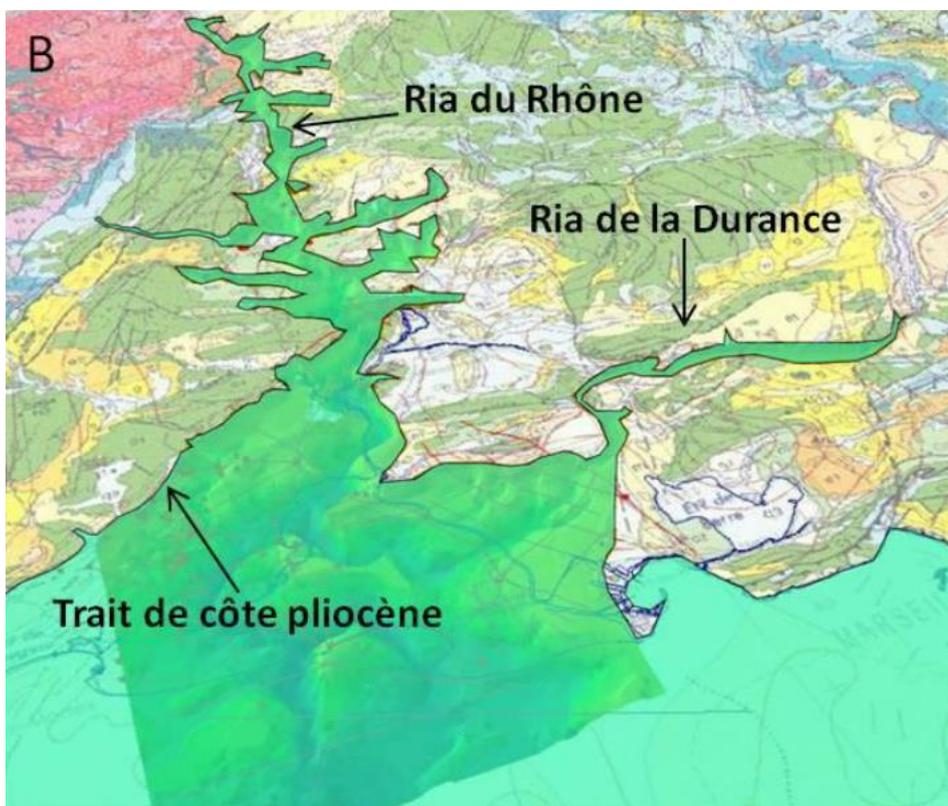


Illustration 41 : Ria pliocène du Rhône et de ses affluents après la remise en eau complète de la Méditerranée (Tassy, 2012 modifié d'après Roure et al., 2009 et Mocochain, 2007).

3. Découpage des domaines géologiques « homogènes »

Le but de ce chapitre est de découper la zone d'étude en compartiments ou domaines géologiques « homogènes » sur la base de considérations sédimentaires et structurales ; cela permettra de décliner dans chacun de ces domaines une histoire de la karstification relativement similaire et applicable à son ensemble. Au sein de ces domaines géologiques, une attention particulière sera portée aux secteurs d'intérêt hydrogéologique.

A l'issue de la synthèse bibliographique, plusieurs compartiments peuvent être identifiés sur des critères sédimentologiques.

Concernant la paléogéographie jurassique, quatre domaines répartis d'ouest en est, limités par les failles de Nîmes et de la Durance peuvent être identifiés (Illustration 42) :

- un sous bassin Languedocien ;
- un sous-bassin Dauphinois ;
- un sous-bassin Provençal ;
- le seuil Durancien.

Ces compartiments, déjà identifiés par Léonide et al., 2007 (Illustration 5), illustrent le contrôle structural sur la sédimentation et sur la répartition des faciès au sein du bassin du Sud-Est.

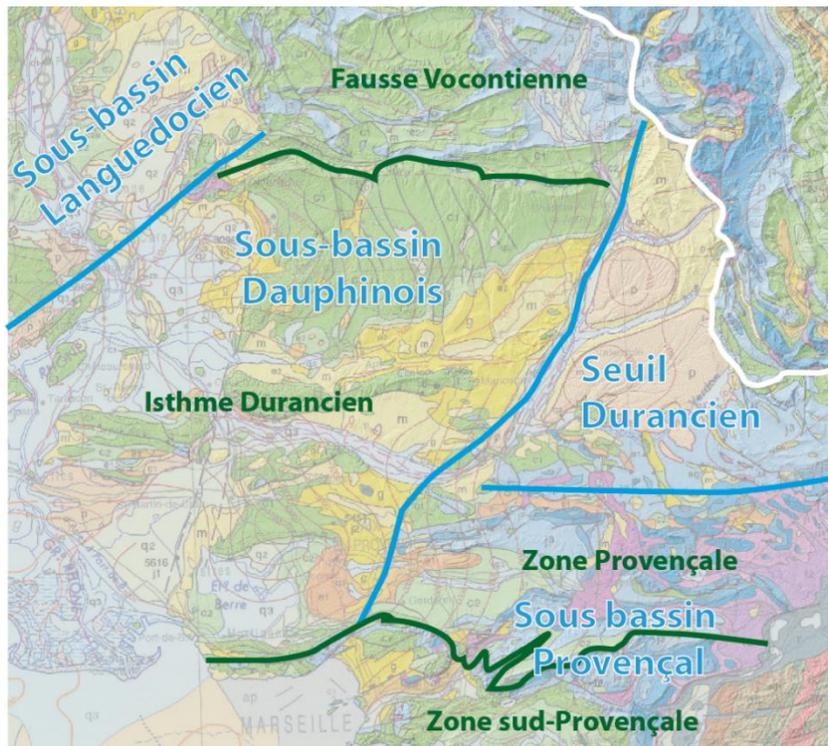


Illustration 42 : découpage de la zone d'étude en six domaines « homogènes » selon les critères tectono-sédimentaires mésozoïques.

En effet, des différences d'épaisseur et de faciès sont observées de part et d'autre des failles limitant ces compartiments. A titre d'exemple, de part et d'autre de la faille de la Durance la pile sédimentaire mésozoïque atteint 10 km à l'ouest et 2 km à l'Est (Grellet et al., 1993; Benedicto, 1996; Chantaine et al., 1996; Le Pichon et al., 2007).

Au Crétacé, le bombement durancien ajoute une zonation organisée est-ouest, qui provoque un découpage nord-sud. Cette compartimentation, limitée par des accidents est-ouest, divise le sous bassin Dauphinois et le sous bassin Provençal, avec du nord au sud (Illustration 42) :

- la fosse vocontienne (au nord de la zone Ventoux-Lure) ;
- la zone de l'Isthme Durancien (au sud de la zone Ventoux-Lure) ;
- le bassin sud-provençal qui se distingue de la zone Nord du sous-bassin Provençal défini au Jurassique.

On aboutit alors au total à six compartiments issus du découpage sédimentologique des formations mésozoïques (Illustration 42).

Suite au dépôt des formations carbonatées, les mouvements tectoniques ont provoqué des déformations parfois importantes, mais l'héritage structural joue un rôle prépondérant et les failles héritées de la phase hercynienne ont continué de conditionner la déformation. Lors des déformations tertiaires, les failles de la Durance, de Nîmes et des Cévennes contrôlent les rejeux tectoniques et la déformation au sein de ces blocs. On peut néanmoins ajouter la faille de Salon-Cavaillon qui scinde le bassin Dauphinois en deux avec le domaine Rhodanien à l'ouest et le Domaine Durancien à l'Est (Illustration 43). Pour le reste, les déformations induites par les orogénèses pyrénéennes et alpines réactivent des paléo-structures : le chevauchement sud-provençal correspond au chevauchement du domaine Durancien et Provençal par le domaine

sud-Provençal. Le chevauchement du Ventoux se manifeste entre le domaine Durancien et le domaine Vocontien. Seul le domaine « Seuil Durancien » de Léonide et al. (2007) est modifié par soucis de simplification pour la synthèse bibliographique concernant la karstification. Il est renommé « domaine molassique » et est séparé du domaine provençal par le tracé du Verdon. On obtient au final sept domaines « homogènes » d'un point de vue tectono-sédimentaire. (Illustration 43) :

- le *domaine sous-cévenol* (équivalent du sous bassin languedocien) à l'ouest de la faille de Nîmes ;
- le *domaine rhodanien*, entre la faille de Nîmes et la faille de Salon-Cavaillon ;
- le *domaine durancien*, encadré par la faille de Salon-Cavaillon, la faille de la Durance, le chevauchement du Ventoux et le chevauchement sud-provençal ;
- le *domaine vocontien*, au nord du chevauchement du Ventoux ;
- le *domaine molassique*, à l'ouest de la faille de la Durance et au nord du Verdon ;
- le *domaine provençal*, à l'ouest de la faille de la Durance et entre le Verdon et le chevauchement sud-provençal ;
- le *domaine Sud-Provençal*, qui s'étend au sud du chevauchement sud-Provençal.

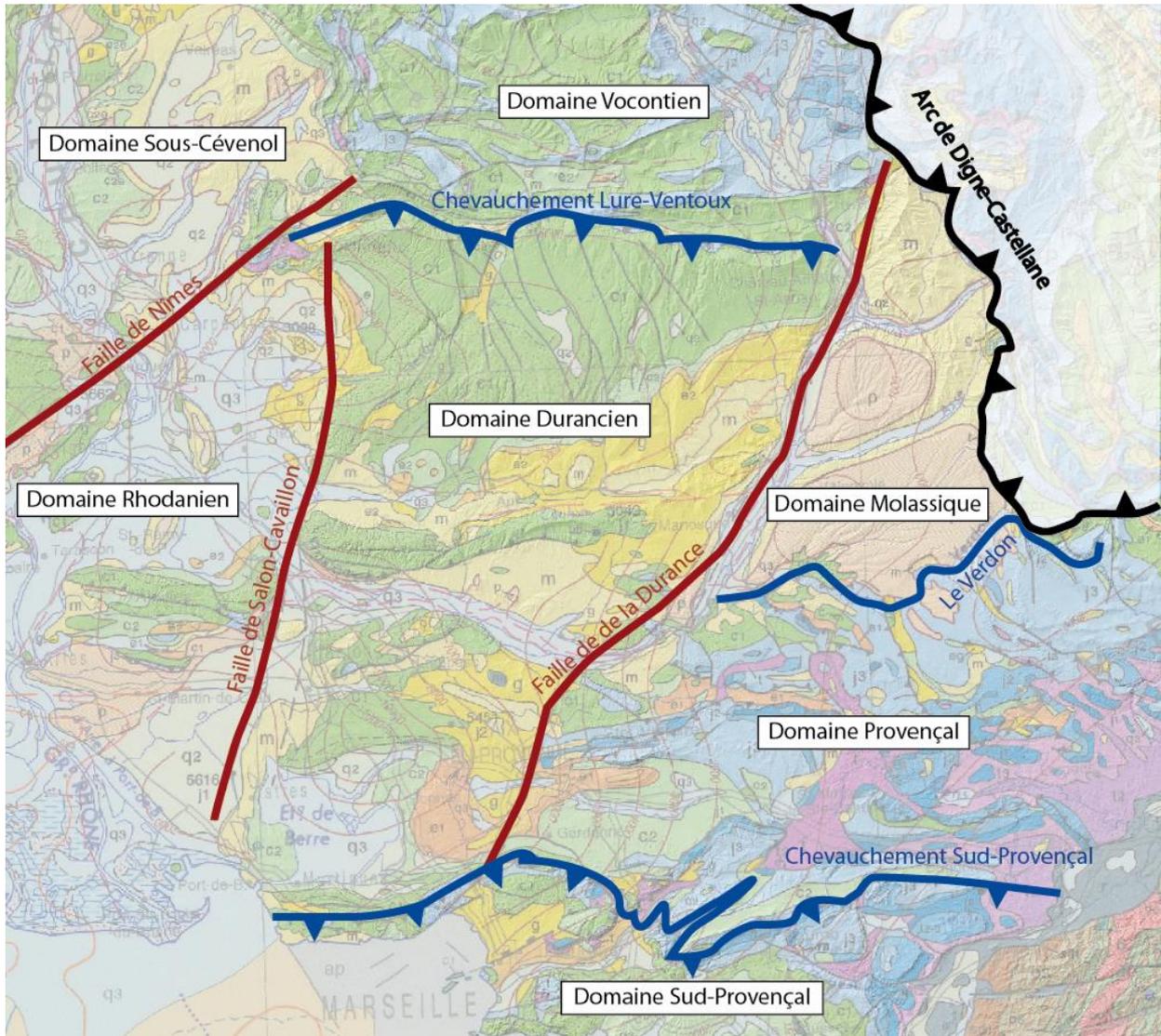


Illustration 43 : découpage des domaines géologiques « homogènes » selon les critères tectono-sédimentaires issus de la synthèse bibliographique.

4. Les épisodes majeurs de karstification en Provence

Contemporaines aux dépôts des plateformes carbonatées, au Trias, Jurassique et Crétacé, des émergences temporaires associées à des lacunes de sédimentation voire à des phénomènes de karstification précoces se produisent dans certaines parties du bassin du Sud-Est. C'est notamment le cas de la zone haute du seuil Durancien définie par Dubois & Delfaud (1989) (ou haut-fond du moyen Verdon, ou encore Horst du Haut-Var) qui a été émergée localement au cours du Jurassique inférieur et moyen (Mennessier, 1952 ; Tempier, 1972 ; Dardeau, 1983) : dans la région de Rians, une surface karstifiée semble affecter les calcaires du Bathonien, sous les formations de l'Oxfordien. Cette zone correspond au horst karstifié du Haut-Var d'Arnaud et Monleau (1979), (Guendon, 1984).

Mais c'est au cours du Crétacé moyen, lors de la formation du bombement Durancien, que le bassin du Sud-Est subit sa première phase de karstification majeure. Cette karstification est associée à une altération intense et une forte érosion provoquée par l'émergence d'une grande partie de la Provence. Si sur les bordures de ce bombement la période d'émergence est relativement courte (intervalle Albien à Cénomane), à l'aplomb du bombement la période est plus longue et la bauxite n'est scellée qu'au Maastrichtien (Rognacien), entraînant de fait une érosion plus importante. En Provence, toutes les bauxites sont de type « karstique », c'est-à-dire qu'elles reposent sur un mur carbonaté karstifié. Bien que la genèse des gisements ne soit pas encore intégralement connue et qu'on ignore encore la nature précise de (ou des) roche(s) mère(s), il a été démontré que la karstification pouvait se développer postérieurement au dépôt des bauxites. En effet, les reliefs karstiques encroûtés par la bauxite, constitués de pinacles séparés par des dépressions en entonnoir correspondent à des morphologies acquises par dissolution sous couverture. Ce phénomène complexifie donc la datation de la karstification, qui n'est pas seulement héritée de l'épisode bauxitique, mais aussi de la longue évolution postérieure sous recouvrement bauxitique.

Au cours du Crétacé supérieur, le bombement durancien reste émergé et la karstification sous couverture bauxitique est toujours active. En revanche, sa bordure nord est restée suffisamment proche du niveau marin pour subir une alternance de dépôts marins suivis d'émergences accompagnées de phénomènes d'altération (Illustration 44). Les altérites issues de ces périodes n'ont pas abouti au stade de bauxite (pas assez de temps pour se former, ou bien pas la bonne roche mère) mais forment des cuirasses ferrugineuses et des argiles kaoliniques qui reposent sur un calcaire urgonien karstifié et silicifié (Guendon & Parron 1983).

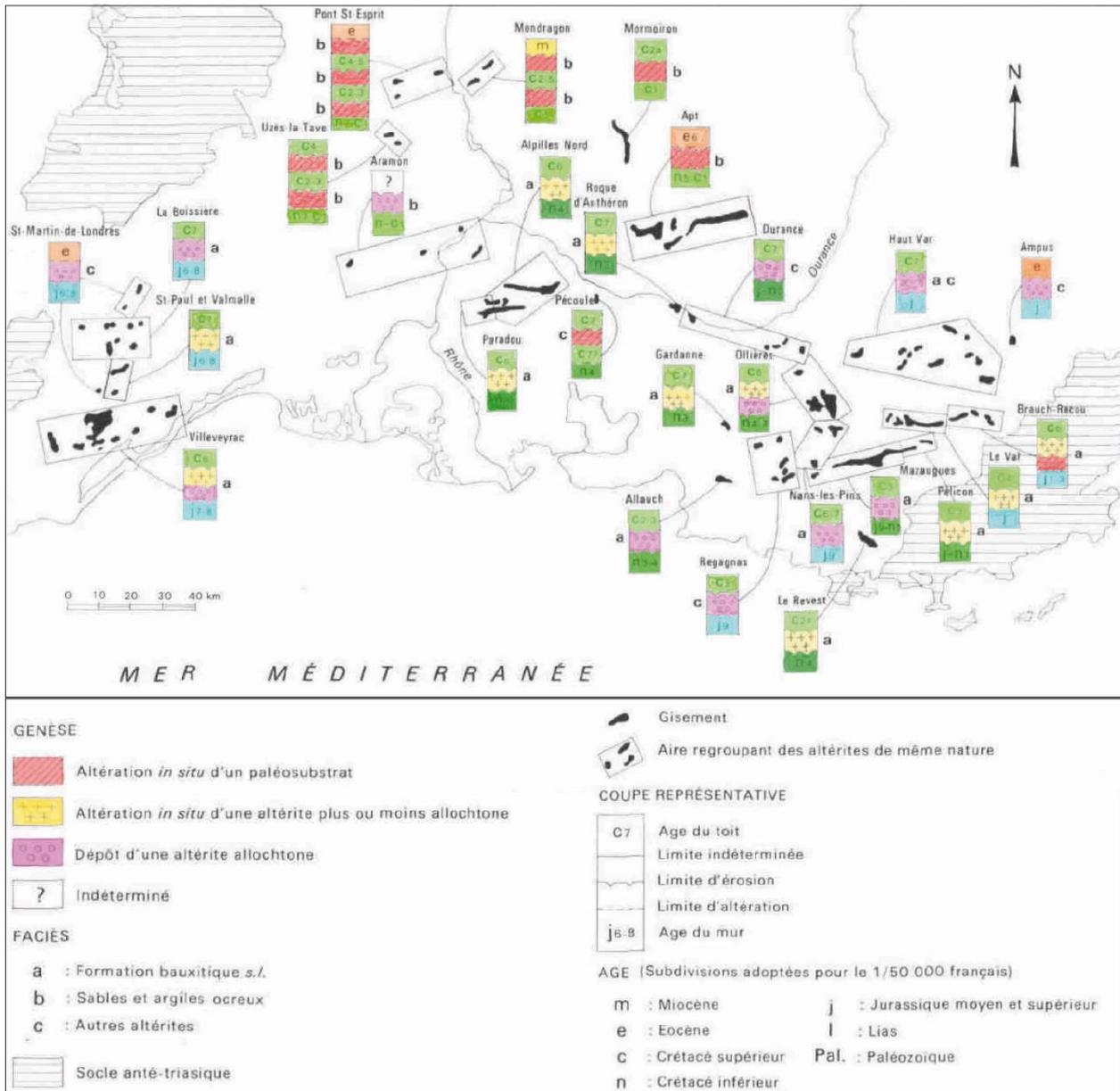


Illustration 44 : localisation stratigraphique des bauxites et des autres altérites crétaées du Sud-Est de la France, modifié d'après Debrand-Passard & Courbouleix (1984).

Durant le Crétacé terminal, puis au Paléocène-Eocène, la tectonique compressive N-S pyrénéo-provençale induit la formation des reliefs et l'érosion d'une grande partie de la Provence. Cette tectonique entraîne une intense déformation des paléokarsts précédemment créés (plissement de la surface à bauxites par exemple, Blanc, 1997) et correspond à une phase majeure d'altération des terres émergées à l'échelle de toute l'Europe occidentale (Wyns et Guillocheau, 1999). Cette phase d'altération est responsable de la production massive d'altérites latéritiques à l'échelle régionale. Les cavités sont alors colmatées par des argiles rouges, des concrétions ferrugineuses, des phosphorites, des brèches ou conglomérats à éléments calcaires et de « formations sidérolithiques » (Guendon, 1984). Sous cette dernière appellation, plusieurs faciès sont regroupés, tels que des argiles parfois sableuses, ocres, rouges, ou violacées renfermant souvent des concrétions et pisolites d'hydroxydes de fer. Ce type de formation résulte de l'altération des anciennes couvertures qui ont recouvert le substratum carbonaté, et de leur érosion, puis de leur re-sédimentation au sein du karst (dans les dépressions en surface ou dans

l'endokarst). Ceci nécessite l'existence de périodes d'élaboration des altérites suivies de périodes d'érosion et de remaniement de ces profils d'altération (Fleury, 1909). Cette alternance altération-érosion traduit l'existence d'un relief bien différencié qui est cohérent avec la déformation pyrénéo-provençale et les variations climatiques (rythmes climatiques, tendances à l'assèchement) à la fin de l'Eocène. Dans ces conditions d'instabilité, l'érosion interrompt l'altération avant la formation de profils latéritiques très évolués (comme pour les bauxites).

Il est admis qu'un hiatus existe entre les karsts éocènes et les karsts du Néogène. Ce hiatus est d'origine géodynamique, puisqu'il correspond à la période charnière du rifting oligo-aquitainien. Les mouvements tectoniques sont particulièrement violents, provoquant l'effondrement et l'amincissement crustal de la chaîne pyrénéenne située au sud de la Provence et l'ouverture du Golfe du Lion. Une nouvelle phase d'érosion et de dissolution majeure entre en œuvre, engendrant la dénudation des couvertures meubles et le façonnement d'un nouveau paysage karstique. Elle provoque une nouvelle surface d'érosion, appelée "surface fondamentale" par certains auteurs (Nicod, 1967 ; Blanc, 1992), en situation toujours élevée, qui se met en place en recoupant la surface des bauxites et les chevauchements pyrénéo-provençaux. Cette inversion tectonique (compressif à extensif) provoque l'inversion des profils amont-aval régionaux et le bouleversement du sens des écoulements, qui se réorganisent en fonction des nouveaux points bas constitués par les fossés d'effondrement et les grabens oligo-aquitainiens.

A la suite des transgressions marines miocènes qui scellent la « surface fondamentale », mais aussi de façon contemporaine à ces transgressions, une nouvelle phase compressive provoque une surrection, notamment au Langhien et au Tortonien. La surface fondamentale est de nouveau exhumée par endroit et karstifiée sous un climat durablement chaud et humide. Cela se traduit par la formation de poljés, dolines et en sub-surface de grands réseaux horizontaux actuellement suspendus (Nicod, 1967 ; Blanc, 1997).

Au Messinien, la spéléogénèse est fortement influencée par des oscillations eustatiques hors normes. Dans l'endokarst, la chute considérable du niveau marin se traduit par la structuration profonde des réseaux (Illustration 45). En surface, cela se traduit par le surcreusement des réseaux aériens (formation de gorges et de canyons ; Audra et al., 2004; Mocochain et al., 2006). Les remontées successives du niveau de base pendant le Pliocène exercent un forçage *per ascensum* sur le drainage des réseaux karstiques (Mocochain et al., 2006a&b). Cette spéléogénèse prend la forme dans certains cas de conduits vaclusiens (Audra et al., 2004) qui débouchent au contact du niveau de base rehaussé (Illustration 46).

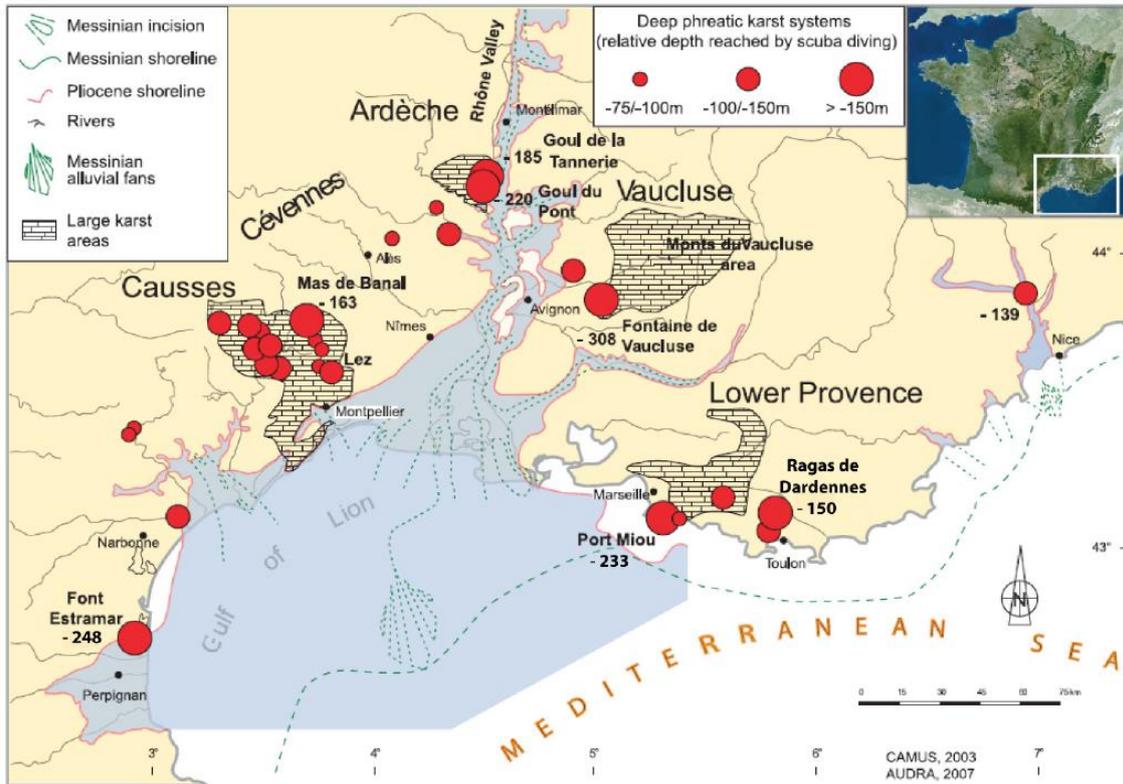


Illustration 45 : Localisation des réseaux karstiques noyés profonds sur le pourtour du midi méditerranéen français, en relation avec la crise messinienne ou les rias pliocènes (Jouves, 2018, d'après Camus (2003) et Audra (2007)).

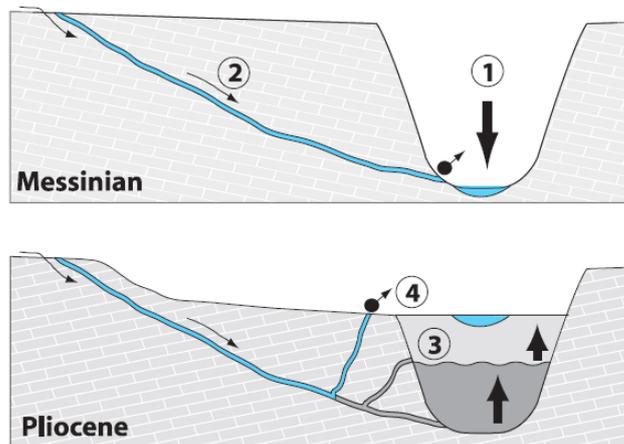


Illustration 46 : modèle général de spéléogenèse per ascensum lors du cycle messino-pliocène (modifié d'après Mocochain et al., 2011). Haut : le surcreusement du canyon messinien provoque un enfoncement du drainage karstique, Bas : la remontée du niveau de base au Pliocène s'effectue en deux temps ; par ingression marine en rias (gris foncé), puis par aggradation fluviale (gris clair). Le drainage profond utilise des conduits ascendants noyés permettant aux eaux d'émerger par des sources vauclusiennes.

La synthèse bibliographique concernant la karstification est décrite dans chaque domaine géologique (à l'exception du domaine vocontien, qui ne contient pas de secteur d'intérêt hydrogéologique identifié dans ce projet) dans le chapitre suivant. Bien que les périodes de karstification soient globalement communes à l'ensemble de la zone d'étude (Illustration 47),

l'expression de la karstification (type de karstification, profondeur...) est déclinée dans chaque domaine. Une attention particulière est portée aux secteurs d'intérêt hydrogéologique définis dans le projet (Illustration 48).

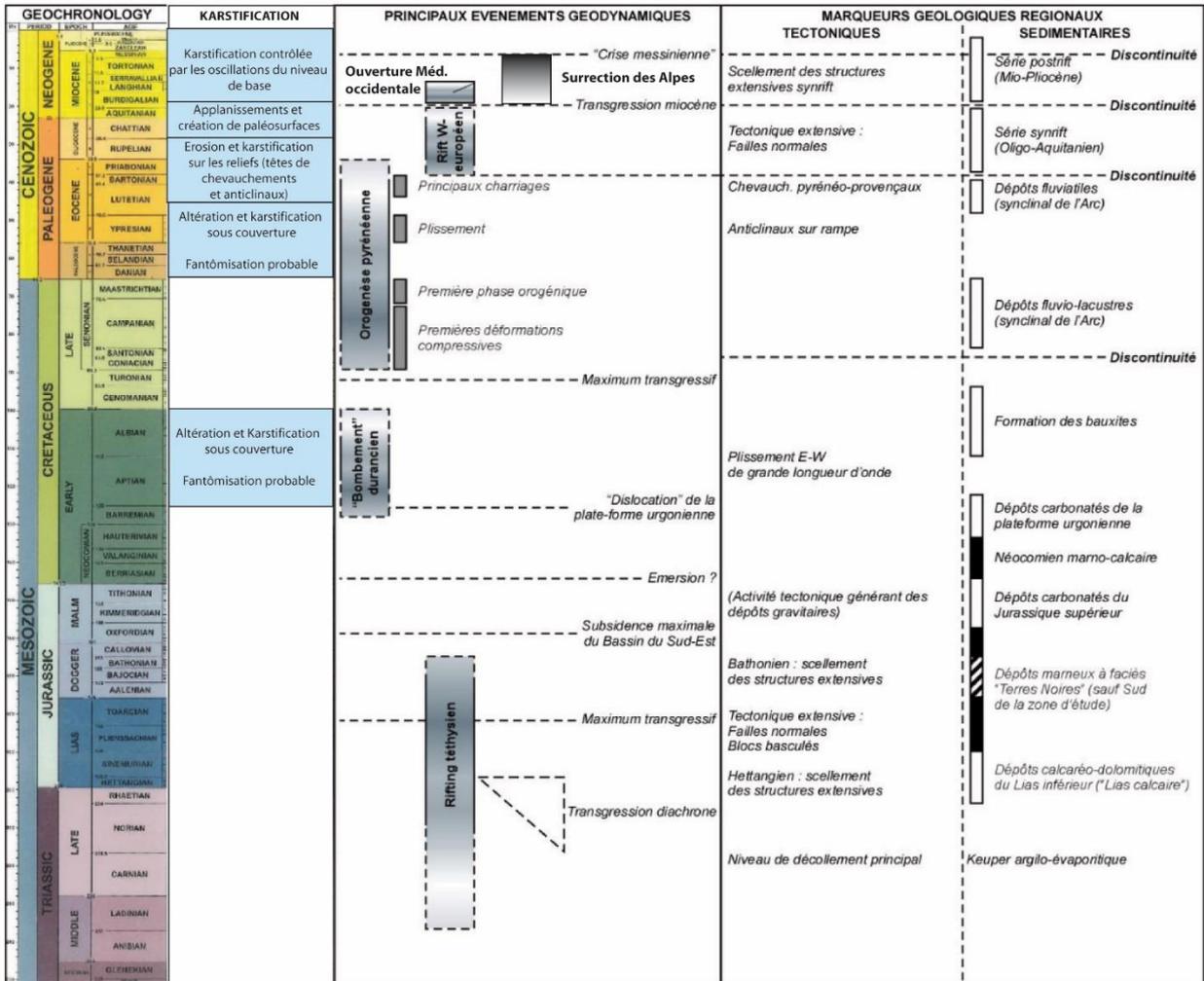


Illustration 47 : Périodes de karstification majeures replacées dans le contexte chronostratigraphique et géodynamique de la Provence.

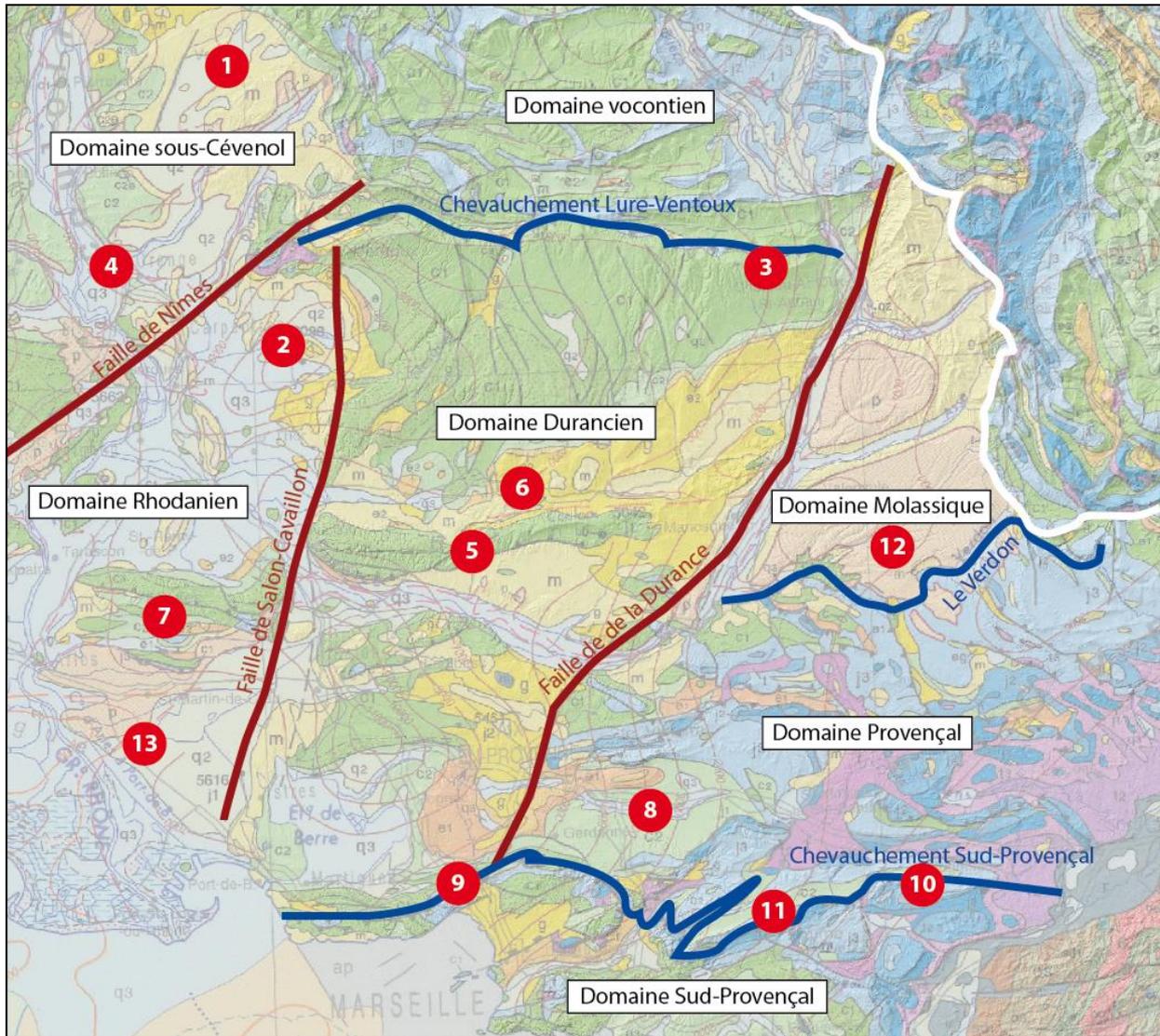


Illustration 48 : Position des secteurs d'intérêt hydrogéologique sur le découpage des domaines. 1- Bassin de Valréas ; 2 – Bassin de Carpentras, 3- Bassin du Toulourenc, 4- Secteur d'Orange, Villeuneuve-lès-Avignon, 5- Grand et Petit Luberon, 6-Bassin d'Apt, 7- Les Alpilles, 8- Bassin de l'Arc, 9- Nerthe-Etoile, 10- Caramy-Issole, 11- Sainte-Baume, 12- Plateau de Valensole, 13- La Crau.

5. Synthèse de la karstification et de l'information hydrogéologique par domaine géologique

Ce chapitre expose la synthèse de la géologie, de la karstification et de l'hydrogéologie pour chaque secteur du projet Provenkarst.

L'objectif du travail mené ici a été de caractériser, à partir des études et données existantes, le potentiel de l'existence, pour chaque domaine géologique, d'aquifères karstifiés profonds sous couverture et ainsi déconnectés ou peu connectés aux hydrosystèmes de surface.

Les étapes de travail ont été les suivantes :

- la position et l'épaisseur des réservoirs carbonatés ont été définies, en particulier à partir des logs des forages pétroliers ;
- la géométrie de ces réservoirs a été étudiée à partir de l'interprétation des profils sismiques disponibles. Des coupes géologiques interprétatives ont ainsi été dessinées ;
- le potentiel de karstification des réservoirs carbonatés identifiés a été évalué à partir de la littérature disponible et d'une approche naturaliste. Les témoins de la karstification recherchés ont été la présence de bauxite (marquage des phases d'émersion et d'altération des formations), les phénomènes de fantomisation¹, et les données de forage disponibles (observations de venues d'eau, de pertes à la foration) ;
- le potentiel aquifère des réservoirs carbonatés a été évalué à partir des études disponibles, des données de forages profonds et de la réinterprétation des rares pompages d'essai disponibles.

5.1. METHODES MISES EN OEUVRE

5.1.1. Retraitement de lignes sismiques

Dans le cadre de Provenkarst, vingt-six lignes de sismique réflexion ont été retraitées (Illustration 49). Huit lignes se situent dans le bassin de Caramy-Issole (département du Var) et dix-huit lignes dans le secteur Apt-Manosque-Forcalquier-Valensole (départements des Alpes-de-Haute-Provence et du Vaucluse). Ces lignes sismiques ont été acquises entre 1971 et 1986, et leur retraitement a permis d'obtenir des images du sous-sol, interprétables sous les logiciels dédiés. Le travail de retraitement réalisé et les méthodes employées sont présentés dans un rapport dédié (Capar et al., 2020).

L'échelle verticale des profils sismiques s'exprime en temps. Afin d'obtenir l'information en profondeur, il est nécessaire de disposer de forages le long desquels ont été acquis une loi temps/profondeur. Comme indiqué dans le rapport de retraitement, il existe très peu de forages profonds aux abords des lignes sismiques retraitées disposant d'une loi temps/profondeur. Les

¹ Il s'agit d'un mécanisme basé sur le fait que l'altération chimique du calcaire partage la roche mère en deux phases : une phase soluble qui est emportée avec l'eau souterraine et une phase résiduelle comprenant des éléments insolubles et moins solubles qui restent sur place sous la forme d'une altérite résiduelle. Ce processus constitue la première phase de la karstification et se déroule sous faible potentiel hydrodynamique (Quinif, 2014).

profils n'ont donc pas pu être convertis en profondeur. Des évaluations des profondeurs sont néanmoins proposées.

Ces profils retraités (les anciens et les nouveaux) ont été interprétés et utilisés pour préciser la position et la géométrie des formations calcaires du Crétacé ou du Jurassique dans les secteurs étudiés. Bien que la conversion temps – profondeur n'ait pas été possible, ils permettent de compléter la synthèse bibliographique géologique et hydrogéologique et notamment d'éclairer sur l'accessibilité des formations calcaires sous couverture (en terme de profondeur approximative).

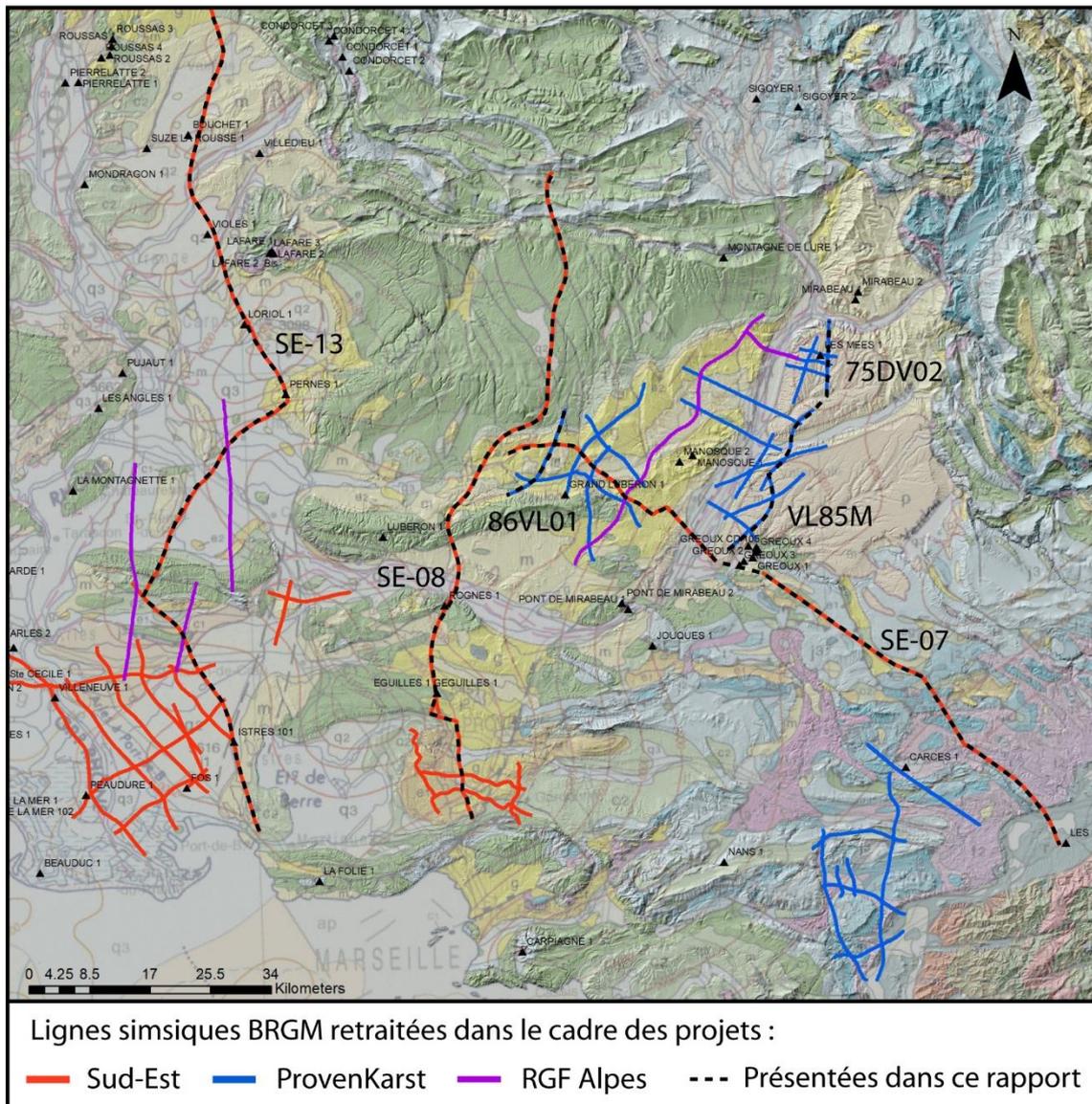


Illustration 49 : localisation des lignes sismiques retraitées disponibles sur la zone d'étude de Provenkarst et identification des lignes présentées dans le présent rapport.

5.1.2. Collecte des données hydrogéologiques existantes

Des extractions des données BSS ont été réalisées afin de disposer des ouvrages d'une profondeur supérieure à 100 m sur lesquels l'information géologique était disponible pour chaque secteur.

Les données de pompages d'essai sur forages profonds existantes ont également été collectées. Ces données sont rares et ne concernent que le secteur Caramy-Issole (forage de Garéoult et puits de mine de Mazaugues) et le Bassin d'Apt (forages du Fangas).

5.1.3. Caractérisation hydrodynamique des aquifères par la réinterprétation de pompages d'essai

L'objectif de cette caractérisation est d'avoir une vision aussi claire que possible de la structure géométrique et des propriétés hydrodynamiques du ou des aquifères qui constituent les systèmes aquifères karstiques sous couverture identifiés. Cette caractérisation se décline par une approche basée sur la réinterprétation des données disponibles issues de pompages d'essai anciens ou récents (essais de puits et de nappe disponibles auprès des bureaux d'étude). On s'attachera à définir les gammes de transmissivité et d'emmagasinement de l'aquifère, ainsi que les éventuels effets de limite ou drainance en provenance de niveaux supérieur ou inférieur.

Ces informations hydrodynamiques sont ensuite mises en perspective de l'information géologique disponible (logs géologiques des ouvrages, cartes, etc.), ce qui aide à améliorer les corrélations entre les propriétés hydrodynamiques et la géologie, et la connaissance de la géométrie des aquifères.

Les essais réinterprétés, seules données à disposition pour les karsts profonds de Provence, concernent les sites : de Fangas sur le secteur du bassin d'Apt (commune de Saignon), et des Clos (commune de Garéoult) et des mines de Mazaugues (commune de Mazaugues) sur le secteur Caramy-Issole.

La méthode mise en œuvre est décrite dans le schéma suivant (Illustration 50). Elle sera utilisée pour réinterpréter les essais.

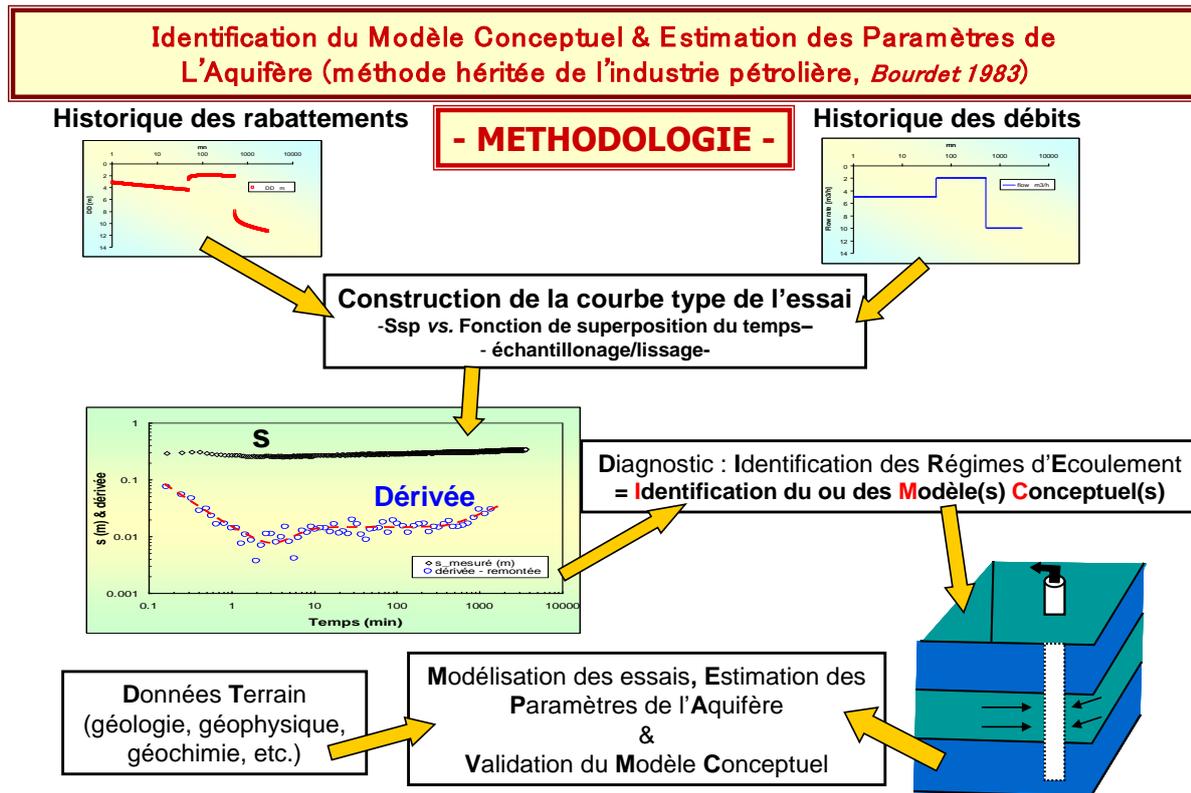


Illustration 50 : méthodologie mise en œuvre pour l'interprétation des pompages d'essai. Utilisation des dérivées des rabattements pour diagnostiquer les essais.

L'interprétation des essais de pompage dans les formations fracturées ou dans les formations sédimentaires hétérogènes est souvent complexe, conséquence de la géométrie des réseaux de fractures, des relations fracture-matrice, de la connexion de ces réseaux avec des aquifères de surface, de l'empilement et de la géométrie de séries à perméabilités différentes lorsqu'il s'agit de formations sédimentaires, etc.

Afin de déterminer les différentes composantes d'écoulement associées aux propriétés hydrauliques de tels aquifères, il est nécessaire de porter une attention particulière aux essais de pompage et de poser un diagnostic aussi fin que possible sur les essais avant toute modélisation de ceux-ci. Le diagnostic repose sur l'interprétation des pentes de la courbe de dérivée logarithmique des rabattements ($\partial s / \partial \ln t$; à la descente ou à la remontée des niveaux piézométriques) qui a l'avantage de représenter tous les régimes d'écoulement sur un seul et même graphique bi-logarithmique (Bourdet et al., 1983, 1989 ; Spane and Wurstner, 1993 ; etc.). L'avantage de cette méthode est que pour chaque type et/ou géométrie d'aquifère mais aussi pour chaque type de configuration forage-aquifère (captage partiel de l'aquifère par exemple), il correspond un certain régime ou une succession de certains régimes d'écoulement qu'il est en général possible d'identifier sur la courbe de dérivée (Deruyck et al., 1992 ; Schlumberger, 2002 ; Renard et al., 2009 ; Maréchal et al., 2004). Par exemple, un écoulement radial sera caractérisé par une dérivée formant un plateau (pente nulle), l'atteinte de deux limites étanches parallèles par une pente de 0.5, quatre limites étanches orthogonales (ou un autre type de réservoir fermé) par une pente unitaire, un captage partiel de l'aquifère par une pente de -0.5, un effet de drainage par une pente négative infinie, etc. L'illustration 51 présente comme exemple les différents types d'écoulement que l'on observe lors d'un pompage dans un aquifère rectangulaire où, au fur et à mesure, les limites étanches (orthogonales entre elles) sont perçues par l'essai. L'effet capacitif du puits est aussi pris en compte.

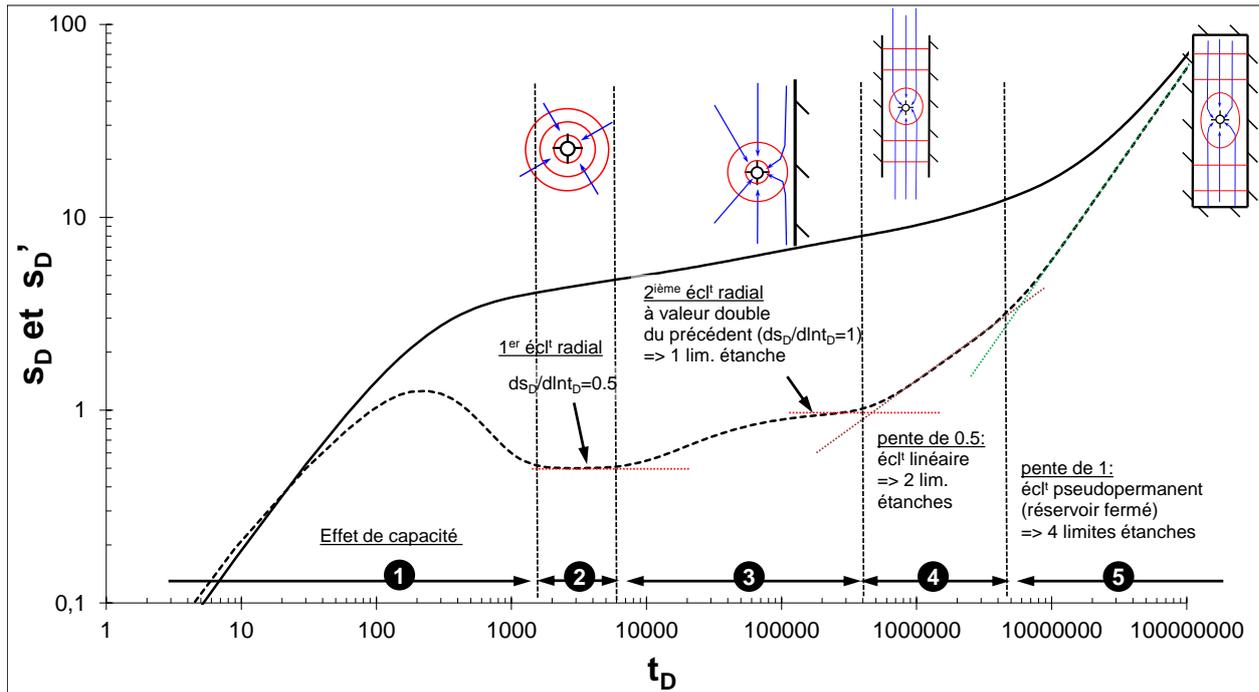


Illustration 51 : exemple de succession des régimes d'écoulement lors d'un pompage dans un aquifère rectangulaire clos. t_D : temps adimensionnel, s_D (courbe pleine) et s_D' (courbe tirée) : rabattement et dérivée du rabattement (adimensionnel).

Le calcul de la dérivée nécessite souvent un traitement par lissage afin d'augmenter le rapport signal sur bruit (Bourdet et al., 1983), le bruit étant engendré par des micro-variations du débit et/ou par la sensibilité de l'outil de mesure des niveaux d'eau (sonde manuelle, sonde automatique). Ce traitement n'altère en rien la qualité des données originales.

De plus, lorsque le débit varie de façon significative durant l'essai, il est nécessaire de prendre en compte ces variations dans le calcul. Le calcul de la dérivée sera donc réalisé à partir des rabattements spécifiques (normalisation par rapport aux variations de débit) et du temps de superposition (fonction aussi des variations de débit) ; on obtient ainsi une courbe type de l'essai, c'est-à-dire pour un débit unitaire, qui est dérivée et interprétée suivant la méthode précédemment décrite.

Une fois la courbe des dérivées construite, le diagnostic consiste à identifier les différents régimes d'écoulement et à en déduire les propriétés du forage (effet de capacité, effet de skin,...), de l'aquifère (isotrope, anisotrope, fracture verticale, double porosité, etc.), de sa géométrie (effets de limites), des éventuelles relations entre l'aquifère capté et d'autres aquifères (effet de drainance par exemple) et éventuellement la mise en évidence d'écoulements fractionnaires comme par exemple ceux dus à la forte perméabilité d'un drain karstique. Enfin, une fois le diagnostic posé, l'estimation des paramètres de l'aquifère est réalisée à partir du modèle mathématique le plus approprié. Puis, le modèle conceptuel de l'aquifère est validé en jugeant de la pertinence de la modélisation du pompage d'essai et de l'adéquation des résultats obtenus avec les informations géologiques disponibles sur la formation testée.

A partir de la courbe des dérivées, il est déjà possible d'estimer les paramètres hydrodynamiques. En effet, lorsque la dérivée forme un plateau (écoulement radial cylindrique), il est possible d'évaluer la transmissivité et la perméabilité de la formation captée.

L'annexe 1 présente les différents modèles mathématiques qui ont été utilisés pour interpréter les essais.

5.1.4. Définition des investigations à mener pour améliorer la connaissance du potentiel d'exploitation des aquifères profonds

Les principaux critères définissant la favorabilité de la recherche d'une ressource en eau profonde dans les aquifères karstiques sous couverture dans les différents secteurs étudiés de la Provence sont le potentiel de la karstification, la profondeur de la formation cible, la qualité de l'eau de l'aquifère et sa productivité avérée.

L'ensemble de ces critères a été analysé sur chaque secteur pour en définir l'intérêt au regard de la recherche d'une ressource en eau profonde.

L'intérêt de chaque secteur a été synthétisé et hiérarchisé en trois catégories :

	Faible
	Moyen
	Elevé

5.2. DOMAINE SOUS-CEVENOL: SECTEURS 1- BASSIN DE VALREAS ET 4- SECTEUR D'ORANGE (NORD DE LA FAILLE DE NIMES)

Le domaine sous-cévenol est situé entre la faille des Cévennes et la faille de Nîmes (Illustration 52). Il se situe dans le nord-ouest du département du Vaucluse. Le secteur d'intérêt n°4 de la bordure de la Vallée du Rhône d'Orange à Villeneuve-lès-Avignon est la partie comprise entre le Rhône et à l'Est la ligne de collines, depuis Piolenc au nord à Châteauneuf-de-Gadagne au sud, en passant par Orange, Châteauneuf-du-pape et Vedène (Illustration 65). Au nord-est se trouve le bassin Miocène de Valréas. La plaine d'Orange est drainée par la rivière de l'Aigue qui se jette dans le Rhône à Caderousse. L'Ouvèze s'écoule dans la plaine entre Orange et Carpentras et rejoint le Rhône à Sorgues.

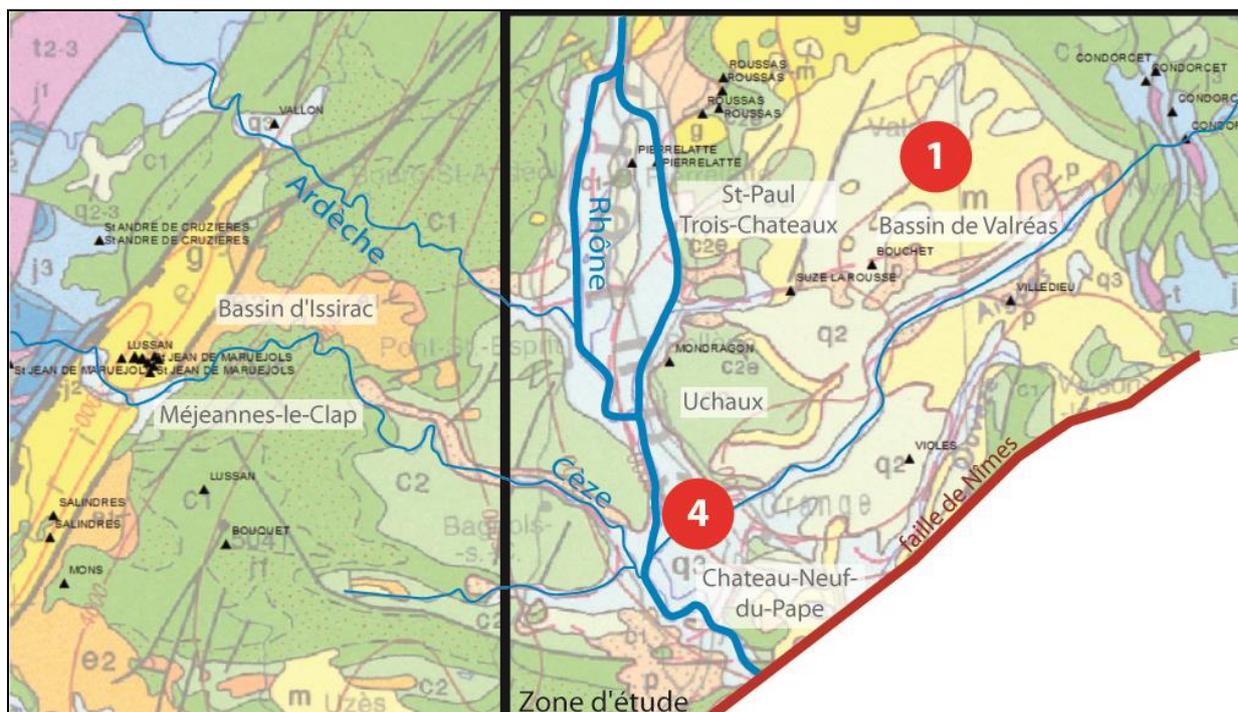


Illustration 52 : Domaine sous-Cévenol de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages pétroliers (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000e.

5.2.1. Les réservoirs carbonatés

Les formations carbonatées mésozoïques « réservoirs » du domaine sont (de haut en bas, Illustration 53) :

- Au sein des formations crétacées supérieures, on trouve des aquifères dans les niveaux sablo-gréseux et calcaires du Turonien (présents dans le forage de Bouquet 1). Dans le forage de Suze-la-Rousse, on signale des venues d'eau à 119 mètres de profondeur ;
- Les formations sableuses et carbonatées de l'Albo-Cénomaniens sont aquifères. Dans le forage de Violès, des pertes de boues se sont produites lors de la traversée du Cénomaniens à 580 m de profondeur laissant envisager la présence de vides karstiques ;
- Les formations crétacées inférieures, avec le faciès urgonien (ou calcaire à silex) à son sommet, sont aquifères lorsqu'elles sont karstifiées. De nombreuses pertes de boue se sont produites lors de la traversée de ces niveaux : dans les forages de Roussas on signale des pertes partielles et totales entre 208 et 338 m dans les faciès de l'Urgonien et deux pertes totales lors de la traversée de l'Urgonien à 500 et 1 291 m (répétition de la série) au forage de Mondragon. La première perte de boue à 500 m est associée à des venues d'eau ;
- Les formations du Jurassique supérieur, calcaires ou dolomitiques, affleurent à l'Ouest, entre le Massif Central et les garrigues ardéchoises, puis elles plongent rapidement dans le bassin pour atteindre 950 m de profondeur au forage Valvignères et 1 000 m au forage de Vallon. Dans le bassin de Valréas, le Jurassique atteint une profondeur de plus de 2 000 m. Il affleure de nouveau à l'Est du bassin de Valréas.

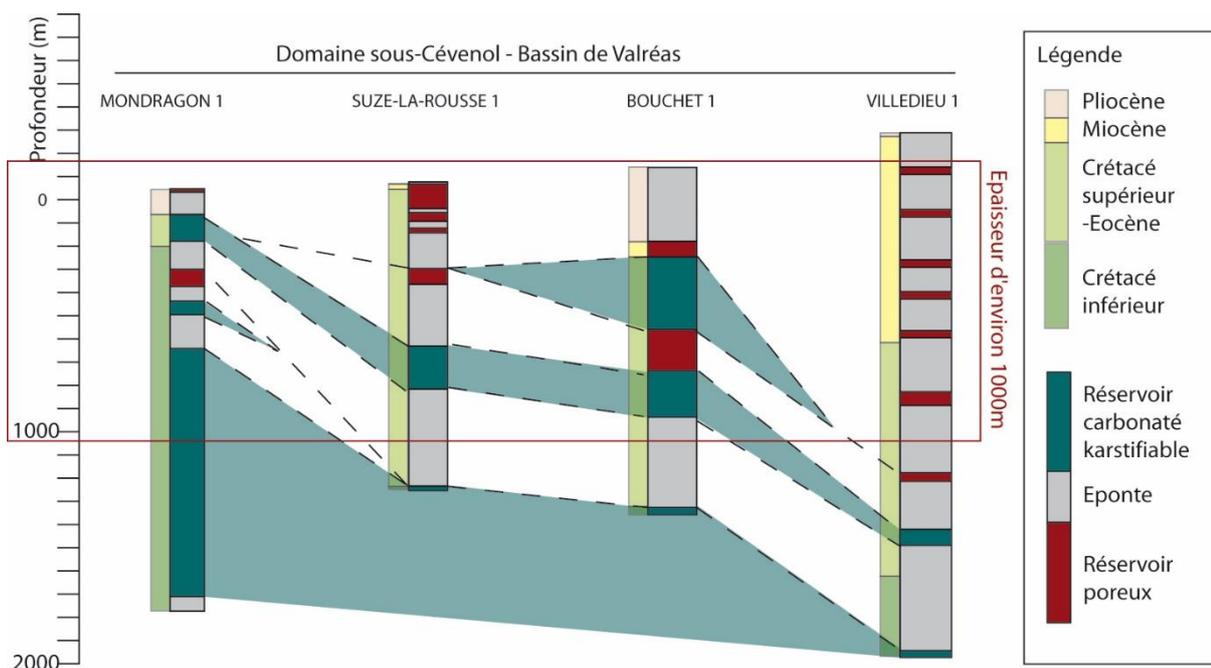


Illustration 53 : forages pétroliers profonds du domaine Sous-Cévenol d'Ouest en Est (voir localisation Illustration 49), couvrant les secteurs d'Uchaux et du Bassin de Valréas. En face de la colonne stratigraphique (les âges) sont représentés de façon synthétique, les potentiels « réservoirs » des formations traversées par ces forages. Les réservoirs carbonatés potentiellement karstifiés plongent d'Ouest en l'Est en direction de Villedieu. Certains sont d'étendue limitée et ne se retrouvent que dans un forage.

5.2.2. La géométrie des formations

Ce domaine se situe sur la marge ardéchoise. Les formations mésozoïques s'épaississent du Nord-Ouest au Sud-Est en direction du bassin de Valréas. Cette structuration est provoquée par le jeu de failles de socle qui accomode la subsidence au centre du bassin au cours du Mésozoïque. Elle est accentuée au cours du rifting Oligocène qui provoque l'étirement secondaire de la marge ardéchoise. La tectonique alpine est à l'origine d'une surélévation et d'une accentuation de la morphologie « en cuvette » de l'ensemble du bassin de Valréas.

Le bassin de Valréas est séparé du bassin de Carpentras par le faisceau de la faille de Nîmes et par le diapir de Suzette. Le profil sismique « Régional » du Nord au Sud permet d'illustrer sa configuration (Illustration 54). Au Nord de la faille de Nîmes, le Crétacé supérieur s'épaissit progressivement jusqu'à un dépôt-centre supérieur à 1000 m sous l'aplomb de la ville de Valréas, puis son épaisseur diminue vers le Nord. Les formations marneuses de l'Apto-Albien apparaissent à l'aplomb aussi dans les environs de Valréas et se développent de façon conséquente vers le Nord. Invisibles sur le profil, ces formations marneuses présentes à l'Ouest, côté Ventoux, s'affinent sous le bassin jusqu'à disparaître et sont absentes à l'Ouest du bassin. Les formations néocomiennes présentent une épaisseur importante, en moyenne supérieur à 1000m. Le faciès Urgonien (ou du moins les faciès calcaires du Crétacé inférieur) est présent sur l'ensemble du bassin, à l'exception (peut-être) du secteur de Violes au nord-est d'Orange (Illustration 54).

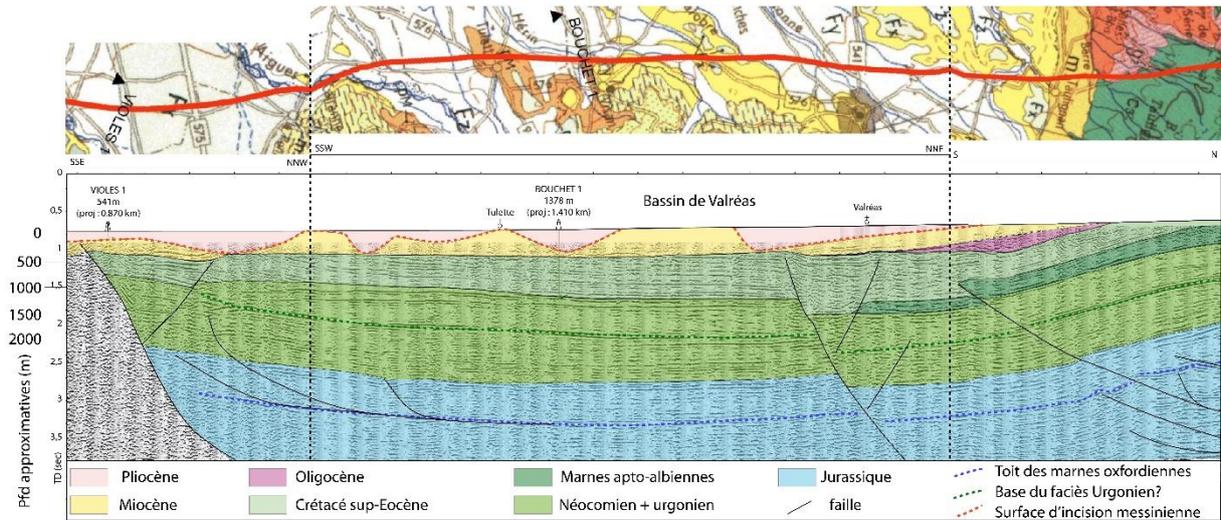


Illustration 54 : partie Nord du profil sismique « Régional SE13 » interprété, traversant le bassin de Valréas. Voir localisation sur Illustration 49 et sur l'illustration 69.

5.2.3. La karstification

La zone ciblée correspond à la rive gauche du Rhône, mais il est nécessaire de s'intéresser aux deux rives afin de bien comprendre la structure géologique du secteur d'Orange.

En rive ouest du Rhône, la karstification des massifs du Bas-vivarais et des garrigues gardoises est étudiée depuis longtemps. Un certain nombre de paysages (gorges de l'Ardèche, gorges de la Cèze) et de grottes emblématiques (Aven d'Orgnac, grotte Chauvet, grotte de Saint-Marcel...) s'y trouvent, et ont bénéficié de nombreux travaux de recherche.

Cette zone présente des morphologies karstiques variées issues de différentes phases de karstification :

- La plus ancienne reconnue sur le plateau de Méjannes-le-Clap correspond à une phase de karstification sous couverture en lien avec des altérations associées aux périodes d'ocrification (Chadelle & Camus, 2018), possiblement contemporaines de la formation des bauxites crétaées ou du Paléocène. La conséquence de cette altération sur les calcaires de l'Urganien est la formation d'un karst d'interface sous le front d'altération. Cette zone d'interface se propage vers le bas en même temps que l'enfoncement du front de lessivage ; elle est constituée par de petits conduits et des fissures altérées en interconnexion à l'échelle de la formation, c'est-à-dire à l'échelle de l'extension de la surface des bauxites. Le processus de lessivage tend à colmater ces discontinuités, mais en génère en permanence de nouvelles tant qu'il est actif. Cette ancienne karstification donne lieu à une première structuration du réservoir urgonien qui s'exprime sous plusieurs formes : i) une macroporosité et une perméabilité importante au-dessus du front d'altération qui lors de l'évacuation de la couverture par érosion postérieure va se révéler et devenir très efficace et ii) la formation de couloirs d'altération par fantômisation qui peuvent pénétrer profondément dans le massif et prédisposer les réservoirs à une évacuation de cette altérite lors des chutes ultérieures du niveau de base. Dans le paysage, cette ancienne phase de karstification sous couverture s'exprime par des reliefs résiduels de buttes karstiques en position haute. Cette morphologie de karst à buttes, bien que dégagée par érosion, piège sur certains replats des galets de grès crétaés qui témoignent de l'existence de la couverture aujourd'hui démantelée (Chadelle & Camus, 2018) ;

- Dans le paysage, on retrouve plusieurs surfaces d'aplanissement qui correspondent à l'enregistrement du niveau de base en lien avec les différentes étapes de retrait d'anciennes couvertures (crétacé, éocène et oligocène). En effet, tout aplanissement calcaire se développe dans un contexte de faible énergie gravitaire; cette faiblesse étant compensée par une machine érosive efficace reposant sur le travail de la dissolution et de l'altération des assises non carbonatées (Delannoy, 1997 ; 2001). Dans cette zone, la plus haute surface se trouve au toit du modelé de karst à buttes décrit précédemment et correspond à la surface fondamentale des auteurs (Nicod, 1967; Clauzon, 1982; Belleville, 1985; Gombert, 1988; Delannoy et al., 2004; Martini, 2005; Mocochain et al., 2006). Elle recoupe les têtes des anticlinaux et des blocs basculés; elle est donc post-rift et attribuée à l'Aquitarien (Delannoy et al., 2007) ou à la transition oligo-aquitaienne (Chadelle & Camus, 2018). D'autres surfaces d'aplanissements et replats se trouvent en contrebas de cette surface sommitale; leur genèse et leur âge peuvent être déterminés en fonction de critères morphologiques et géologiques (formations superficielles). Ainsi, Chadelle & Camus (2018) identifient chronologiquement i) une paléosurface qui correspond au fond d'un poljé emboîté dans la surface fondamentale, ainsi que ii) trois replats qui de haut en bas correspondent respectivement à une surface fluviokarstique (couloir qui préfigure le canyon de la Cèze), une wave-cut surface miocène (ou surface d'abandon pré-messinienne) et la surface d'abandon Pliocène. Chacun de ces stades génère, par la position du niveau de base qui lui est raccordé, un étagement et une structuration des réseaux karstiques. En effet, ces niveaux de grottes correspondent aux anciens réseaux de mise en charge sous couverture du Priabonien (Eocène supérieur) ou de l'Oligocène qui recouvrait le réservoir urgonien avant l'incision des vallées ;
- Enfin, le dernier modelé karstique qui s'exprime est lié à l'incision des vallées qui débute au cours du Miocène (Besson, 2005), atteint son apogée pendant la crise messinienne et qui subira une réadaptation lors du Plio-Quaternaire. L'incision des vallées va réorganiser le karst au sein du massif et redistribuer les sources au point le plus bas de la topographie.

Le cas le plus emblématique se produit lors du cycle Messino-pliocène. Fait intéressant, la Cèze et l'Ardèche ne réagissent pas de la même façon à cet abaissement du niveau de base. La Cèze s'écoulait sur les formations du Crétacé supérieur, qui ont une composante fortement gréseuse. Ainsi l'érosion régressive qui remonte le Rhône va se poursuivre au sein de l'affluent qu'est la Cèze, entraînant le creusement d'une quantité très importante de matériaux. A la confluence, le Rhône et la Cèze atteignent la côte de -600 m NGF au droit de Bagnols-sur-Cèze. Les travaux de prospections géologiques, en particulier les profils sismiques réalisés par l'ANDRA, ont permis de reconstituer la topographie de cette vallée au droit de sa confluence avec le Rhône (Ferry et al., 1997) (Illustration 55). On constate que l'importante incision messinienne de la Cèze atteint le toit de l'Urgonien pouvant permettre l'ouverture d'une « fenêtre hydrogéologique » (c'est-à-dire une zone de contact direct entre le fleuve et les formations carbonatées, permettant la dissolution directe des carbonates et la perte du réseau de surface vers le souterrain). Une telle brèche dans des matériaux de couverture libère l'aquifère jusqu'alors captif des calcaires urgoniens. Couplé à l'existence d'un important gradient hydraulique, cela favorise le développement de structures de drainage karstique profondes (Illustration 56). Ces structures de drainage karstique entraînent une verticalisation du karst dont le terme aval se situe vers la côte de -600 m NGF dans la vallée aval de la Cèze (Illustration 56).

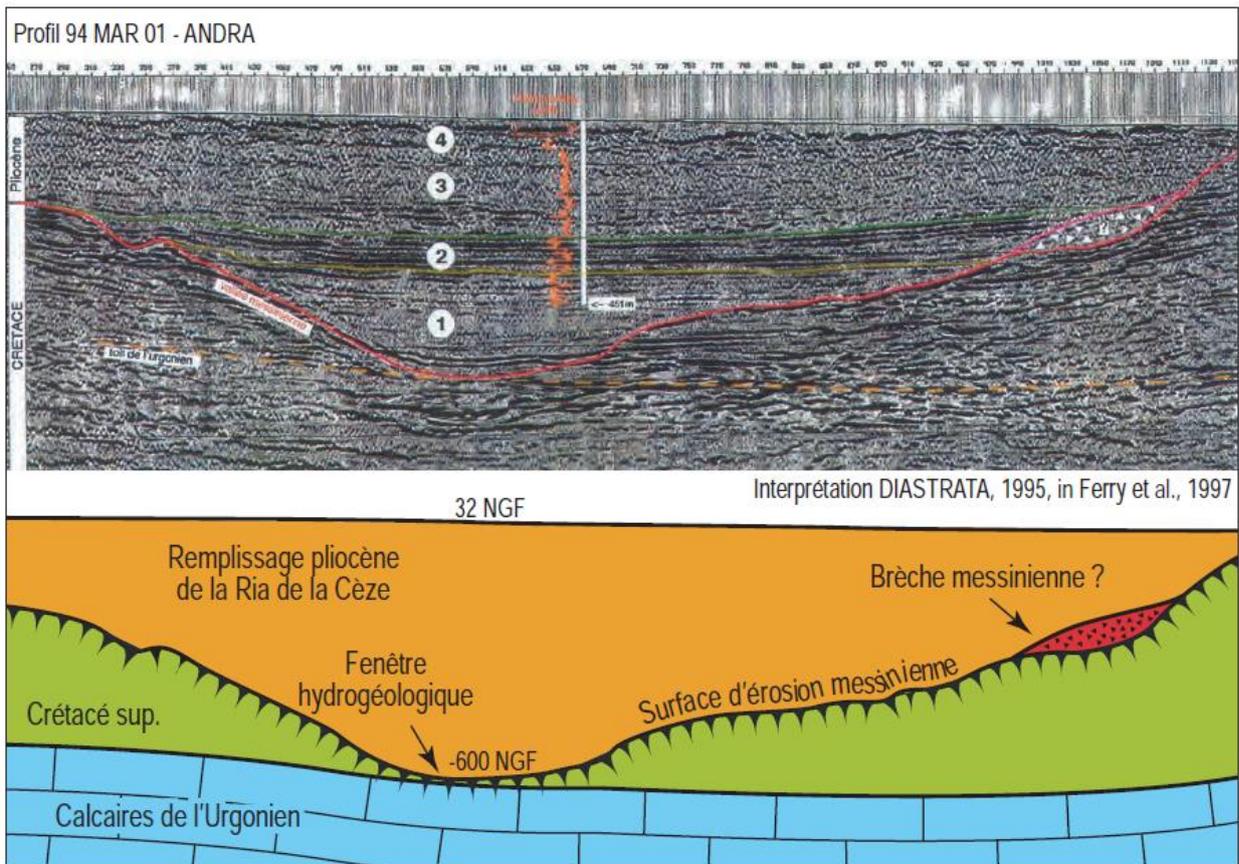


Illustration 55 : profil sismique 94 MAR 01 de la vallée pliocène de la Cèze à la confluence avec le Rhône (Delannoy et al., 2007 ; extrait de Ferry et al., 1997) et coupe géologique simplifiée associée. A noter la surface d'érosion messinienne de la Cèze jusqu'aux calcaires urgoniens à -600 m NGF.

L'Ardèche s'écoulait sur les calcaires urgoniens, ce qui favorise l'enfoncement du réseau karstique plutôt que l'incision du canyon de l'Ardèche, qui reste en position perchée par rapport au canyon du Rhône (Mocochain et al., 2006 ; Illustration 57). La karstification sous le canyon de l'Ardèche est attestée par des reconnaissances en spéléo-plongée. Le niveau inférieur de la grotte de Saint Marcel atteint 60m de profondeur sous l'Ardèche (-10m NGF) et présente des morphologies en paroi (cannelures de ressue, surcreusements en méandre entaillant le plancher de certaines galeries) typique de zones épinoyées du karst (pouvant se retrouver noyées lors des crues).

Ces observations suggèrent que la karstification profonde est générée par des pertes concentrées en surface et est tributaire d'un niveau de base déprimé : le fond du canyon messinien du Rhône (Illustration 57). Suite à cette genèse *per decensum*, la spéléogenèse de certains réseaux évoque des phases de structuration importante en lien avec la remontée du niveau de base au Pliocène. L'argument déterminant d'un tel processus provient du réexamen des connexions verticales reliant les différents niveaux du réseau, telles que les puits-cheminées (Illustration 58). Les morphologies relevées, tant sur leurs parois que sur leurs voûtes, attestent un fonctionnement en régime noyé, interprété comme le refoulement ascendant du système en quête d'exutoire lors de la remontée du niveau de base (Mocochain et al., 2006, Mocochain, 2007). Cette réinterprétation de l'étagement des niveaux de grottes du plateau ardéchois propose de fait une révision de la chronologie d'évolution de l'endokarst se trouvant en dessous de la position de la surface d'abandon pré-évaporitique (c'est-à-dire juste avant la crise et l'abaissement du niveau de base messinien), avec i) les étages les plus bas en altitude s'avèrent être les plus anciens et ii) les étages les plus hauts en altitude s'avèrent être les derniers formés,

avant d'être abandonnés vers 2 Ma, lors de la ré-incision des vallées au Pléistocène (Illustration 57 ; Illustration 58).

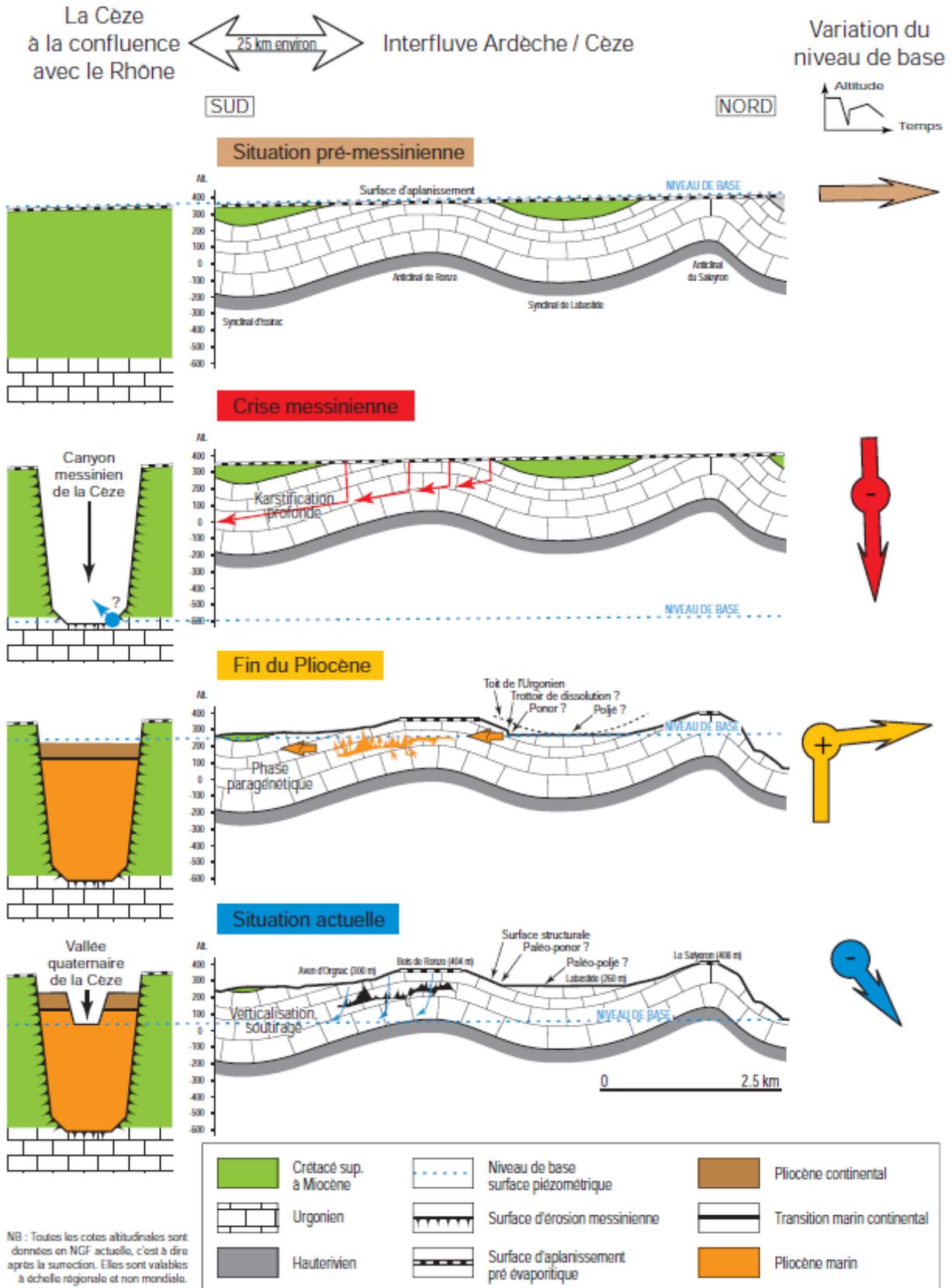


Illustration 56 : Reconstitution paléogéographique simplifiée (quatre étapes) de la mise en place du karst de l'interfluve Ardèche / Cèze associée aux variations eustatiques de la Cèze au cours du Néogène (Delanny et al., 2007).

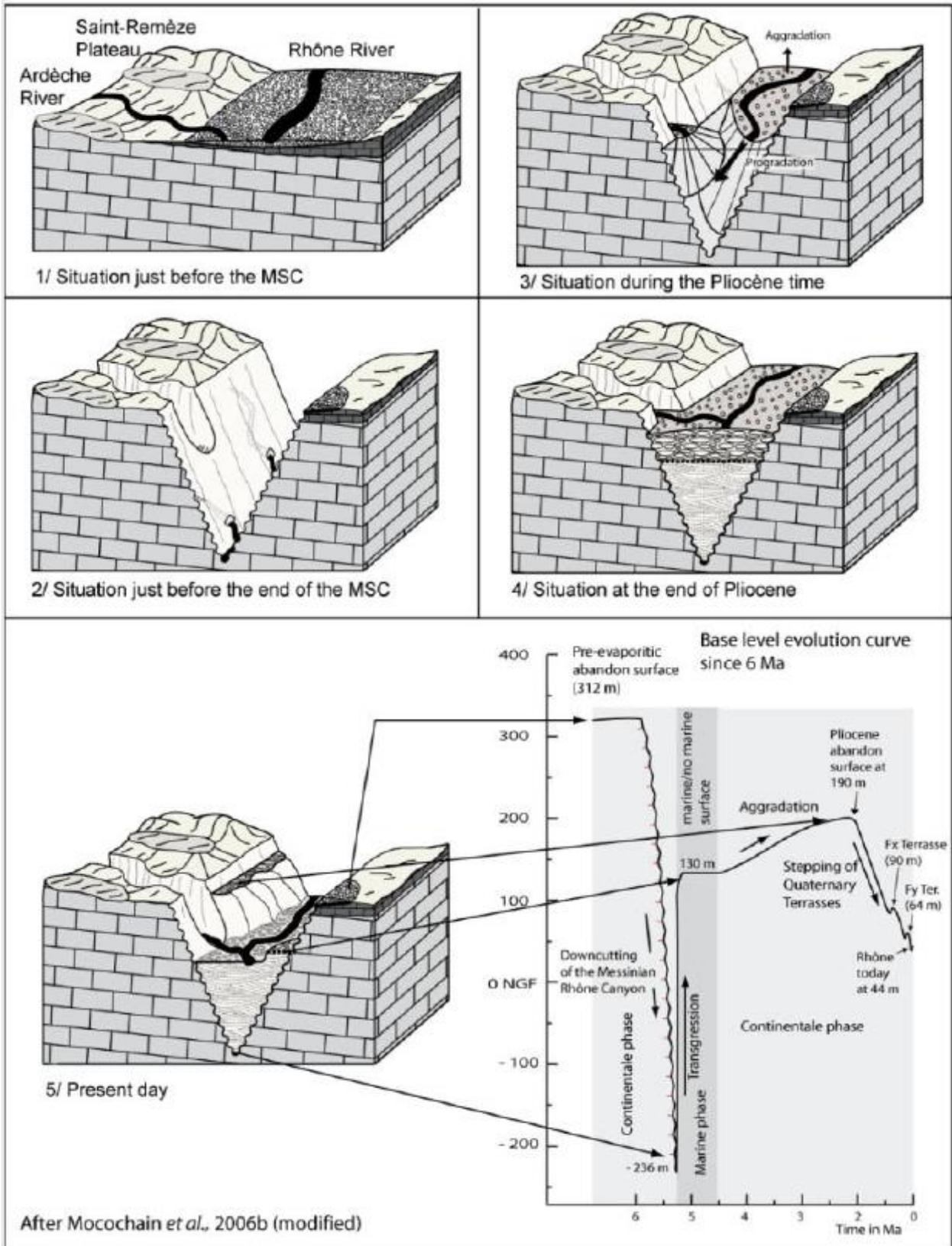


Illustration 57 : les quatre niveaux repères générés depuis le cycle messino-Pliocène jusqu'à l'actuel (Tassy, 2012 d'après Mocochain et al., 2006) MSC : crise de salinité Messinienne (Messinian Salinity Crisis).

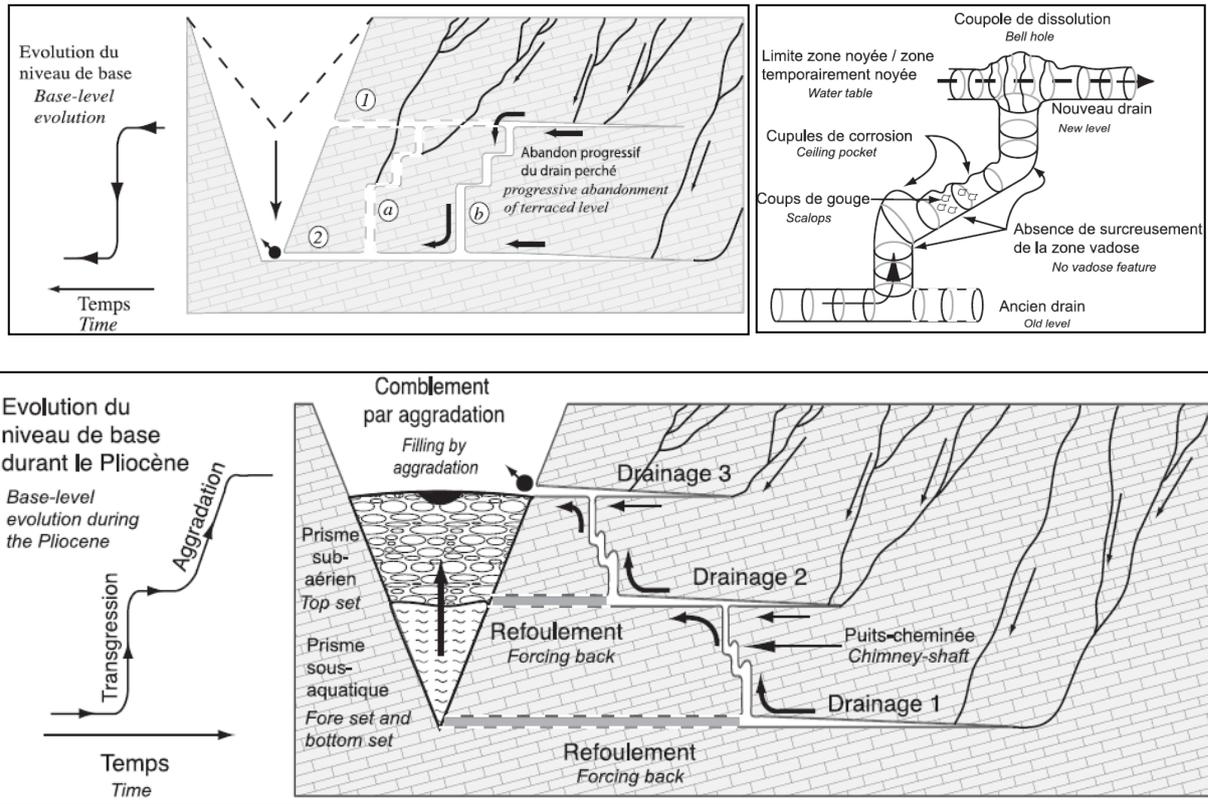


Illustration 58 : mise en place des réseaux étagés de la vallée de l'Ardèche en lien avec la crise messinienne (d'après Mocochain, 2007). En haut à gauche : exemple d'évolution d'un drainage après l'encaissement de son niveau de base. En haut à droite : connexion verticale entre deux niveaux (exemple de la grotte de Saint-Marcel) : puits-cheminée à circulation hydrologique ascendante. En bas : évolution d'un drainage karstique en quête d'exutoire par suite de la remontée de son niveau de base. Dans cet exemple, il demeure une composante héritée des drainages sous-jacents.

La fin du Pliocène et le Quaternaire se caractérisent par un nouvel abaissement du niveau de base. La surrection alpine et l'abaissement du niveau marin vont conduire à une ré-incision des réseaux hydrographiques, et c'est en fonction de ce nouveau niveau de base que les formes vont se réajuster. En surface, les aplanissements réalisés durant la morphogenèse « pliocène » prennent fin du fait de l'accroissement du gradient hydraulique; celui-ci favorise la mise en place de nouvelles structures de drainage endokarstique (pouvant localement reprendre les paléo-conduits messiniens) et une nouvelle étape de verticalisation karstique. Cette verticalisation marque l'arrêt du fonctionnement en poljé des dépressions structurales. Celles-ci sont progressivement perchées et recoupées par des vallons se raccordant aux nouveaux talwegs des vallées quaternaires de la Cèze et de l'Ardèche (Delannoy et al., 2007).

Les massifs du Tricastin, en rive gauche du Rhône (Château-Neuf-du-Pape, Uchaux, Saint-Paul-Trois-Châteaux), n'ont pas bénéficié d'une étude spécifique de leur karstologie, mais on retrouve des similitudes géologiques avec les massifs de la rive droite précédemment décrits.

Par exemple, les altérations crétacées supérieures à paléogènes sont bien visibles en forage et dans le massif d'Uchaux (Parron & Triat, 1978). Les phases d'émersion au Cénomaniens moyen et au Santonien affectent les formations marines du Crétacé supérieur. On retrouve dans le secteur de Bollène la surface pré-messinienne selon Clauzon (1982), qui correspond au toit de la nappe alluviale antérieure au creusement (Illustration 59). L'âge de cette surface est discutable, car elle pourrait aussi correspondre à la surface fondamentale de certains auteurs (Nicod, 1967 ; Blanc ; 1997). Dans tous les cas, elle précède l'incision messinienne. Le forage pétrolier de

Pierrelatte atteint le substratum urgonien sous une épaisse couche d'argile marine pliocène à -236m NGF. Si Clauzon (1982) considère cette profondeur comme le fond du canyon, il est possible que le forage ne soit situé que sur le bord du canyon et ne révèle pas la profondeur réelle (potentiellement plus importante) du canyon messinien (Illustration 59).

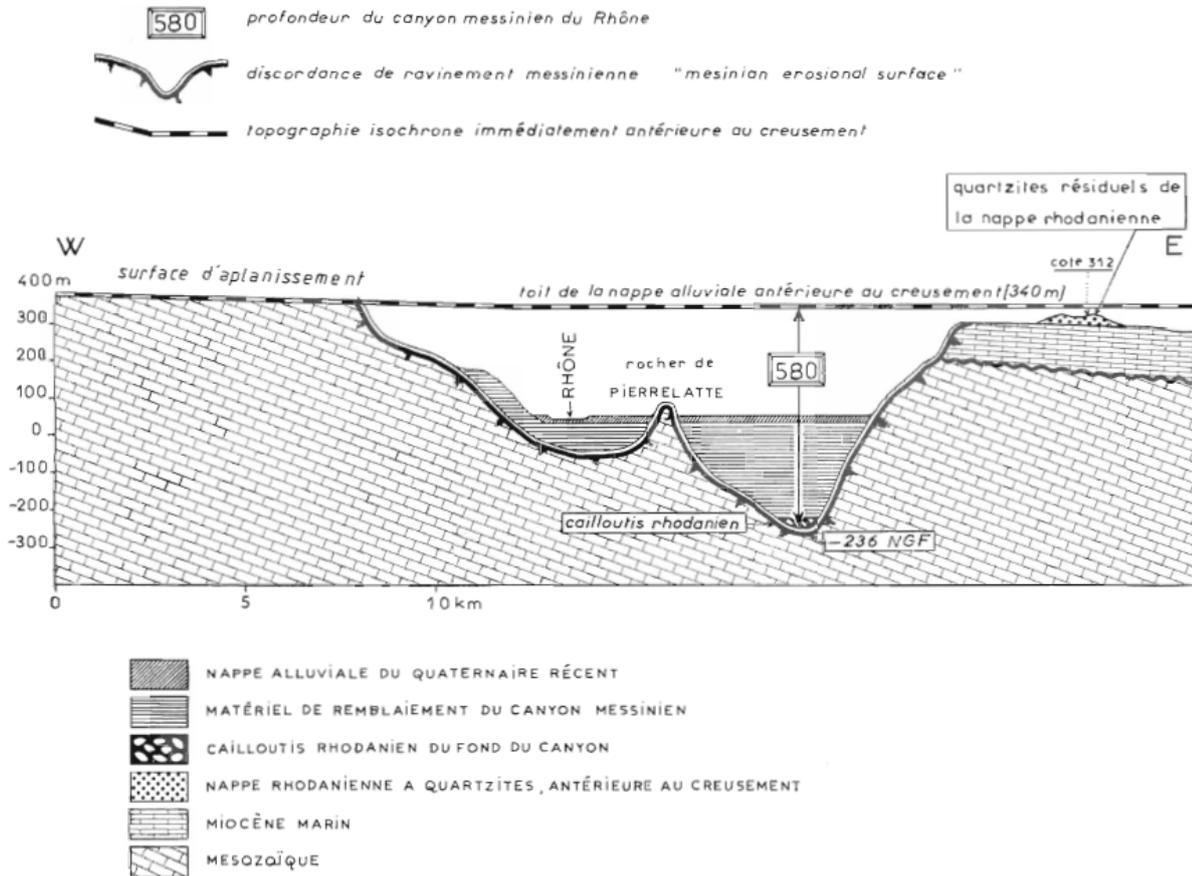


Illustration 59 : représentation du canyon du Rhône au droit de Bollène d'après le forage de Pierrelatte selon Clauzon (1982).

Par exemple, le forage de reconnaissance pétrolière de Mondragon (n° beph 18-1177), situé sur le massif d'Uchaux, présente des indices de karstification (chutes d'outils, venues d'eau, pertes de boue) au sein de l'Urgonien jusqu'à des profondeurs très importantes de -1 245 m NGF (Illustration 60). A cette profondeur, le réservoir est envahi par de l'eau douce. Cette karstification profonde (>1 000 m de profondeur) peut difficilement être expliquée autrement que par la crise messinienne qui affecte fortement la vallée du Rhône. La venue d'eau douce met en difficulté l'hypothèse d'une provenance de fluides profonds d'origine hydrothermale. Il semblerait plutôt que le réservoir contienne des fluides issus d'une origine météorique. Mais l'incision messinienne du Rhône qui reflète cette chute drastique du niveau de base ne présente pas - dans les données disponibles (forages profonds et profils sismiques) - de valeurs aussi profondes. Dans le secteur, les données de forages atteignent des profondeurs de l'ordre de -250m (Pierrelatte) ou -600m (confluence avec la Cèze, profils ANDRA).

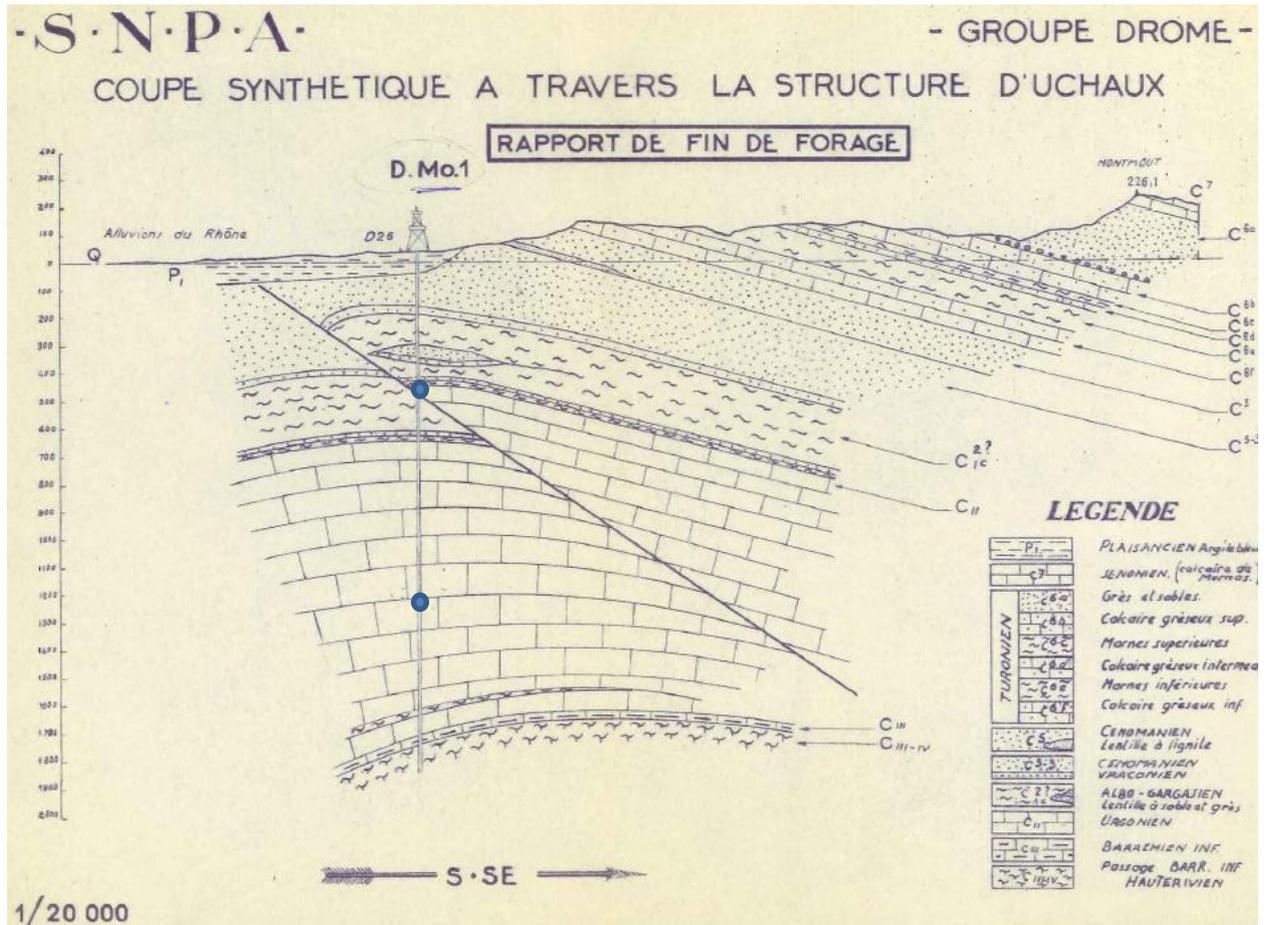


Illustration 60 : coupe interprétative issue des résultats du forage pétrolier Mondragon (n°BEPH 18-1177). Les chutes d'outils et venues d'eau ou pertes associées qui apparaissent à la côté -500 m NGF et -1245m NGF sont représentés par les points bleus.

Afin d'attribuer cette karstification profonde sous le niveau de l'incision du canyon du Rhône à la crise messinienne, deux hypothèses peuvent être avancées :

- 1) La karstification s'effectue sous le niveau de base. Si les massifs sur lesquels s'effectue la recharge sont en altitude, la circulation des fluides, avec le gradient hydraulique, peut initier des boucles de circulation sous le niveau de base ;
- 2) Le niveau de base messinien est descendu sous le niveau du canyon du Rhône (à la même latitude). Si on considère le profil en long du canyon messinien du Rhône, ainsi que le substratum qui constitue le fond de son lit, on remarque qu'entre la faille de Nîmes et la faille des Cévennes, le fond du canyon atteint un substratum carbonaté (Illustration 61), et plus particulièrement l'Urgonien. Il est donc possible que dans cette zone le niveau de base le plus profond lors de la crise messinienne s'exprime par une karstification dont l'exutoire n'est pas callé sur le fond du canyon de cette zone, mais sur une résurgence karstique plus au sud, à l'interface avec un substratum non karstifiable (marneux ou non carbonaté), atteignant une profondeur plus importante. Au sud de la faille de Nîmes, par exemple, l'incision du canyon atteint plus de 1 000 m de profondeur, selon Roure et al., (2009), (Illustration 62).

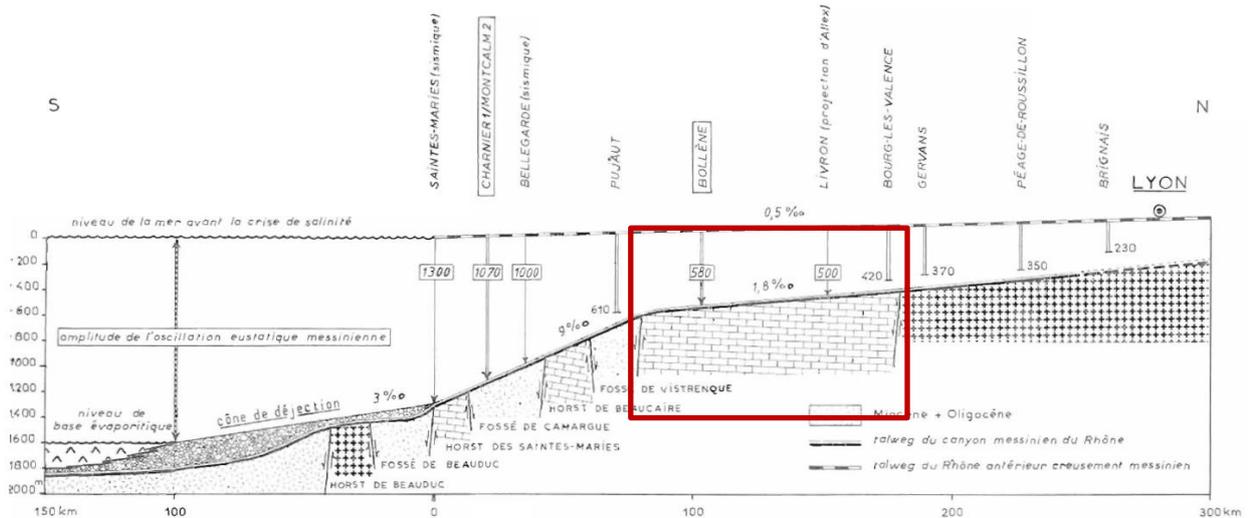


Illustration 61 : profil en long du paléo-canyon messinien du Rhône (Clauzon, 1982). Le rectangle rouge correspond au domaine sous-Cévenol entre la faille de Nîmes et la faille des Cévennes. A cet endroit, le fond du canyon atteint des carbonates.

Dans le bassin de Valréas, aucun indice de karstification profonde n'a été reconnu dans les forages profonds qui atteignent ou traversent les calcaires urgoniens. Les calcaires urgoniens se retrouvent à des profondeurs minimales comprises entre 1 338 m dans la partie ouest du bassin (forages Suze-la-Rousse n°18-1232 et Bouchet n° 18-1211) et 1 958 m dans la partie est (Villedieu, n° 18-1212). Ils sont recouverts par une importante couche de marnes apto-albiennes à cénomaniennes de plus de 200m d'épaisseur qui isolent l'Urgonien du réservoir sablo-gréseux du Crétacé supérieur (Ferry, 1999). L'absence d'indice de karstification concernant le réservoir urgonien peut être discutée : soit l'Urgonien est karstifié mais les forages n'ont pas rencontré les indices, soit l'Urgonien ne présente pas de karstification particulièrement bien développée sous le bassin de Valréas.

Il est possible, du fait de la profondeur importante des formations urgoniennes, que les effets de la crise messinienne soit restés limités à la bordure ouest du bassin. En revanche, il est possible qu'une karstification hypogène² de bassin se soit développée et s'exprime plus particulièrement au niveau des failles. C'est l'hypothèse que fait Huneau (2000) dans sa thèse, du fait des fortes teneurs en hélium mesurées sur quelques forages, qui laissent soupçonner des venues d'eau profondes à proximité des failles situées sous le remplissage miocène (Illustration 63). A proximité de Suze-la-Rousse, il décrit des venues d'eau minéralisées ayant probablement circulé au contact de niveaux évaporitiques profonds, ce qui laissent là aussi penser à des circulations à la faveur de la fracturation locale reconnue par les études géophysiques. Il conclut aussi que les niveaux réservoirs turoniens sous-jacents puissent jouer un rôle dans l'alimentation des niveaux réservoirs miocènes du bassin de Valréas, là aussi par le biais de zones de failles.

² Karstification hypogène : formation de structures de perméabilité agrandies par dissolution, lors de la remontée d'eau souterraine profonde, indépendante de la recharge de la surface sus-jacente ou immédiatement adjacente.

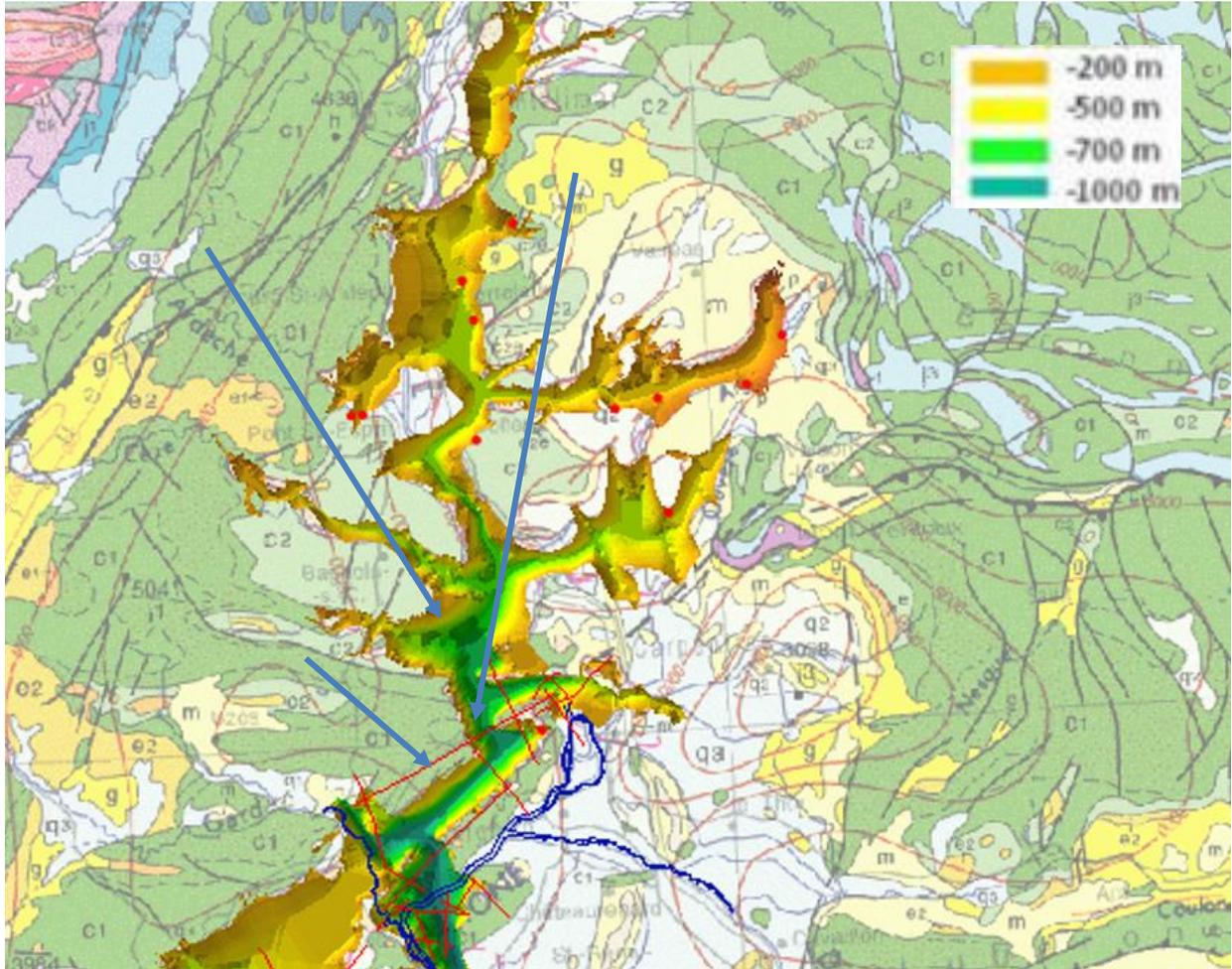


Illustration 62 : circulations karstiques messiniennes schématiques, selon l'hypothèse 2, pour le domaine sous-cévenol au cours de la crise messinienne, lorsque le niveau de base est le plus déprimé (modifié d'après Roure et al., 2009). Cette hypothèse ne tient pas compte de la géométrie de couches en

profondeur, la limite d'enfoncement dans certains secteurs pouvant être contrôlée par une formation plus marneuse sous l'urgonien.

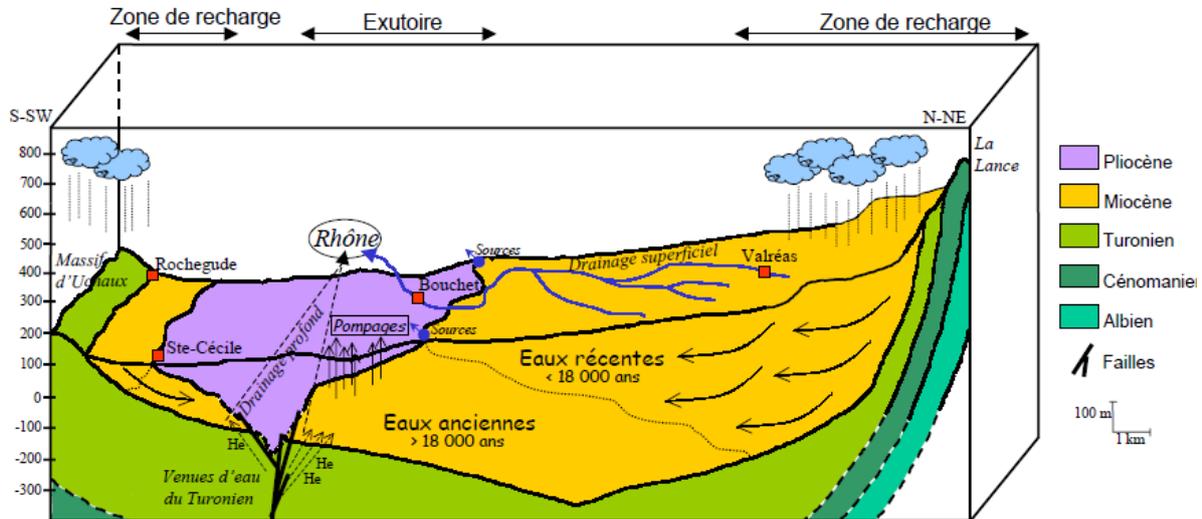


Illustration 63 : schéma proposé du fonctionnement de l'aquifère miocène et relations potentielles avec les réservoirs créacés sous-jacents (Huneau, 2000)

5.2.4. Informations hydrogéologiques du Bassin de Valréas (n°1)

L'aquifère principal du bassin de Valréas actuellement exploité correspond à celui de la molasse miocène. Dans l'étude sur l'identification et la caractérisation de zones prioritaires à préserver pour l'alimentation en eau potable sur la nappe du Miocène datant de 2011, le groupement de bureaux d'études IDEES-EAUX et HYDRIAD a réalisé une synthèse hydrogéologique de l'aquifère.

Le mur de l'aquifère est constitué par les molasses burdigaliennes (formations détritiques, marneuses ou calcaires, fissurées et légèrement karstifiées). Le toit est formé par les marnes pliocènes imperméables qui combrent les paléo-vallées de l'Aygues et de l'Ouvèze ou par les alluvions quaternaires. Le remplissage miocène atteint jusqu'à 800 m d'épaisseur dans le bassin. La nappe de l'aquifère miocène est artésienne, plusieurs secteurs étant caractérisés par un artésianisme jaillissant. Cet artésianisme est dû aux niveaux de sédiments marneux qui peuvent atteindre une épaisseur de 250 m dans certains secteurs. L'écoulement dans l'aquifère se fait de façon parallèle aux rivières de l'Aygues et de l'Ouvèze. Les exutoires du bassin se situent a priori dans ces vallées alluviales.

Dans sa thèse, Huneau (2000) utilise la géochimie et l'isotopie pour compléter la caractérisation du temps de séjour des eaux ainsi que les modes de circulation. Il met en évidence la présence d'eaux très anciennes (âge supérieur à 20 000 ans) dans les parties captives du bassin. Il note qu'avant l'exploitation de l'aquifère, la partie captive présentait des circulations très limitées avec probablement un faible drainage profond par la base de la ria messinienne qui comporte des niveaux conglomératiques. En revanche, la partie libre était principalement drainée par les cours d'eau superficiels ainsi que par quelques sources de débordement. Ainsi, il existait une forte discontinuité hydrodynamique entre la partie libre avec des gradients hydrauliques élevés et la partie captive avec des gradients faibles. L'exploitation actuelle de l'aquifère efface peu à peu cette discontinuité hydrodynamique en augmentant et accélérant les sorties profondes. De fortes teneurs en hélium mesurées sur quelques forages laissent soupçonner des venues d'eau profonde en provenance du Turonien à proximité des failles situées sous le remplissage miocène.

Il existe très peu de données et d'informations sur les caractéristiques hydrogéologiques des calcaires urgoniens dans le bassin de Valréas. Les seuls forages les ayant atteints sont trois forages pétroliers, à des profondeurs supérieures à 1 300 m (Illustration 64), qui ont été arrêtés au sein de ces calcaires. Aucune venue d'eau n'y est signalée. Il peut être fait mention des indices de venues d'eau dans les horizons les surmontant décrits dans les rapports de fin de sondage :

- Forage de Bouchet :
 - le Turonien rencontré entre 336 et 763 m s'est montré essentiellement compact sauf une zone de 8 m ayant donné des venues d'eau douce ;
 - deux zones aquifères ont été rencontrées dans le Cénomaniens, la première entre 940 et 973 m caractérisée par une eau légèrement salée à 3 g/l, et la seconde entre 1093 et 1100 m correspondant à une eau extrêmement minéralisée à 51 g/l de sel. L'eau est décrite dans le rapport comme hyperchlorurée, sulfatée et hypocarbonatée.
- Forage de Villedieu :
 - Le rapport de forage indique que le Miocène poreux est un réservoir d'eau douce ;
 - Ensuite ce sont des réservoirs d'eau salée qui ont été identifiés à plus grandes profondeurs (à 1 280 m et 1 400 m).
- Forage de Suze La Rousse :
 - Comme évoqué précédemment, une forte venue d'eau douce a été rencontrée à 119 m de profondeur dans le Turonien sableux ainsi qu'une petite venue à 217 m ;
 - puis ce sont des réservoirs d'eau salée qui ont été identifiés, l'un au passage du Turonien au Cénomaniens à 885 m et l'autre dans le Cénomaniens.

Compte-tenu de l'analyse de la géométrie des formations géologiques du bassin, du potentiel de karstification et des quelques données hydrogéologiques disponibles sur les forages pétroliers, les calcaires urgoniens sous le bassin de Valréas ne semblent pas être une cible aquifère intéressante.

Si la profondeur des calcaires urgoniens et les venues d'eau minéralisées ne laissent pas envisager de conditions favorables à l'existence d'un potentiel aquifère au droit du bassin de Valréas, la rive gauche du Rhône semble présenter un contexte plus favorable au regard des observations menées sur les deux forages suivants :

- le forage de reconnaissance pétrolière de Mondragon, situé sur le massif d'Uchaux (Illustration 64), présente d'importantes venues d'eau douce au sein de l'Urgonien entre 499 et 546 m de profondeur (2000 l/min d'après le rapport de forage) et entre 1291 et 1296 m de profondeur ;
- un forage profond de 834 m a été réalisé à Saint-Paul-Trois-Châteaux en 2003 pour la commune via une maîtrise d'ouvrage ANTEA. L'ouvrage (08905X1092/F1) a intercepté les calcaires urgoniens de 584 m à 834 m de profondeur (Illustration 64) sous les formations du Pliocène et de l'Albien et de l'Aptien. Une fissure productive a été interceptée entre 640 et 645 m de profondeur et le forage est devenu artésien jaillissant à 10 m au-dessus du sol avec un débit d'artésianisme de 5.2 m³/h. Un pompage d'essai

mené pendant 5 jours à un débit moyen de 45 m³/h a conduit à un rabattement de 237 m non stabilisé. L'exploitabilité de l'ouvrage a été définie à 30 m³/h à un rythme de 15h/j. L'eau est marquée par un faciès bicarbonaté sodique et est caractéristique, avec de légères teneurs en ammonium et en fer, d'un milieu réducteur. La température est de 30,7°C. Ces éléments rendent nécessaires un traitement pour une utilisation en mélange avec une autre source d'approvisionnement (nappe alluviale du Rhône).

Ce dernier forage montre néanmoins un mauvais renouvellement de la ressource.

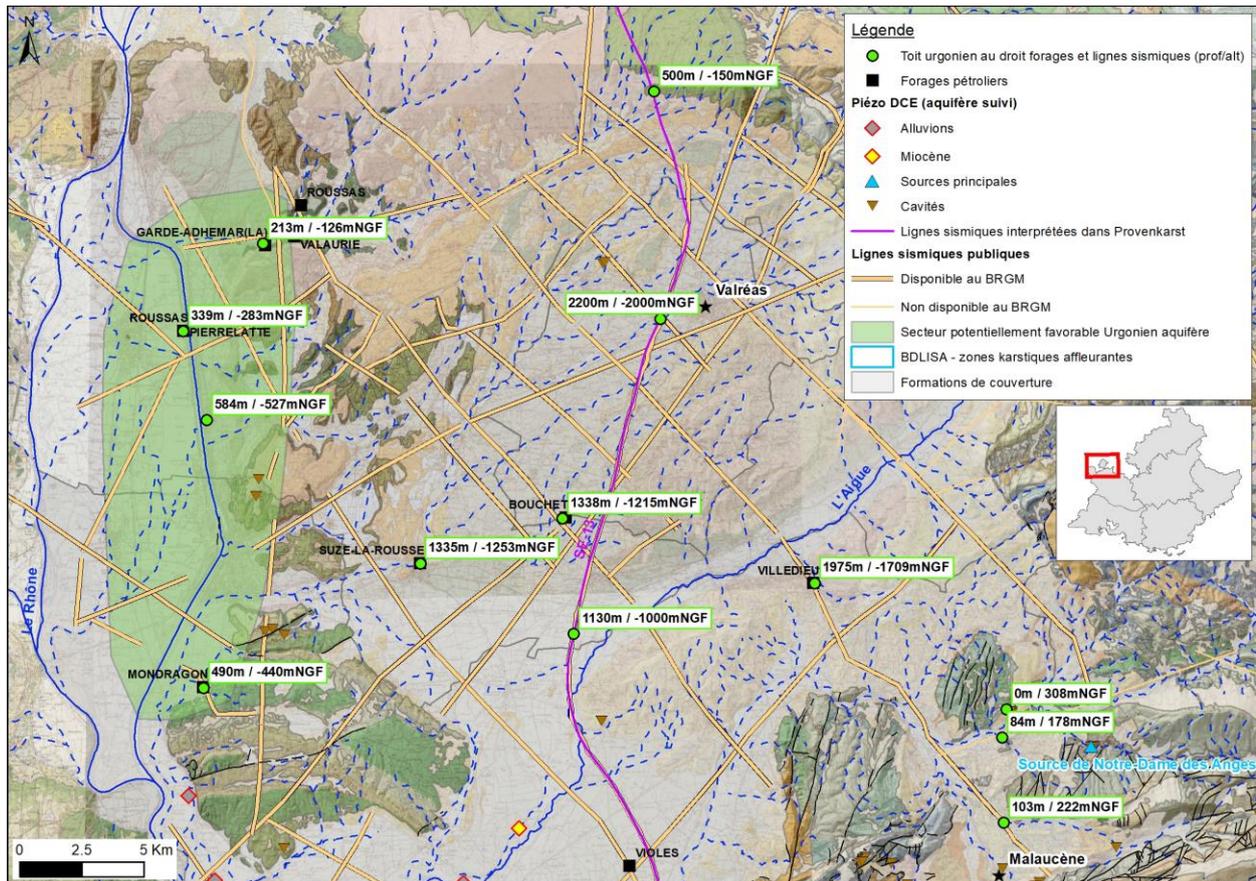


Illustration 64 : carte des données géologiques et hydrogéologiques disponibles sur le secteur de Valréas sur fond de géologie au 1/50 000

5.2.5. Informations hydrogéologiques du secteur de la bordure de la vallée du Rhône d'Orange à Villeneuve-lès-Avignon (n°4)

Le secteur étudié se situe en bordure de la Vallée du Rhône, sur sa rive gauche. Il correspond à la partie comprise entre le Rhône et à l'Est la ligne de collines, depuis Piolenc au nord à Châteauneuf-de-Gadagne au sud, en passant par Orange, Châteauneuf-du-pape et Vedène.

Peu de données existent sur les calcaires urgoniens du Crétacé inférieur sous recouvrement dans le secteur. Six forages interceptant l'Urgonien ont été identifiés dans la BSS (Tableau 1 et Illustration 65).

Le dossier de celui qui est situé plus au nord, à Courthézon, et réalisé à la fin du XIX^{ème} siècle (09402X0070), contient très peu d'informations. Il recoupe cependant la formation sur 330 m d'épaisseur et mériterait d'être recherché sur le terrain et son état évalué avant d'envisager la

réalisation d'investigations complémentaires (diagraphies, tests de pompage, prélèvements pour analyses chimiques etc.).

Les trois ouvrages de la colline de Châteauneuf-de-Gadagne interceptent l'Urgonien sous les marnes bleues de Caumont du Miocène inférieur (09407X0285/F, 09408X0156/F et 09407X0348/F). Là encore, peu d'informations hydrogéologiques sont disponibles, mais l'Urgonien est identifié comme une formation aquifère avec des pertes signalées à la foration sur un des ouvrages. Les débits testés sont faibles (une dizaine de m³/h au maximum) mais les résultats des pompages ne sont pas décrits, et une odeur de sulfure d'hydrogène a été relevée sur un des forages.

Enfin, deux ouvrages interceptant l'Urgonien sont situés sur la commune de Le Pontet, au nord d'Avignon, dans la plaine alluviale du Rhône. Ils captent l'Urgonien sous la molasse miocène (09407X0255/S et 09406X0148/S). Peu d'informations quantitatives sur l'aquifère de l'Urgonien sont encore une fois disponibles.

Ces données montrent le caractère karstique et aquifère de l'Urgonien dans le secteur, mais il est délicat d'aller plus loin dans la caractérisation de son potentiel. Les débits testés sur les forages retrouvés étaient faibles et certains d'entre eux n'interceptent l'Urgonien que sur des épaisseurs limitées.

Il a été également à signaler une odeur de sulfure d'hydrogène (H₂S, œuf pourri) dont la présence est susceptible de témoigner d'une karstification de type hypogène. L'H₂S serait ainsi issu de la remontée de fluides profonds indirectement liés aux zones de recharges environnantes (Jouves, 2018) et favorables aux processus de dissolution de la roche (par corrosion notamment).

Code BSS	Date réalisation	Profondeur (m)	Urgonien	Infos hydro disponibles
09402X0070/S	Mars 1875 à septembre 1884	811	Traversé de 481 à 811 m de profondeur, sous les formations du tertiaire, du Cénomaniens et de l'Aptien.	Objet du forage : « recherche d'eau jaillissante ». L'ouvrage est qualifié d'artésien et la profondeur d'eau indiquée est de 23 m (pas de date associée).
09407X0285/F	Octobre 1973	179	Traversé de 158 à 179 m sous plus de 150 m de marnes bleues de Caumont (Burdigalien)	Seul l'urgonien est capté (parois nues et tube plein au-dessus). Est aquifère à partir de 160 m. Niveau d'eau statique à 48 m de profondeur. Un pompage de 4h à 3 m ³ /h (aucune info).
09408X0156/F	Avril 1978	150	Traversé de 105 à 150 m sous une centaine de mètres de marnes bleues de Caumont.	Calcaire indiqué comme fracturé et aquifère. Pompage de 2.5 m ³ /h, sans autre info.

<p>09407X0348/F</p>	<p>Juin 1976</p>	<p>139</p>	<p>Traversé de 118 à 139 m de profondeur sous 118 m de marnes bleues de Caumont (Burdigalien)</p>	<p>Perte d'eau lors foration à partir 130 m et perte totale à 139 m. Urganien capté de 130 à 139 m. Niveau d'eau statique à 8.30 m de profondeur. Pompage réalisé à 12m³/h pendant 10h, aucun rabattement constaté (pas d'info supplémentaire). Eau à légère odeur d'H₂S indiquée.</p>
<p>09407X0255/S</p>	<p>Février 1971</p>	<p>300</p>	<p>Traversé de 197 à 300 m de profondeur sous la molasse miocène</p>	<p>Objet du forage = eau. Seule information : niveau d'eau situé à 3.7 m de profondeur en février 1971.</p>
<p>09406X0148/S</p>	<p>Novembre 1964</p>	<p>251</p>	<p>Traversé de 245 à 251 m de profondeur seulement, sous la molasse miocène.</p>	<p>Il est indiqué dans le dossier que le sondage a été réalisé en vue de savoir si l'Urganien est aquifère, il semble qu'il le soit à l'est, mais il aurait fallu qu'il soit plus profond. Le niveau statique était de 7 m de profondeur en février 1965. Un pompage de 13 m³/h a été réalisé à la même période. La durée n'est pas précisée mais le rabattement aurait été de 15.45 m. Il est indiqué « eau faiblement sulfatée et chlorurée ».</p>

Tableau 1 : Données hydrogéologiques disponibles sur l'Urganien dans le secteur d'Orange

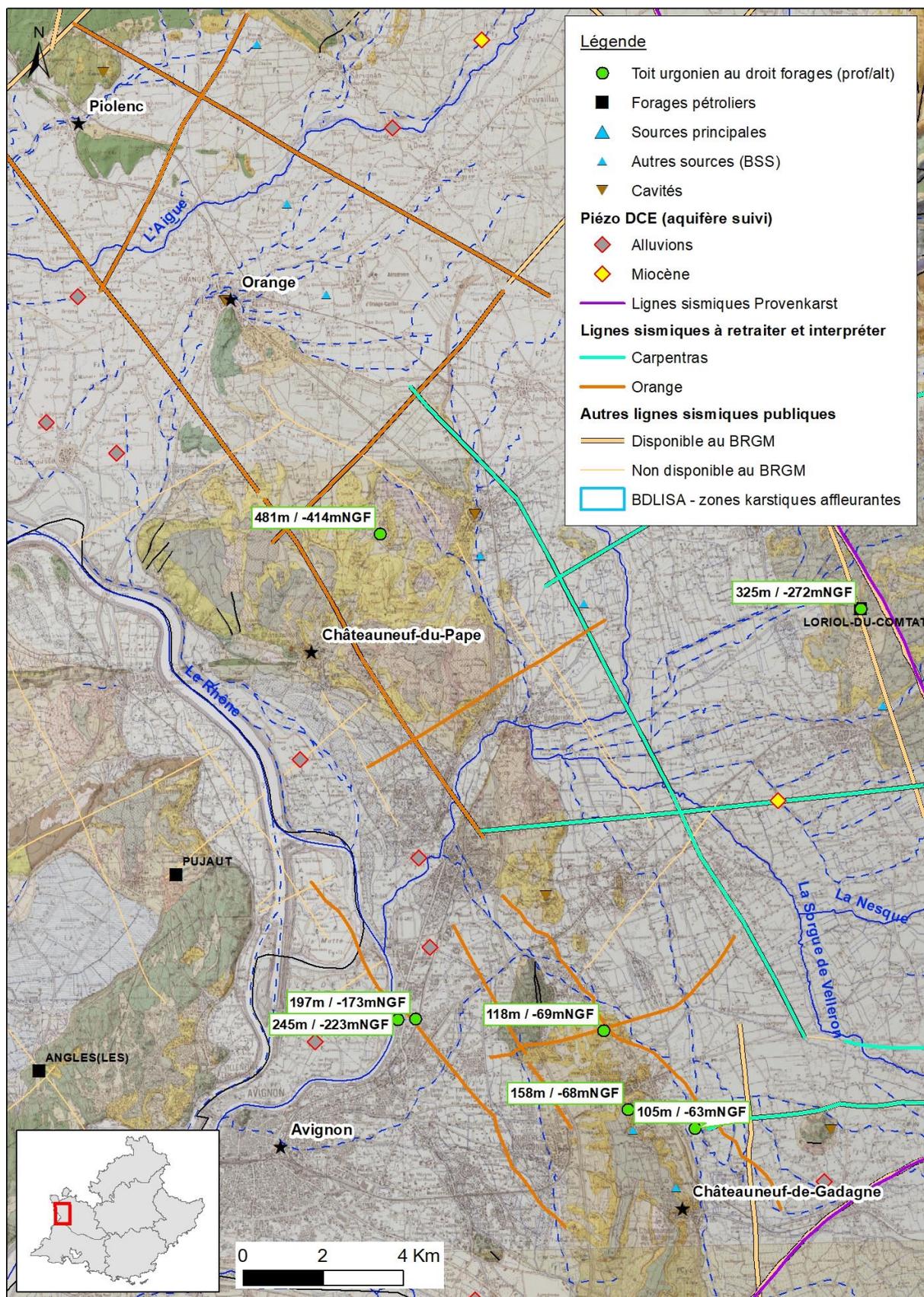


Illustration 65 : carte des données hydrogéologiques disponibles sur le secteur d'Orange.

5.2.6. Perspectives et investigations sur le domaine sous-Cévenol

a) Bassin de Valreas

Le potentiel aquifère des calcaires urgoniens au droit du bassin de Valréas semble faible du fait de leur profondeur probablement trop importante pour avoir été karstifié lors de la crise messinienne et pour de toute façon constituer une cible économiquement réaliste (profondeurs proches de 2 000 m). Les venues d'eau interceptées dans les formations les surmontant étaient très minéralisées. Si, comme attendu, le renouvellement de l'aquifère urgonien est faible, la qualité des éventuelles venues d'eau présentes dans l'Urgonien seront de qualité comparable et ne seront donc pas compatibles avec une exploitation pour l'usage AEP ou agricole. En revanche, la rive gauche du Rhône semble présenter un contexte plus favorable à l'existence d'un aquifère exploitable dans l'Urgonien ; c'est dans ce secteur que des investigations doivent être menées.

L'intérêt du secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé comme suit :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Pas d'incision messinienne au cœur du bassin. Potentiel faible ou limité aux bordures. <i>Secteur en rive gauche du Rhône = potentiel karstif et aquifère élevé.</i>	> 1000 m	Inconnue, mais potentiellement comparable à celle des venues d'eau dans les formations sus-jacentes (très minéralisées).	Inconnue	Faible

Aucune investigation supplémentaire n'est proposée.

b) Secteur de la bordure de la Vallée du Rhône

Les informations disponibles sur l'existence d'un potentiel aquifère dans le Crétacé inférieur sont lacunaires mais laisse envisager un potentiel non nul qui mériterait d'être exploré. L'évaluation de la ressource des karsts profonds de ce secteur devrait être réalisée par :

- une étude de terrain afin de caractériser le degré de karstification des formations urgoniennes affleurantes (massif de Château-Neuf-de-Pape) ;
- le retraitement de profils sismiques dans le bassin à l'ouest du profil « Régional SE13 ». Quatre profils se recoupant existent et permettraient de tenter d'imager la topographie du toit du Crétacé inférieur. L'interprétation géologique risque néanmoins d'être délicate vu le nombre limité de sondages de reconnaissance ;
- la recherche des ouvrages de la BSS interceptant l'Urgonien pour y réaliser des mesures après avoir évalué leur état (diagraphies, tests de pompage, prélèvements pour analyses chimiques) ;

- la réalisation de sondages de reconnaissance à visée hydrogéologique d'une profondeur supérieure à 500 m dans le secteur d'Orange pour reconnaître le Crétacé inférieur.

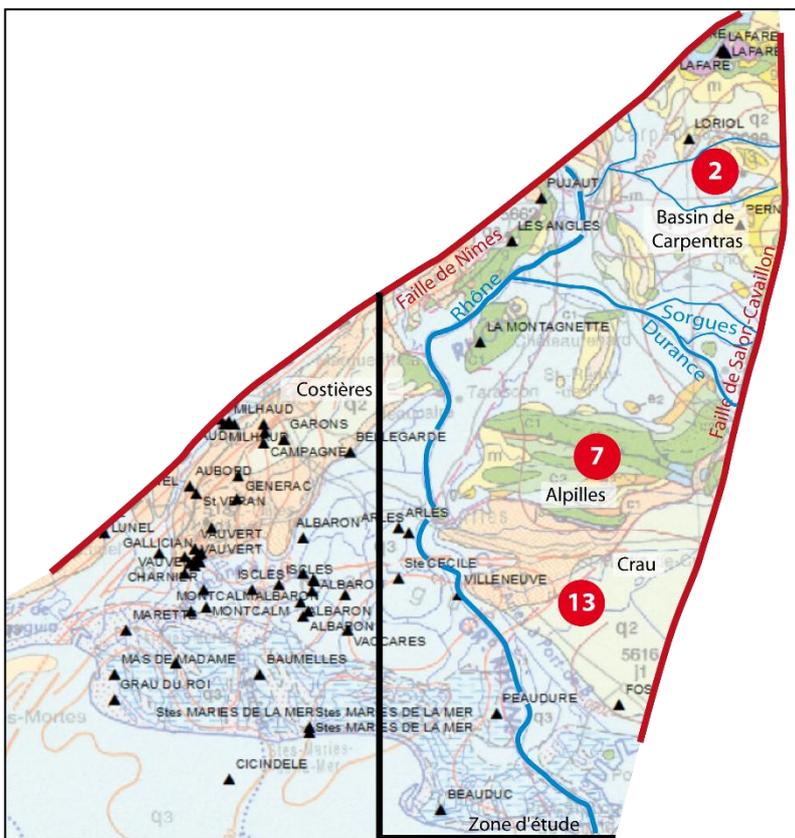
Pré-chiffrage des postes budgétaires de travaux spécifiques :

Poste budgétaire	Coût estimé (€ HT)
Retraitement de 96 km de lignes sismiques auprès d'une société spécialisée (n'inclut pas l'interprétation géologique)	36 000
Sondage de reconnaissance de 700 m de profondeur	250 000

L'intérêt de ce secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Urgonien karstifié à l'affleurement (Châteauneuf-du-Pape) et karstification reconnues ponctuellement en forage sous couverture	Variables, toit situé entre 100 et 500 m d'après ouvrages existants	Localement mauvaise, présence d'H ₂ S relevée sur un ouvrage	Faible d'après qqs ouvrages, à caractériser.	Moyen

5.3. LE DOMAINE RHODANIEN: SECTEURS 2-BASSIN DE CARPENTRAS (SUD DE LA FAILLE DE NIMES), 7- LES ALPILLES ET 13- LA CRAU



Le domaine Rhodanien est situé entre la faille de Nîmes et la faille de Salon-Cavaillon (Illustration 66). Après avoir franchi la faille de Nîmes, la vallée du Rhône s’y développe largement jusqu’à sa zone deltaïque qui s’étale sur la plaine de la Crau. Dans cette zone, on retrouve des éléments structuraux importants, comme les bassins oligo-aquitaniens de Camargue (Vistrenque et Vaccarès) à l’ouest, la structure pyrénéenne des Alpilles au centre, le bassin miocène de Carpentras au nord et la plaine de la Crau au sud.

Illustration 66 : Domaine Rhodanien de la zone d’étude, position des secteurs d’intérêt hydrogéologique, et localisation des forages profonds (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000^e

5.3.1. Les réservoirs carbonatés

Les formations carbonatées « réservoirs » du domaine, susceptibles d’être karstifiées et d’héberger des karsts profonds, sont (de haut en bas, Illustration 67) :

- Les calcaires lacustres du Crétacé supérieur. Bien qu’essentiellement gréseuse ou marneuse, cette formation contient plusieurs bancs carbonatés rencontrés en forage dans le bassin de Carpentras et sous la Crau ou à l’affleurement dans le secteur des Alpilles. Ces niveaux peuvent être karstifiés et peuvent présenter des propriétés aquifères de faibles débits. En revanche ces bancs sont isolés les uns des autres sauf en cas d’accident tectonique ou de contacts anormaux. Sous la Crau, dans le forage de Fos-sur-Mer, les formations rognaciennes (Maastrichtien) ont induit des pertes de boues partielles vers 560 m de profondeur ;

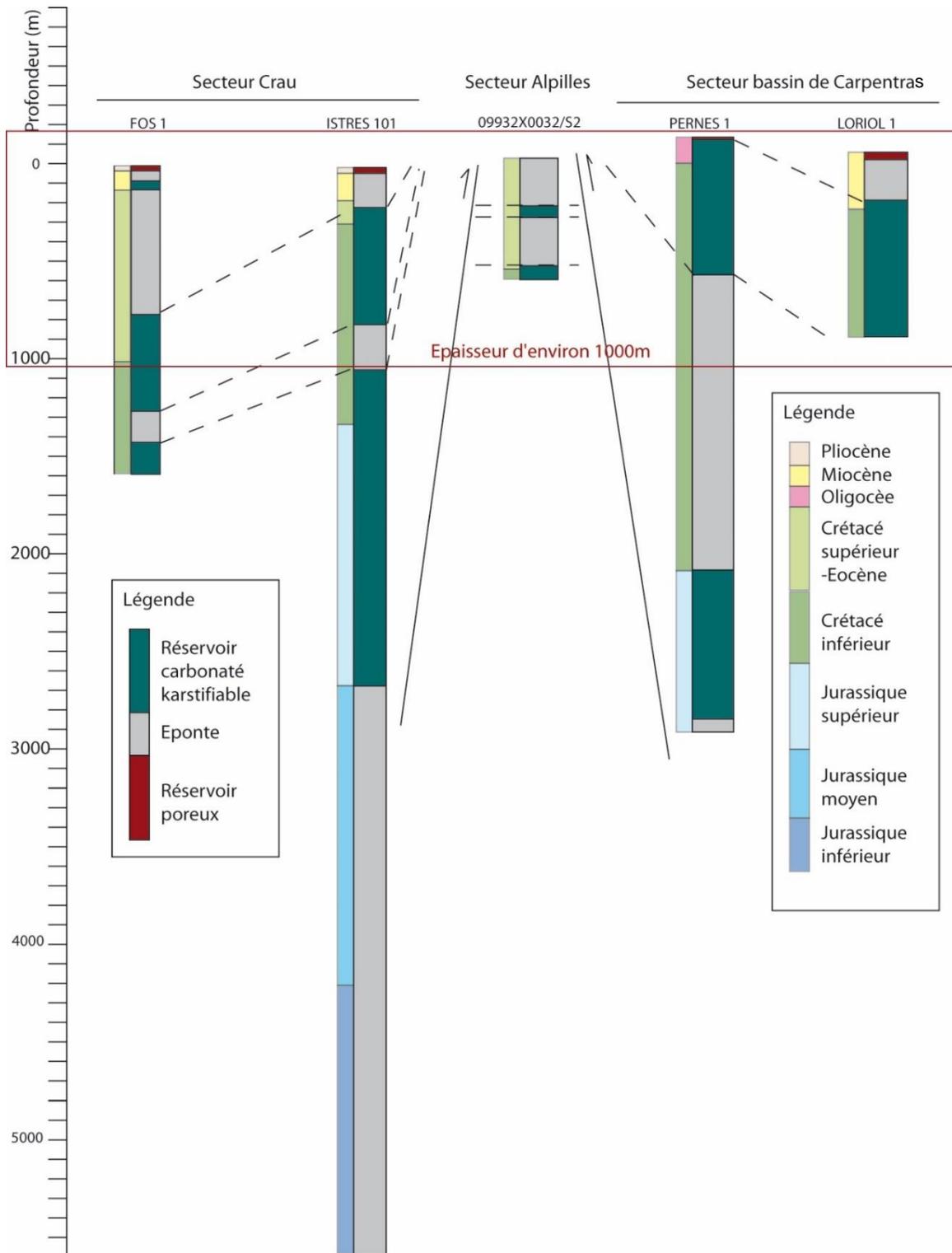


Illustration 67 : forages pétroliers profonds du domaine Rhodanien du Sud au Nord, couvrant les secteurs depuis la Crau jusqu'au bassin de Carpentras. Il n'y pas de forage profond dans le secteur des Alpilles en revanche, un forage BSS de 600 m atteint le toit du Crétacé inférieur (faciès urgonien). En face de la colonne stratigraphique (les âges) sont représentés de façon synthétique les potentiels « réservoirs » des

formations traversées par ces forages. Les secteurs sont limités par des accidents tectoniques qui décalent les réservoirs de part et d'autre ; des connexions restent néanmoins possibles.

- Les calcaires du Crétacé inférieur. Leur partie supérieure est constituée des faciès urgoniens d'âge (Hauterivien à Barrémien) et présente les caractéristiques d'un réservoir de porosité granulaire et karstique de bonne qualité. Il est séparé du réservoir situé à la base du Crétacé inférieur (d'âge Berriasien à Valanginien) par une éponte (d'âge Valanginien à Hauterivien) dont l'épaisseur varie régionalement (Illustration 67). Dans le bassin de Carpentras, le forage de Loriol présente des venues d'eau dans le faciès urgonien du Barrémien à 343m de profondeur. Dans le forage de Pernes, on signale plusieurs pertes de boues totales et partielles dans ce même faciès entre 448 et 5 546 m de profondeur, constituant des indices de karstification. De l'autre côté du Rhône, le forage des Angles rencontre plusieurs venues d'eau au sein des formations urgoniennes du Barrémien entre 66 et 234 m de profondeur. Pour ce qui est du secteur des Alpilles, le forage de la Montagnette a rencontré des pertes partielles de 88 à 356 m de profondeur dans les calcaires de l'Hauterivien. Enfin sous la Crau, le forage de Peaudure est affecté par des pertes partielles de boue à 391 m dans le Valanginien ; dans le forage de Beauduc une perte totale à 1 402 m survient dans les faciès de l'Urgonien et dans le forage de Fos sur Mer le forage est en perte totale de 914 à 1 605 m depuis le Coniacien jusqu'au Valanginien, ce qui montre de la karstification ;
- Les calcaires et dolomies du Jurassique supérieur sont des formations réservoirs. Néanmoins, ces formations se trouvent à des profondeurs très importantes (entre 1 500 à 2 000 m) sous l'ensemble du secteur (excepté au Nord de la Crau et au Sud du massif des Alpilles). Dans le bassin de Carpentras, des pertes partielles de boues se sont produites dans le Malm entre 2 587 et 2 608 m de profondeur (forage de Pernes). Dans le forage Les Angles (situé dans le Gard à l'ouest d'Avignon), deux pertes partielles à 1 799 et 4 546 m de profondeur se sont produites ; la première dans le Tithonien et la seconde dans le Lias inférieur. Dans le forage de la Montagnette, on suspecte une perte totale à 1 712 m de profondeur au sein du Kimméridgien. Enfin, sous la Crau, le forage d'Istres est affecté par des pertes partielles de boue entre 1 765 et 1 840 m dans les formations du Tithonien. Ces pertes sont autant d'indice de karstification majeure de ces formations.

5.3.2. La géométrie des formations

Ce domaine a été fortement structuré lors des déformations pyrénéo-provençales et alpines ainsi qu'au cours du rifting oligo-aquitain. Un profil sismique « Régional » traverse ce domaine du Nord au Sud et permet d'illustrer cette structuration.

a) La Crau

La plaine de la Crau est entièrement recouverte par les alluvions plio-quadernaires de la paléo-Durance. Ce delta fossile de la Durance cache sous ses sédiments une structuration des terrains mésozoïques relativement complexe, constituée par (Illustration 68) :

- au Nord, l'émergence du chevauchement pyrénéo-provençal de l'Anellier, constitué par les formations calcaires et dolomitiques du Jurassique supérieur et du Néocomien qui chevauche les formations du Crétacé. La klippe de Mouriès constitue un témoin de la flèche de déplacement de ce chevauchement ;

- au centre, un bassin tertiaire à remplissage oligocène, miocène et pliocène. Les failles extensives produites lors du rifting du Golfe du Lion, segmentent et effondrent le chevauchement de l'Anellier en créant de petits bassins oligocènes. Ils sont scellés par les formations marines du Miocène, elles-mêmes érodées en partie par l'incision messinienne puis re-remplie par les dépôts plio-quaternaires de la Durance ;
- au Sud, un synclinal à dépôt-centres Crétacé supérieur et Miocène. Ce synclinal se trouve dans la continuité du synclinal de l'Arc, qui passe sous l'Etang de Berre et se pince à l'Ouest du forage Fos-Sur-Mer. Ce synclinal est limité au Sud par la continuité du chevauchement de la Nerthe (Illustration 69).

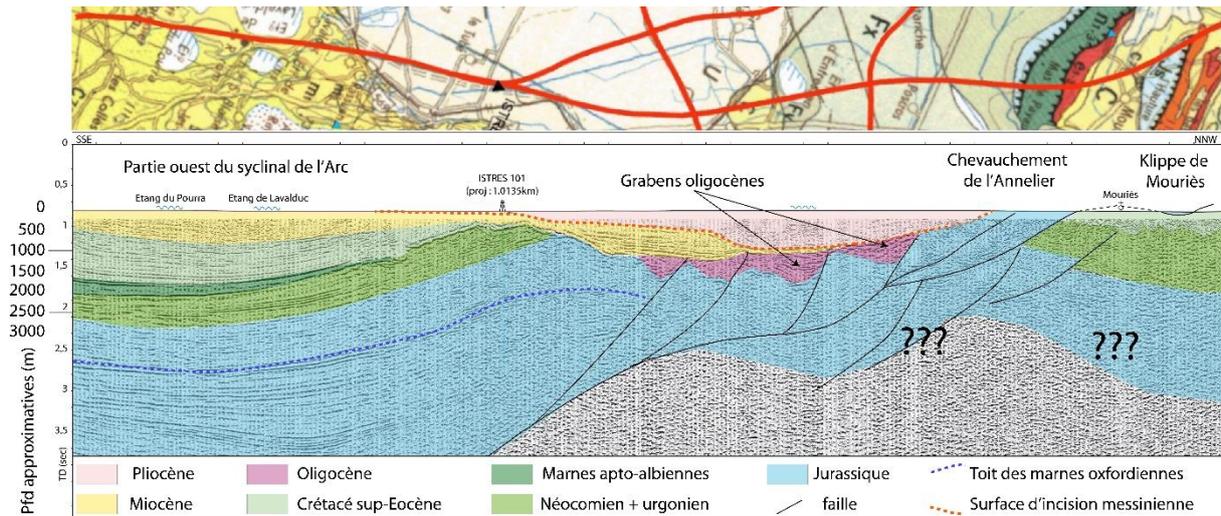


Illustration 68 : partie Sud du profil sismique « Régional SE13 » interprété. Profil orienté nord-ouest sud-est.

Les forages profonds qui atteignent les formations calcaires sont reportés sur l'illustration 69. Associés aux anomalies gravimétriques de Bouguer (Couëffé at al., 2012), ils confirment la position des anticlinaux (Istres et Peaudure) à l'aplomb des zones roses ainsi que la terminaison du « synclinal de l'Arc » à l'Ouest de l'Etang de Berre (Illustration 69).

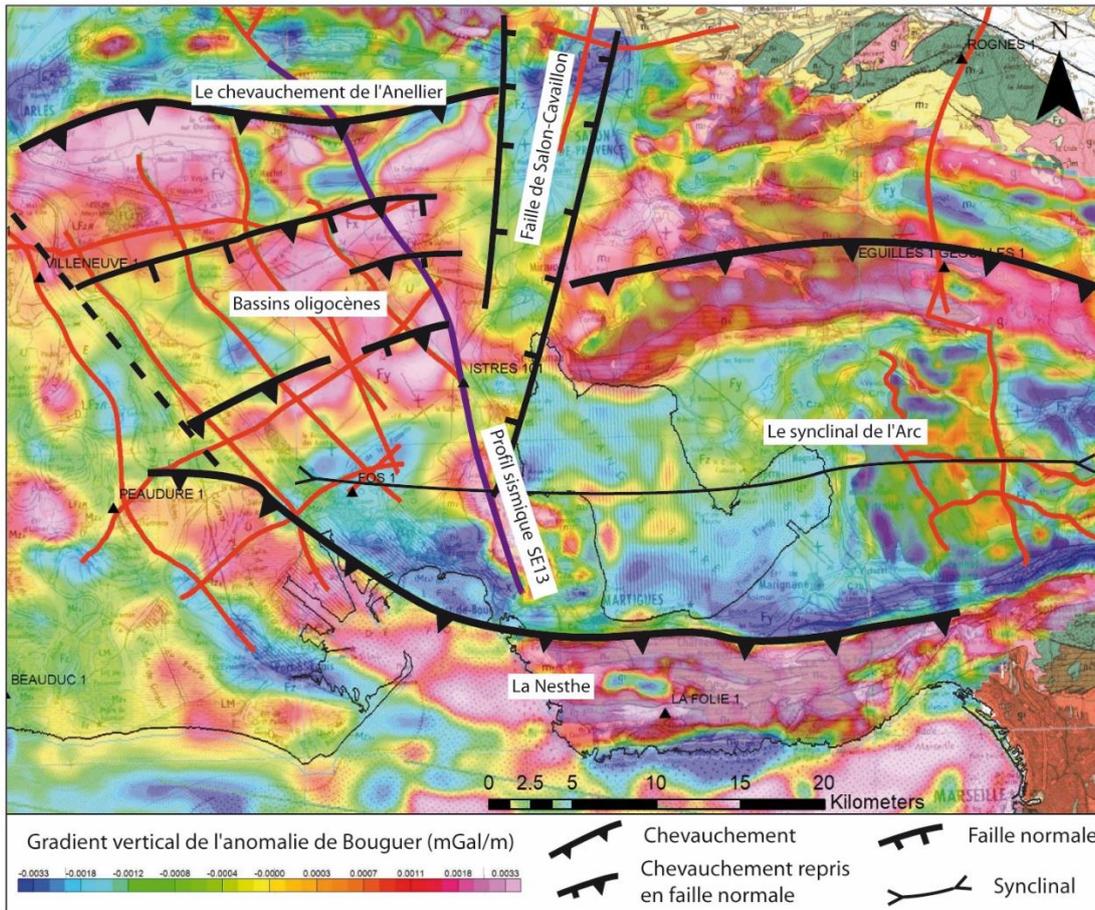


Illustration 69 : carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer en transparence sur fond de carte géologique au 250 000^e. Positionnement des principales structures tectoniques sous la Crau et leur continuité avec les structures du Domaine Durancien (Synclinal de l'Arc, Nerthe, Eguilles). Triangles noirs : forages pétroliers.

b) Le massif des Alpilles

Le massif des Alpilles correspond à une structure anticlinale de 18 km d'axe est-ouest. C'est un chevauchement pyrénéo-provençal à vergence Sud, repris lors de la compression alpine à la fin du Miocène. Relativement simple à grande échelle (Illustration 70), le massif est néanmoins composé de plusieurs anticlinaux dissymétriques, faillés ou tronqués dû à cette reprise alpine. Le flanc nord est constitué par les calcaires du Crétacé inférieur (Néocomien surmonté du faciès Urgonien), qui plongent dans le bassin de St-Rémy-de-Provence, sous le Crétacé supérieur, l'Éocène, le Miocène et les alluvions quaternaires de la Durance. Le flanc sud, quant à lui, surmonte, par chevauchement, les séries du Crétacé supérieur plissées en alternances de petits synclinaux et anticlinaux faillés. Dans ce secteur, le crétacé inférieur (Néocomien et Urgonien) possède une importante épaisseur (1000 à 1500 m). Le bassin de St-Rémy-de-Provence est lui aussi affecté par des plis et petits chevauchements qui structurent et segmentent les formations mésozoïques. Le toit du Crétacé inférieur (faciès urgonien) sous recouvrement Miocène et Crétacé supérieur, peut être atteint à relativement faible profondeur (de l'ordre de 200 m), à l'aplomb des têtes d'anticlinaux.

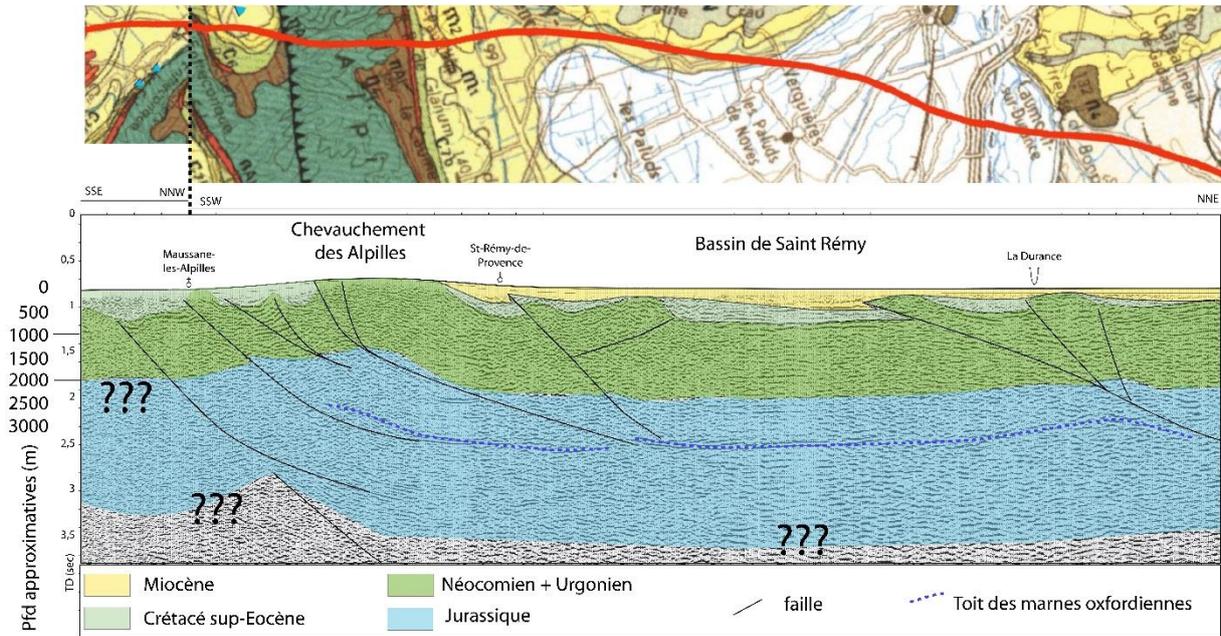


Illustration 70 : partie centrale du profil sismique « Régional SE13 » interprétée, traversant les Alpilles et le bassin de St-Rémy-de-Provence. Voir localistaion sur Illustration 49.

c) Carpentras

On retrouve dans le bassin de Carpentras les formations oligocènes (Illustration 71) qui ont été érodées dans le secteur des Alpilles. Ces dépôts comblent des dépressions formées lors de l'ouverture du Golfe du Lion. Ils sont associés au re-jeu en failles normales d'accidents pyrénéo-provençaux ou plus anciens comme la faille de Nîmes, héritée de l'Hercynien. Certains de ces accidents rejouent en failles inverses lors de la phase alpine. Ces déformations polyphasées affectent les formations mésozoïques, les structurant sous couverture par une série d'anticlinaux et de synclinaux (Illustration 71). En fonction, le toit de l'Urgonien est plus ou moins proche de la surface, compris entre 200 m et 1 500 m de profondeur. Dans ce secteur, les formations du Crétacé inférieur sont très épaisses, le forage de Pernes en rencontre une épaisseur de plus de 2 000 m (Illustration 71).

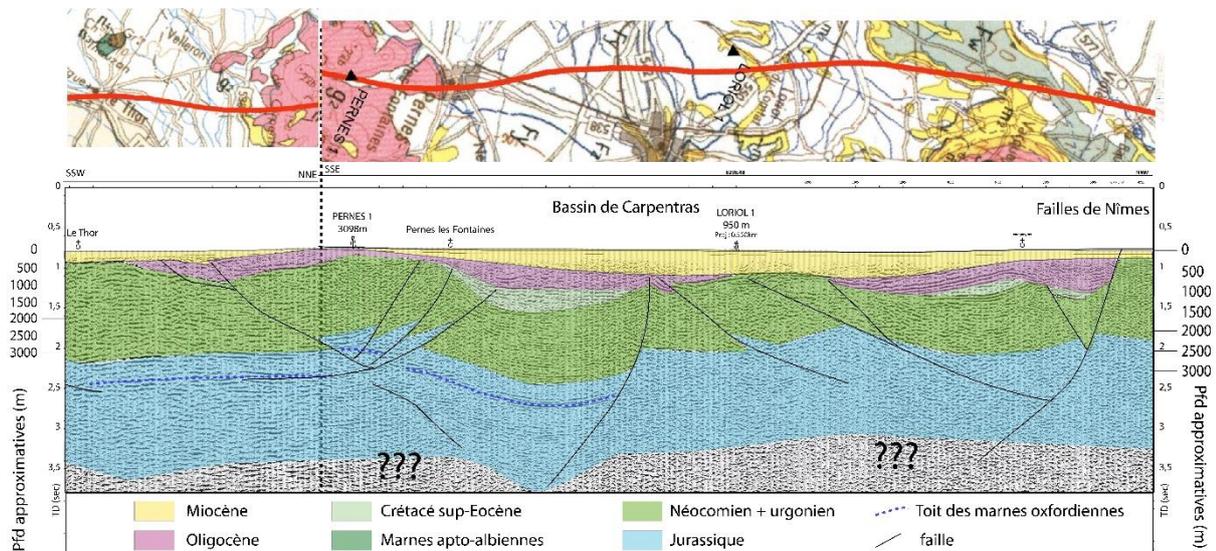


Illustration 71 : partie Nord du profil sismique « Régional SE13 » interprété, traversant le bassin de Carpentras. Voir localistaion sur Illustration 49.

5.3.3. La Karstification

Hormis le massif des Alpilles ainsi que quelques petits massifs épars (La Montagnette, horst de Beaucaire, Chateaufort, le relief au nord-ouest d'Aramon et Les Angles), les formations carbonatées mésozoïques se trouvent majoritairement sous recouvrement Tertiaire et Néogène. Peu de travaux spécifiques font état de la karstogenèse qu'elles ont subi, mais quelques études révèlent certains traits morphologiques déjà évoqués.

Situé à l'aplomb du bombement durancien, le domaine rhodanien conserve les témoins de l'émergence et de l'altération qui ont affecté cette zone au Crétacé inférieur. La bauxite constitue un des principaux témoins. On la retrouve dans le massif des Alpilles, au sein de quatre bassins synclinaux à cœur crétacé supérieur (Lajoinie & Laville, 1979) : Mouriès, Fontvieille-Maussane, Les Baux et Saint Rémy. L'exploitation du minerai a permis d'observer et d'étudier les relations de la bauxite avec son toit et son mur. Elle repose sur un substratum Hauteriviens à Barrémien (faciès urgonien) karstifié et est recouvert par un calcaire lacustre « valdo-fuvélien » du Crétacé supérieur. La bauxite peut se retrouver dans des poches karstiques, le plus souvent tectonisées par les déformations pyrénéo-provençales, ou en couches scellant une morphologie irrégulière au toit du Crétacé inférieur (Illustration 72). Cette morphologie en creux et bosses est typique d'une karstification qui s'est produite sous couverture (cryptokarstification).

Si la bauxite n'est pas présente partout ailleurs, on matérialise la discordance entre le Crétacé inférieur et supérieur comme la surface des bauxites. Si cette surface est relativement simple à suivre dans la zone des Alpilles, elle disparaît au nord, dans le bassin de Carpentras. En effet, sous le bassin de Carpentras, la bauxite n'est répertoriée ni à l'affleurement, ni en forage. Si en bordure est du bassin, sur les contreforts des monts de Vaucluse et au nord de la faille de Nîmes, à la frontière avec le bassin de Valréas, on rencontre la transition Albien-Cénomaniens, la surface des bauxites disparaît sous le bassin et le Tertiaire (Oligocène) repose en discordance sur l'Urgonien. La période d'érosion du Sénonien à l'Eocène moyen est particulièrement intense dans la majeure partie du bassin de Carpentras, ce qui provoque la disparition des sédiments crétacés supérieurs et la surface des bauxites (ou son équivalent sédimentaire apto-albien).

Sous la Crau, la surface des bauxites a aussi largement disparu, suite aux déformations pyrénéo-provençales et oligo-aquitaniennes et à l'érosion, mais on la retrouve à l'extrême sud-est, dans

la partie occidentale du périclinal de l'étang de Berre, en continuité du synclinal de l'Arc. En effet, le forage de Fos-sur-Mer traverse 900 m de Crétacé supérieur qui repose en discordance sur les calcaires marneux de l'Hauterivien préservant la surface des bauxites (sans en rencontrer la présence) à 1 023 m de profondeur.



Illustration 72 : pinnacle de calcaire urgonien pointant sous le recouvrement bauxitique à la carrière des Canonnettes (Alpilles, Bouches du Rhône, France). Photo J. L. Guendon (Fabre, 1983).

La karstification paléogène n'est pas documentée. On attribue au Paléocène un caractère continental favorable à l'altération des terrains précédemment déposés (Wyns et Guillocheau, 1999). Puis à l'Eocène, la mise en place des reliefs constitués par les têtes des chevauchements et anticlinaux va permettre l'érosion des sédiments du Crétacé supérieur et la sédimentation des résidus dans les synclinaux. Il n'existe pas de paléokarsts identifiés comme contemporains de ces déformations. Sans doute parce que l'érosion et le démantèlement des reliefs sont prédominants, mais aussi parce que la sédimentation continentale entraîne souvent des remplissages karstiques azoïques. Au cours du rifting Oligo-Aquitain, le domaine rhodanien est fortement affecté. Les forages et profils sismiques révèlent une structuration en horsts et grabens dont certains (Bassin de Vistrenque) atteignent plus de 4 000 m de profondeur sous la surface (Benedicto, 1996; Illustration 73). Plusieurs forages traversent les séries sédimentaires oligocènes au sud des Alpilles et présentent un complexe calcaréo-salifère très développé. Cette sédimentation biochimique témoignant de conditions de bassins clos soumis à une alternance d'évaporation et de dépôts carbonatés (dissolution des massifs alentours), suggère une intense karstification des zones émergées. C'est aussi cette période qui est identifiée comme période d'aplanissement majeure par les auteurs (Nicod, 1967 et Cluzon et al., 1990).

Cette structuration oligocène joue un rôle lors de l'abaissement du niveau de base au Messinien. En effet, la présence de ces grabens profonds peut avoir eu un impact sur les écoulements karstiques au cours de la crise (Audra et al., 2004 ; Husson, 2013), provoquant des barrages et une chenalisation des écoulements karstiques. C'est le cas du bassin Vistrenque qui impose une barrière aux écoulements venant du nord-ouest, et qui semblent être drainés en direction du sud-ouest vers des exutoires au sud du massif de la Gardiole (Husson, 2013).

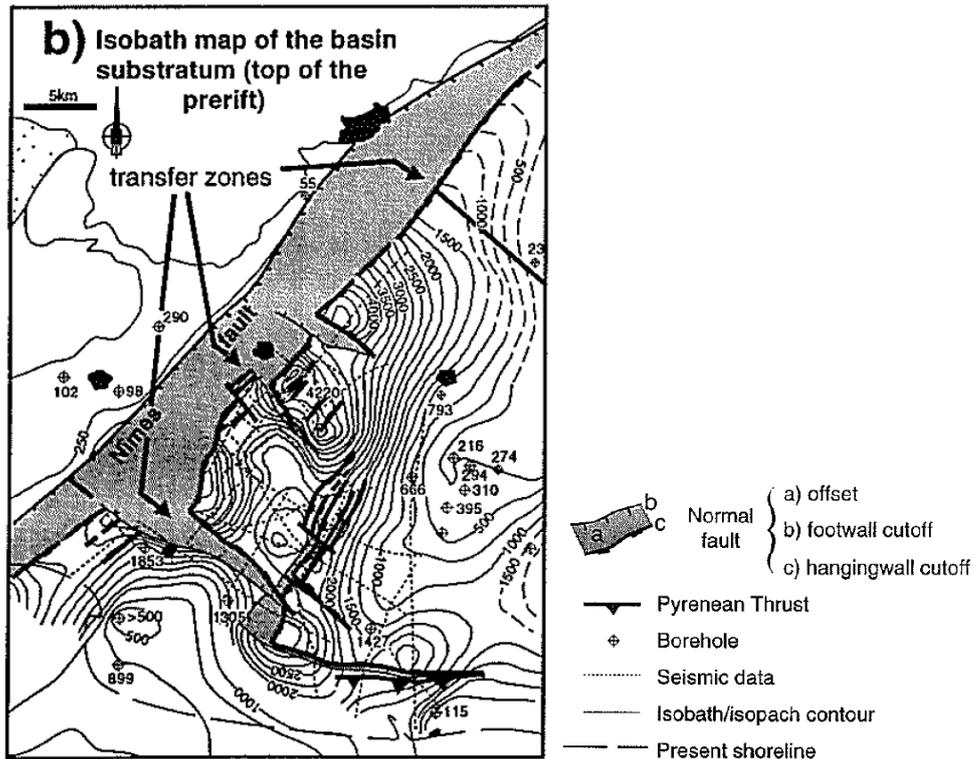


Illustration 73 : Iso-profondeurs du substratum pré-rift sous le bassin Oligo-Aquitainien de Vistrenque (Benedicto, 1996). Le remplissage du bassin atteint une profondeur maximale de 4 220 m.

Dans le domaine Rhodanien, l'impact de la crise messinienne est très important. Le paléo-Rhône messinien atteint 1 200 m de profondeur (interprétation de profils sismiques) dans le secteur des Saintes-Maries-de-la-Mer (Clauzon et al., 1990; Guennoc et al., 2000). L'incision remonte en Camargue avant de bifurquer vers le nord-est au niveau du graben de Vistrenque, sous les Costières de Nîmes (Roure et al., 2009, Illustration 74). L'amplitude diminue peu à peu vers l'amont mais reste estimée à plus de 1 000 m au sud de la faille de Nîmes (Illustration 74). L'incision messinienne de la Durance traverse le massif des Alpilles dans sa partie est, par la cluse de Saint-Pierre-de-Vence puis la Crau à une profondeur beaucoup plus faible (aux alentours de 700 m) avant d'effectuer un tracé en baïonnette en direction du nord-ouest et de s'approfondir rapidement pour rejoindre le Rhône au nord-ouest des forages d'Arles (Roure et al., 2009, Illustration 74). Cet approfondissement apparaît continu sur l'illustration 74 entre les points de contraintes (dû aux interpolations réalisées) mais ne l'est peut-être pas en réalité. Le profil d'altération le long du Rhône et de la Durance a pour l'instant été interprété comme un profil immature acquis durant la très courte phase de creusement des canyons (Clauzon, 1996). Mais on peut aussi supposer que dans les secteurs carbonatés une partie des écoulements de surface puissent passer en souterrain, une fois la karstification bien développée. Des reculées karstiques ont pu se former au niveau des exutoires au détriment des cours d'eau qui n'étaient pas suffisamment alimentés, permettant une position perchée de ces affluents aériens. La position perchée de la Durance pourrait être expliquée par ce type de phénomène. Cette hypothèse est d'autant plus plausible que l'écorché de la surface messinienne de la Durance atteint les carbonates à sa jonction avec le paléo-canyon du Rhône, ce qui pourrait être à l'origine de la création d'une fenêtre hydrogéologique (c'est-à-dire une zone de contact direct entre le fleuve et les formations carbonatées, permettant la dissolution directe des carbonates et la perte du réseau de surface vers le souterrain).

Ce fonctionnement souterrain pourrait être généralisé au nord des Alpilles, car l'incision messinienne n'y est pas reconnue, sauf beaucoup plus au nord dans le bassin de Carpentras.

Hormis ce bras qui traverse la faille de Nîmes mis en évidence par Schlupp et al. (2001) (Illustration 74), le canyon du Rhône ne semble pas avoir d'affluent entre celui-ci et les Alpilles, ce qui laisse une aire géographique importante au sein de laquelle les écoulements ont pu se faire, pour l'essentiel, en souterrain. Certains auteurs (Audra et al., 2004; Mocochain et al., 2011) proposent que le paléo-exutoire de la fontaine de Vaucluse soit situé en aval de la paléo-vallée qui traverse la faille de Nîmes (Illustration 75), située au nord-ouest de l'exutoire actuel. C'est une possibilité, mais cette paléo-sortie pourrait aussi bien se faire via des écoulements souterrains passant sous les Alpilles en direction de la Crau. Cette hypothèse est proposée en interprétant la carte de l'incision messinienne (Illustration 74) qui présente un secteur de vallées incisées (en vert, cercle violet) au Sud des Alpilles s'arrêtant brusquement sur le contrefort de ce massif. Cette morphologie pourrait correspondre à des reculées karstiques entaillant les formations mésozoïques du chevauchement sous couverture.

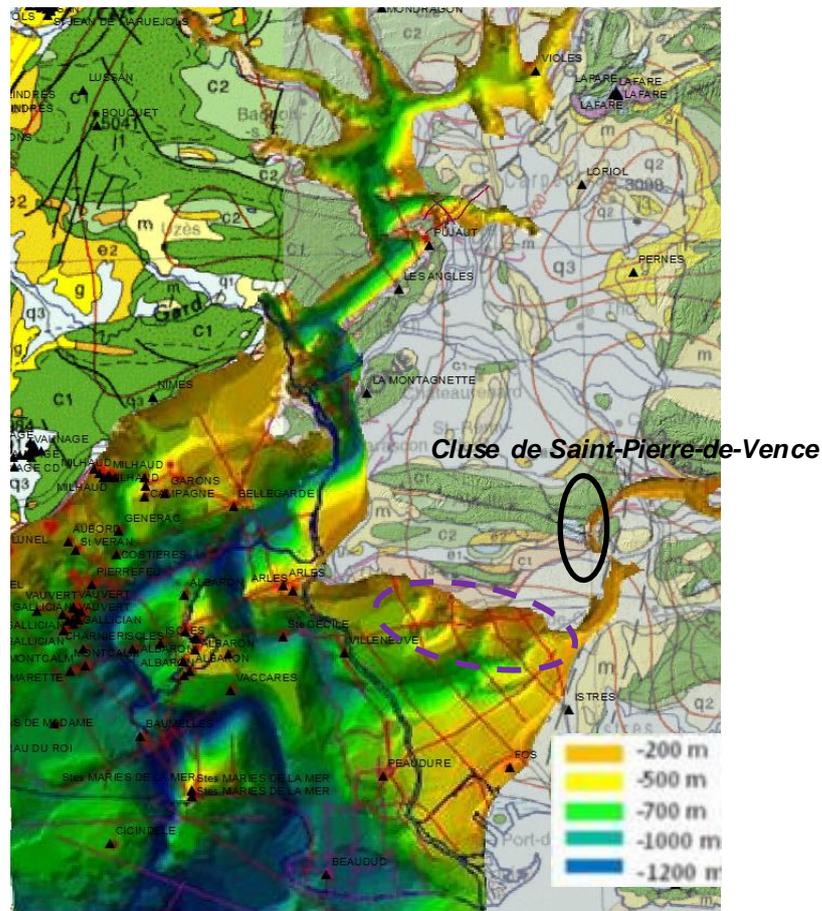


Illustration 74 : modélisation de l'incision messinienne reconnue grâce à l'interpolation de la surface entre les forages et les profils sismiques (Roure et al., 2009) entre la faille de Nîmes et la côte.

Dans les deux cas, le modèle proposé d'une karstification profonde provoquée par la crise messinienne mettant en relation un impluvium à l'est de la faille de Salon-Cavaillon (celui de la fontaine de Vaucluse) avec des exutoires dans la paléo-vallée rhodanienne est fortement plausible (Illustration 74). Cette hypothèse est confortée par les données de forages qui rencontrent le karst crétacé sous le bassin de Carpentras et par les données piézométriques qui indiquent un gradient hydraulique dans ce secteur en direction du sud-ouest, vers la confluence actuelle du Rhône et de la Durance (Couturaud, 1993). Lalbat (2006) signale de plus que les charges du réservoir karstique crétacé sous le bassin de Carpentras sont importantes et supérieures à celles du Miocène. Bien que ce réservoir ne contribue significativement pas à la

recharge du réservoir miocène sus-jacent, il n'en constitue pas moins un réservoir karstique sous couverture.

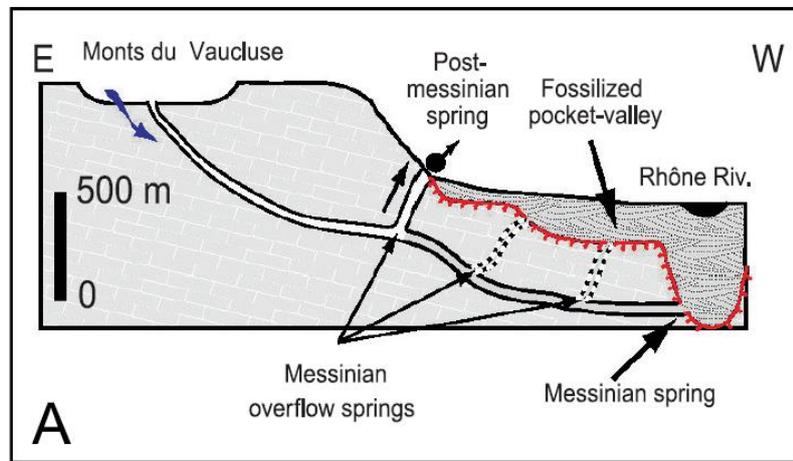


Illustration 75 : le canyon messinien du Rhône est rempli de dépôts pliocènes. Le système karstique messinien, qui était probablement connecté à ce canyon, a été inondé et rempli de sédiments pendant le Pliocène. Les écoulements ont été forcés de trouver de nouvelles sorties débouchant sur le niveau de base actuel, comme par exemple, à la Fontaine de Vaucluse (Mocochain et al., 2011).

5.3.4. Informations hydrogéologiques du Bassin de Carpentras (n°2)

Depuis les années 80, la question se pose de l'alimentation ou pas de la molasse miocène par les calcaires urgoniens profonds qui sont productifs sous couverture Tertiaire, au moins en bordure du bassin de Carpentras.

Lalbat (2006) présente une synthèse des connaissances hydrogéologiques de l'aquifère du Crétacé inférieur dans le bassin de Carpentras reprise ci-après.

Le bilan hydrique du système de la Fontaine de Vaucluse apparaît bien équilibré (bien que très sensiblement excédentaire) : 569 mm de pluie efficace sur les plateaux pour 616 mm de lame d'eau écoulee à la Fontaine-de-Vaucluse (Puig, 1987 ; Blavoux et al., 1992). Les éventuelles fuites dans les calcaires sous couvertures tertiaires sont donc potentiellement limitées. Mais ces calcaires n'en sont pas moins aquifères. Certains auteurs supposaient donc une alimentation des aquifères susjacentes du bassin de Carpentras par le karst. Truc (1980, 1982b) l'évoque dans l'étude des sables blancs albo-cénomaniens de Bédoin-Mormoiron malgré la présence des marnes gargasiennes. Malzieu (1987) constate pourtant que l'oxygène 18 indique de faibles altitudes d'alimentation et établit un bilan équilibré sans faire intervenir le karst. Faure (1982) fait également l'hypothèse d'une alimentation de l'aquifère miocène par le karst mais Puig (1987) note cependant que l'absence de tritium et les âges carbone 14 de plusieurs milliers d'années sont incompatibles avec les circulations rapides d'un système karstique actif. L'alimentation éventuelle du Bassin de Carpentras par le karst apparaît donc faible.

Dans le bassin de Carpentras, le karst crétacé est reconnu en plusieurs endroits par forage (Lalbat, 2006). Les cavités rencontrées sont parfois très productives (débits supérieurs à 50 m³/h).

En mesurant la piézométrie dans les ouvrages qui captent l'aquifère karstique sous couverture et sur les bordures immédiates du bassin, Couturaud (1993) dresse une carte piézométrique du karst urgonien (Illustration 76). Celle-ci reste grossière du fait du très faible nombre de forages

accessibles dans le karst et fait l'hypothèse implicite d'une continuité hydraulique entre les points de mesure.

Le drainage s'effectue globalement du nord-est vers le sud-ouest, sous le bassin de Carpentras. On observe une alimentation au niveau des bordures et des pointements crétacés. Le gradient moyen s'élève à 6‰ entre Caromb et Vedène. C'est une valeur plus forte que pour le karst affleurant sur le plateau de Vaucluse. Elle traduit un drainage plus difficile dans le karst sous couverture à cause d'une moindre karstification ou d'un colmatage partiel des drains ou des exutoires (Couturaud, 1993).

Le bilan de la Fontaine de Vaucluse est équilibré sans faire intervenir de pertes sous le bassin tertiaire. Ces dernières sont donc négligeables comparées aux flux mis en jeu par le système de la Fontaine. Néanmoins cela ne met pas en défaut l'hypothèse d'une alimentation du Miocène par le karst sous-jacent (FAURE, 1982) car les flux circulant dans l'aquifère des Safres sont plusieurs centaines de fois inférieurs à ceux de la Fontaine.

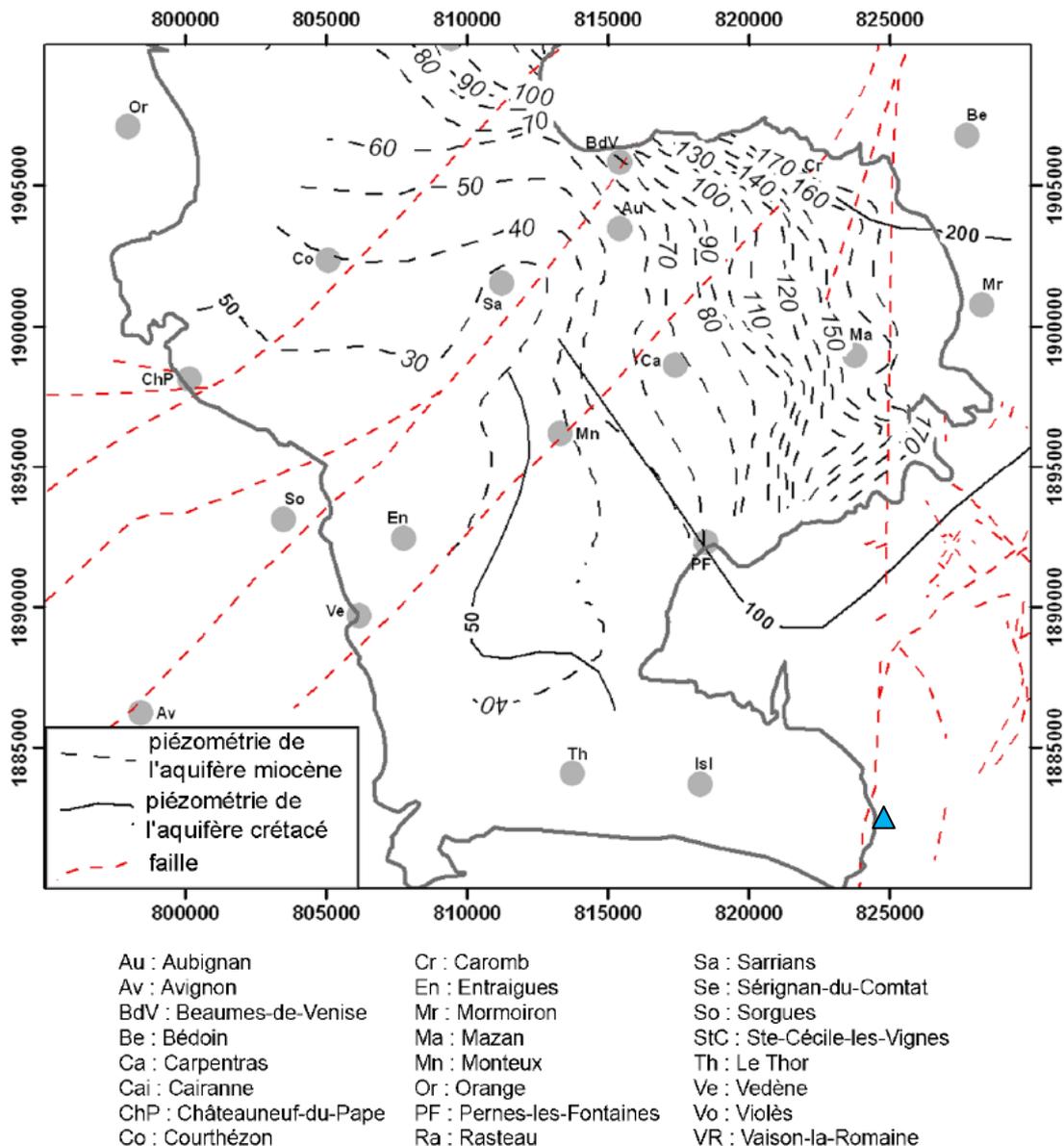


Illustration 76 : superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène (FAURE, 1982) et de celle de l'aquifère karstique du Crétacé inférieur (COUTURAUD, 1993). Les nombres sur les isopièzes indiquent les cotes en m NGF (Lalbat, 2006). Le triangle bleu localise la Fontaine de Vaucluse.

Lalbat (2006) indique que la comparaison qu'il a menée des charges hydrauliques du Miocène et du karst indique un gradient ascendant (Illustration 76). Une alimentation du Miocène est donc envisageable. Sa quantification et sa localisation sont difficiles puisqu'elle ne provoque pas de distorsions évidentes de la surface piézométrique de l'aquifère miocène. Néanmoins, même si les pertes du système de la Fontaine-de-Vaucluse ne peuvent pas être supérieures à 1 m³/s, ce flux pourrait être important à l'échelle du réservoir miocène. La piézométrie ne permet pas de trancher sur l'existence d'une telle recharge (Lalbat, 2006).

Lalbat (2006) conclut que les résultats fournis par l'hydrochimie viennent conforter les hypothèses de fonctionnement formulées auparavant. L'analyse géostatistique des concentrations en ions majeurs dans l'aquifère miocène ne révèle aucune structure pouvant s'apparenter à des linéaments hydrochimiques le long des accidents géologiques du substratum. Ce constat va dans le sens d'une absence de recharge significative par les aquifères sous-jacents du Miocène. Selon

lui, si c'était le cas, un flux important d'eaux très minéralisées devrait marquer les eaux du Miocène.

L'analyse des données de la BSS n'a permis de retrouver qu'un nombre très limité d'ouvrages interceptant l'Urgonien dans le bassin de Carpentras (Illustration 77). Les informations fournies par un sondage situé 50 m au sud du forage pétrolier de Pernes sont les seules qui contiennent quelques éléments d'appréciation des caractéristiques hydrogéologiques de l'Urgonien sous couverture (Tableau 2). Ces caractéristiques, bien qu'issues d'un seul ouvrage, témoignent d'un aquifère productif mais de qualité médiocre non compatible avec une exploitation destinée à l'AEP.

Code BSS	Date réalisation	Profondeur (m)	Urgonien	Infos hydro disponibles
09415X0080/S	Août à novembre 1969	560	Traversé de 124 à 560 m sous des calcaires devenant progressivement argileux de l'Oligocène	Niveau d'eau situé à 120 m de profondeur en décembre 1969. Pompage de 5h à 300 m ³ /h. 14m de rabattement. Eau à 25°C présentant odeur d'H ₂ S. Analyse réalisée montre eau très minéralisée avec un résidu sec à 3 g/l et notamment 1.7 g/l de sulfates.

Tableau 2 : informations hydrogéologiques fournies par le sondage 09415X0080 situé dans le bassin de Carpentras.

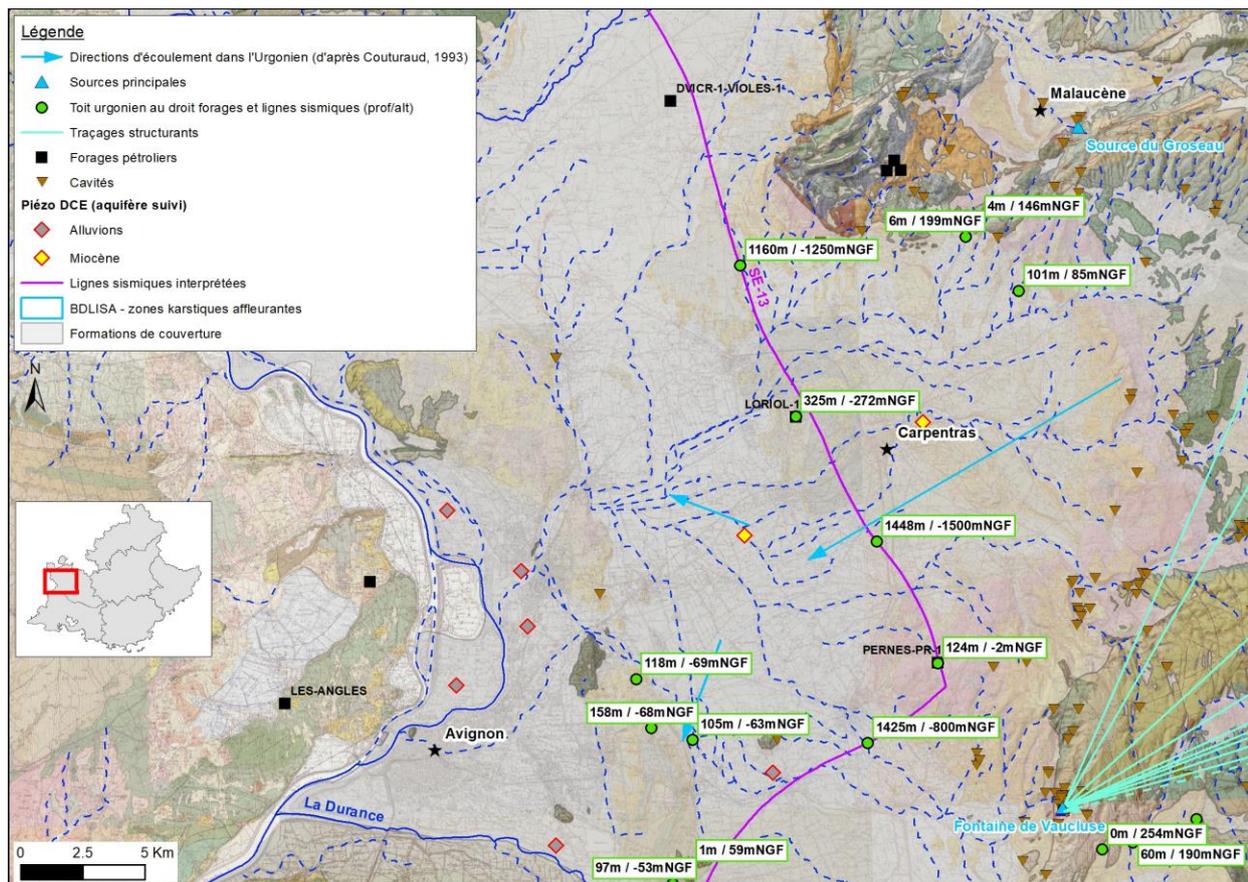


Illustration 77 : carte des données géologiques et hydrogéologiques disponibles sur le secteur de Carpentras sur fond de géologie au 1/50 000.

5.3.5. Informations hydrogéologiques du secteur des Alpilles (n°7)

Les calcaires de l'Hauterivien qui surmontent les calcaires Barrémien sont diaclasés et peuvent a priori être karstifiés (exceptés quelques niveaux marneux). Ces formations sont donc potentiellement en relation hydraulique avec le Barrémien. Ainsi, les affleurements de Barrémien et d'Hauterivien de l'anticlinal du massif des Alpilles semblent jouer le rôle de zone de recharge. Les résurgences sont ensuite localisées le long des discontinuités structurales au sud (Illustration 78).

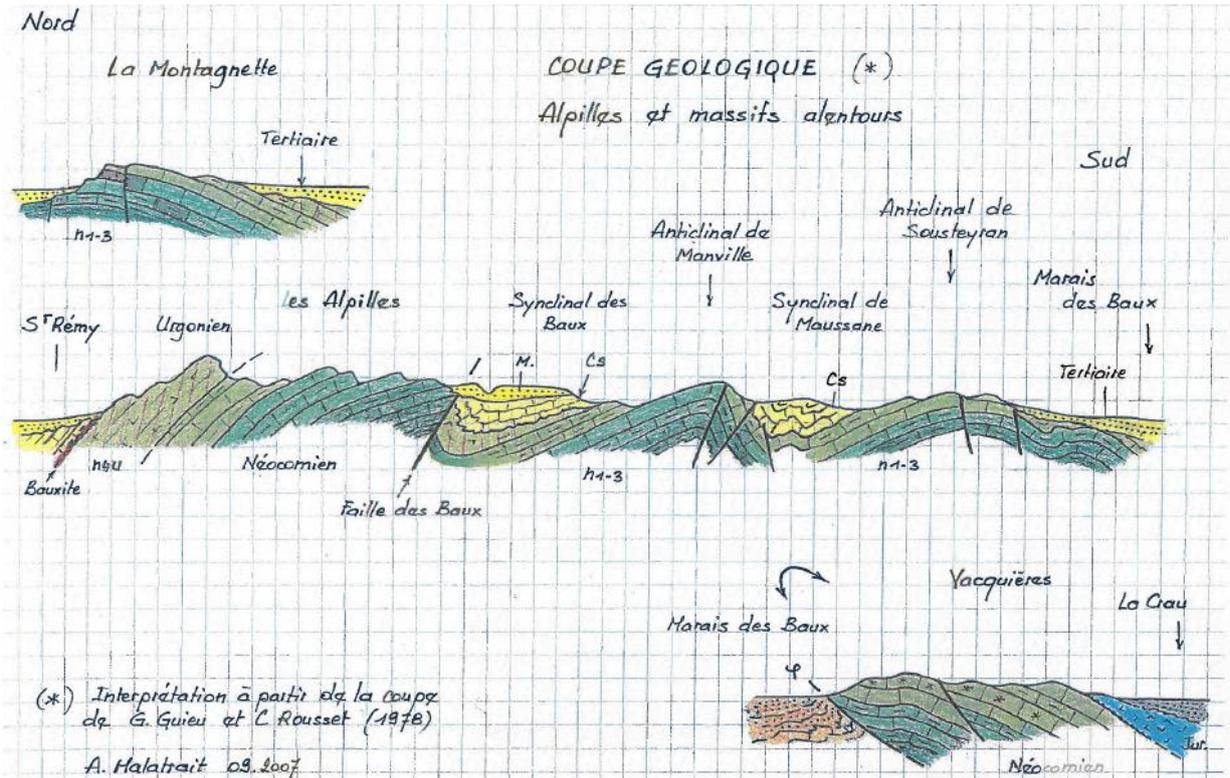


Illustration 78 : coupes géologiques interprétatives à travers le massif des Alpilles (extrait du rapport ANTEA A48063/A).

Les calcaires de l'Hauterivien supérieur affleurant dans l'anticlinal de Manville sont aquifères comme l'indiquent les nombreux forages et sources exploités pour l'eau potable dans ce secteur. Ils constituent globalement un aquifère fissuré de type discontinu et sont considérés comme karstifiés dans cet anticlinal (Silvestre, 2020).

De fait, quelque soit le niveau de l'Hauterivien considéré, chaque barre calcaire ou chaque banc fissuré le constituant forme un horizon aquifère potentiel, fissuré et captif, entre un toit et un mur marneux. Silvestre (2020) considère l'aquifère hauterivien comme un aquifère multi-couches où alternent horizons aquifères et niveaux peu perméables.

A la faveur des nombreuses failles affectant le sous-sol au niveau du passage entre l'anticlinal de Manville et celui de Sousteyran (Illustration 78), ces niveaux disparaissent dans le secteur des Canonnettes car recouverts par les terrains du Crétacé supérieur qui forment le remplissage du synclinal des Baux.

Silvestre (2020) précise que ce n'est pas pour autant qu'ils perdent leur potentialité d'aquifères, bien au contraire, puisqu'ils forment alors un aquifère fissuré intégralement captif sous les terrains du Fuvélien et du Bégudien qu'ils alimentent *per ascensum* (comme dans le bassin d'Aix-Gardanne où l'Hauterivien est remplacé par le Jurassique).

ANTEA liste dans son rapport (Anus, 2008) les principales résurgences du secteur des Alpilles. Elles sont situées sur le flanc sud de l'anticlinal qui sépare la dépression des Baux au nord, des marais des Baux au sud (Illustration 79), principalement au contact des failles. Il s'agit des sources des Arcoules (40 l/s) et du Château d'Escanin (30 l/s) au Paradou, les sources de la route des Baux à Maussane (cluse de Manville, 13 l/s), les sources de la Bouche du Noyer (10 l/s) et des Calans (7 l/s). Sur l'accident nord de la Dépression des Baux s'alignent les sources du

ravin de Cabrières (1 l/s) et surtout celle du Mas de la Dame (10 l/s). Ces sources sont issues du Crétacé inférieur.

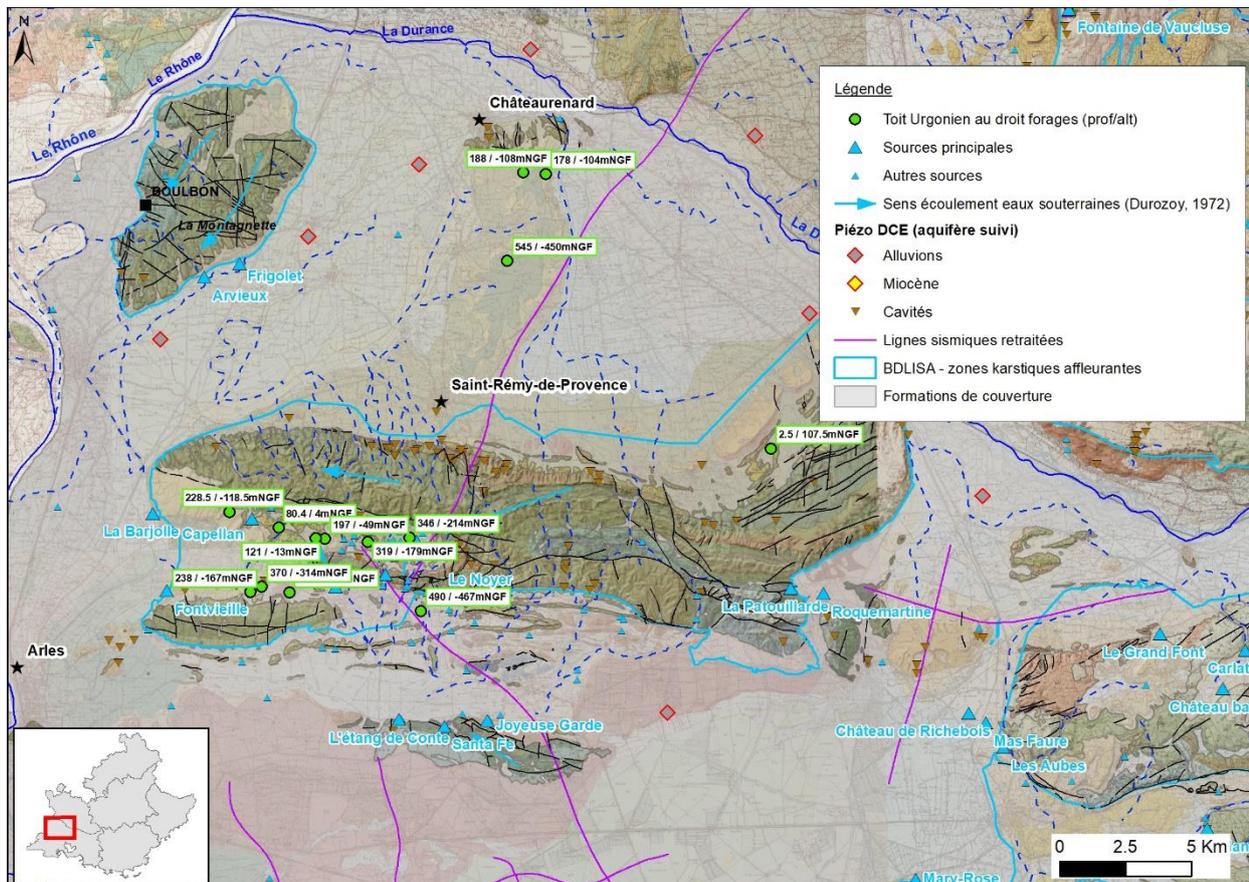


Illustration 79 : carte du contexte hydrogéologique du secteur des Alpilles.

Dans ce secteur des Baux et de Maussane, plusieurs forages implantés dans les aquifères karstiques du Crétacé sont actuellement exploités pour l'AEP et qui témoignent de la productivité de ces formations :

- le forage de Manville (09932X0189/S3), exploité à 50 m³/h, et qui capte l'Hauterivien à l'affleurement sur l'anticlinal de Manville ;
- le forage des Arcoules (09932X0182/C5), exploité à 100 m³/h, et qui capte l'Hauterivien affleurant sur l'anticlinal de Manville également ;
- cinq forages situés dans le synclinal des Baux et qui étaient auparavant utilisés pour exhaurer les eaux de la mine de bauxite sont exploités à des débits compris entre 40 et 80 m³/h (champ captant des Canonnettes). Ils exploitent l'aquifère du Crétacé supérieur à l'affleurement.

A l'ouest de ce secteur, les sources de Fontvieille (20 l/s) et la Bargeole (8 l/s) sourdent dans le Miocène et sont probablement en partie alimentées par le Crétacé inférieur.

Plus au sud, sur la commune de Mouriès, émergent les importantes sources de Joyeuse Garde (170 l/s) et de Santa Fé (100 l/s) au contact du chevauchement de l'Annelier. Ces sources sont les exutoires des formations du Jurassique supérieur.

Les sources de Roquemartine (27 l/s) et de la Patouillarde drainent quant à elles les calcaires du Crétacé inférieur du massif des Opiès, à l'extrémité orientale.

Concernant le massif de la Montagnette au nord-ouest, seules de petites résurgences de très faible débit existent sur la bordure orientale (Arvieux et Frigolet), le drainage s'effectue vers les plaines alluvionnaires de part et d'autre du massif calcaire.

Enfin, sur le flanc nord du massif des Alpilles il n'existe pas de résurgence notable. Cependant, un drainage souterrain par les alluvions de bordure vers la Durance à Orgon au nord-est et vers la plaine au nord-ouest paraît envisageable.

D'après les données disponibles et la position des sources, l'écoulement global du massif des Alpilles se fait du nord vers le sud. Localement, les écoulements sont orientés ainsi (Illustration 79) (Durozoy, 1972) :

- vers l'ouest ou le sud-ouest pour les Alpilles sensu stricto ;
- globalement nord-sud dans le synclinal des Baux (cartes piézométriques basses eaux de 2004 et hautes eaux de 2018 ; HYDROSOL, 2019) ;
- supposé vers le nord-est dans le secteur d'Orgon ;
- vers le sud-ouest pour la Montagnette.

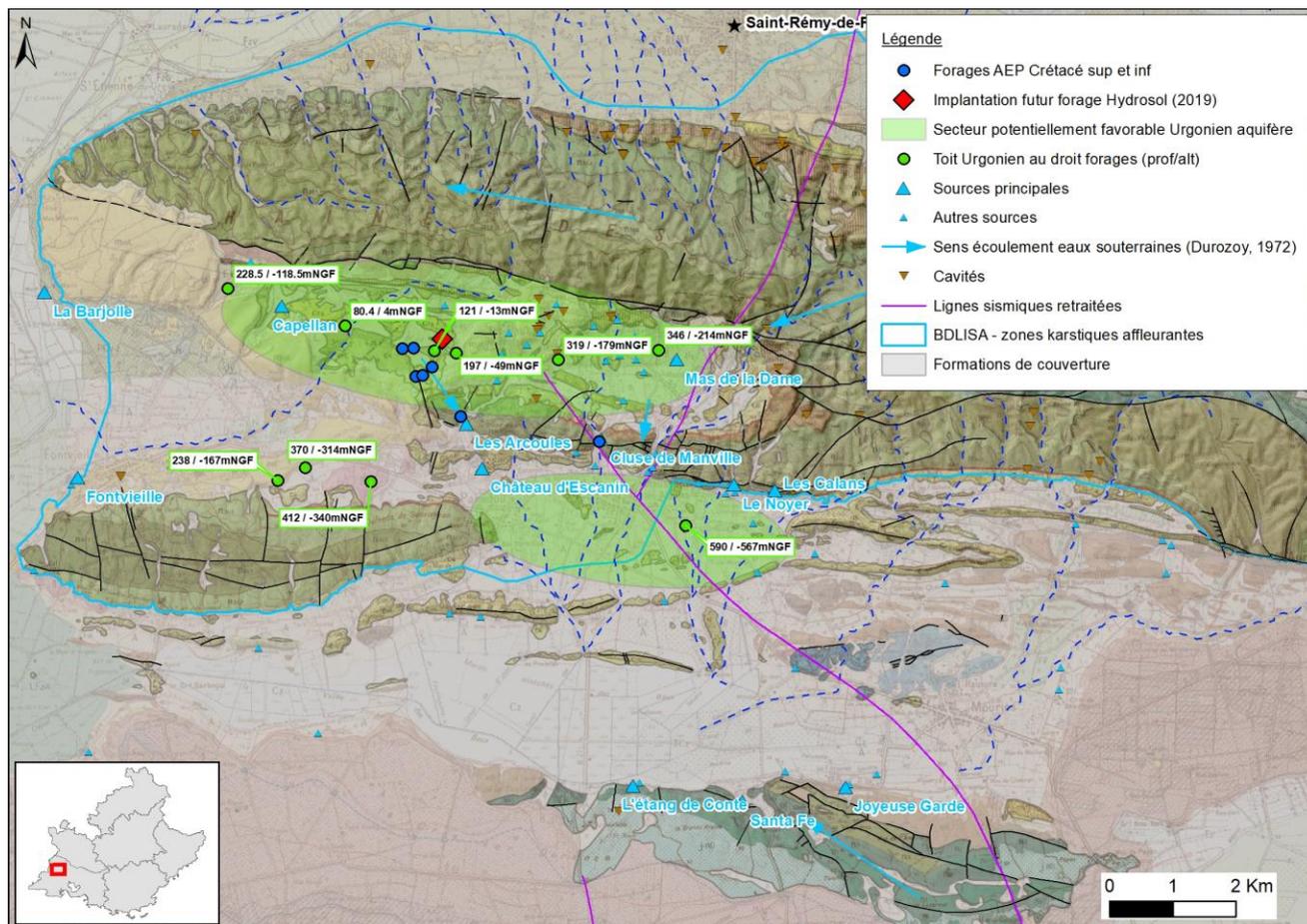


Illustration 80 : carte hydrogéologique zoomée sur le versant sud du massif des Alpilles.

a) Entre Châteaurenard et Saint-Rémy-de-Provence : zone non favorable

Suite à l'étude ANTEA (2008) sur les ressources en eau du nord-ouest du département des Bouches-du-Rhône, des recherches ont été effectuées dans le bassin de Saint-Rémy-de-Provence, synclinal qui borde le massif des Alpilles au nord (Illustration 70 et Illustration 78). Dans ce bassin, la cible était constituée par les calcaires du Barrémien présents à l'affleurement au sud de la commune de Saint-Rémy-de-Provence. D'après la synthèse : "la reconnaissance géologique et hydrogéologique de ces calcaires nécessiterait 1 à 2 sondages d'environ 150 mètres de profondeur", ce qui suggère que l'implantation de tels sondages se situerait en bordure de ce synclinal. D'après la CCVBA (Communauté de communes Vallée des Baux-Alpilles) les forages de reconnaissance ont bien été effectués, mais, si les formations rencontrées étaient celles attendues, les essais de pompage se sont révélés infructueux (ou ne répondant pas à la demande) (communication orale).

Dans le secteur de Châteaurenard – Eyragues, quelques ouvrages ont atteint l'Urgonien sous couverture du Miocène mais les résultats n'ont pas été probants (Illustration 81).

Un sondage à visée géothermique a été réalisé au droit du synclinal, à Eyragues, au nord de Saint Rémy, mais il s'est révélé infructueux également (forage de 652 m de profondeur, 09663X0219, Illustration 79). Les observations consignées dans le rapport de fin de travaux apportent des informations intéressantes (Dellery, 1978). Le Barrémien a été touché à 545 m de profondeur sur une hauteur d'environ 110 m et le débit obtenu sur le forage est inférieur au m³/h,

malgré les nombreux essais et stimulations effectués. La température de l'eau était par contre de 27,8°C, en cohérence avec ce qui était attendu pour cette prospection géothermique.

Code BSS	Libellé	Commune	Usage	Formation Crétacé inférieur	Prof du toit	Cote du toit	Débit
09663X0133	Forage de Chateaurenard	Chateaurenard	EAU	Calcaires barrémien inférieur	188	-108	Inconnu
09663X0225	Forage de Chateaurenard 3	Noves	EAU	Calcaires barrémien inférieur	178	-104	Nul
09663X0219	Forage Eyrargues EY1	Eyrargues	GTH	Calcaires barrémien inférieur / Hauterivien	545	-450	< 1m ³ /h

Illustration 81 : ouvrages ayant atteint l'Urgonien entre Châteaurenard et Saint-Rémy d'après la BSS et informations sur les débits associées.

Le potentiel aquifère des calcaires urgoniens sous couverture dans le bassin de Saint-Rémy apparaît faible du fait :

- du sens d'écoulement global des eaux du nord vers le sud et de la localisation des sources au sud du massif à proprement parler des Alpilles. Les alpilles constituent vraisemblablement la zone de recharge principale des calcaires du Crétacé inférieur, ce qui vient profiter au secteur sud ;
- des quelques tentatives de reconnaissance par forages qui se sont révélées infructueuses.

b) Synclinal des Baux : zone favorable sous couverture

L'Hauterivien apparaît comme une cible aquifère pertinente au sud du Chevauchement des Alpilles et fait actuellement l'objet de prospections dans le synclinal des Baux (Hydrosol, 2019 et Silvestre, 2020). Hydrosol (2019) signale des arrivées d'eau par le bas dans les forages qu'il a réalisés en 2005 et 2006 (dossiers de fin de travaux non portés à connaissance du BRGM) laissant supposer l'existence d'un aquifère plus profond perfusant *per ascensum* les calcaires valdo-fuvéliens. Cet aquifère serait constitué des calcaires néocomiens sous-jacents (Hauterivien à Bérriasien). Silvestre (2020) confirme cette configuration en la comparant à celle du bassin d'Aix-Gardanne où le Jurassique qui vient alimenter le Valdo-Fuvélien *per ascensum* (Dewandel et al., 2017). Un site d'implantation d'un forage de reconnaissance (Illustration 80) a été défini dans le secteur des Canonnettes au contact d'une faille pour reconnaître le potentiel aquifère des calcaires de l'Hauterivien sous couverture du Crétacé supérieur, mais les travaux n'ont a priori pas encore été réalisés.

Les travaux de forage de reconnaissance recommandés par Silvestre (2020) prévoient :

- la foration sur 150 à 200 m des calcaires du Valdo-Fuvélien jusqu'à la base de la couche de bauxite constituant a priori le toit des calcaires hauteriviens sous-jacents. Il est préconisé la cimentation de ce premier niveau aquifère et de l'horizon des bauxites pour les isoler de l'aquifère sous-jacent visé ;
- puis foration en plus petit diamètre jusqu'à la profondeur prévisionnelle de 400 à 500 m, en fonction des terrains et des venues d'eau rencontrés, avec pour objectif de recouper les calcaires hauteriviens dans leur intégralité pour permettre une exploitation dans les meilleurs conditions possibles.

Il est prévu ensuite l'exécution de pompages d'essai, de diagraphies et d'analyses d'eau.

Les pompages d'essai devront être menés en prenant la précaution de suivre l'évolution des niveaux d'eau dans les forages alentours implantés dans le Crétacé supérieur ainsi qu'en suivant le débit de la source des Arcoules. En effet, l'aquifère Hauterivien constitue une cible intéressante

aussi et surtout si son exploitation n'impacte pas ou peu les aquifères sus-jacents (objectif du projet Provenkarst).

c) Synclinal de Maussane : zone potentiellement favorable sous couverture

Le synclinal de Maussane présente un contexte géologique comparable à celui des Baux. Les calcaires du Crétacé inférieur se trouvent sous couverture du Crétacé supérieur (et de l'Eocène). Leur profondeur est cependant plus importante et atteint 500 à 700 m de profondeur d'après le profil sismique SE13 réinterprété (Illustration 70) et d'après un sondage de recherche de minerai de Bauxite de Péchiney (09932X0032/S2). Sur ce dernier, un horizon de « schistes bauxitiques » de 1 m d'épaisseur est signalé à 578 m de profondeur. Bien que cette description soit un peu évasive sur la présence effective de bauxite et donc sur l'indice qu'elle constitue de processus de karstification, elle laisse supposer que c'est une réalité. Il apparaît donc possible que les calcaires urgoniens sous-jacents aient pu être karstifiés (Illustration 80).

5.3.6. Informations hydrogéologiques du secteur de la Crau (n°13)

Le secteur de la Crau a été intégré au projet Provenkarst principalement du fait de l'existence de profils sismiques et de forages pétroliers. L'alimentation en eau du secteur de la Crau repose presque exclusivement sur la nappe de la Crau, rendant cette ressource fragile.

Les seuls forages connus dans le secteur ayant atteint les formations du Crétacé sous la couverture tertiaire et quaternaire sont les forages pétroliers réalisés dans les années 50 et 60 (Illustration 82). Il n'est pas fait mention de niveaux aquifères intéressants dans ces formations :

- le forage d'Istres (10194X0117) : il est implanté dans le prolongement du massif de La Fare constitué de calcaires du Crétacé inférieur. Ce forage avait pour but l'étude du réservoir du Jurassique. Le faciès urgonien est rencontré à 300 m de profondeur. Les lithologies calcaires se poursuivent jusqu'à environ 800 m, jusqu'à l'Hauterivien. Aucune information d'ordre hydrogéologique n'est donnée concernant l'Urgonien, seules des pertes totales de 5m³/h sont signalées dans le Jurassique supérieur à plus de 1 700 m de profondeur, et rapidement colmatées ;
- le forage de Peaudure (Arles, 10195X0005) : il est situé dans le prolongement de la Nerthe, il s'arrête au toit du Valanginien (Crétacé inférieur) sur 3 m dans lequel il a été observé des pertes totales de boue. Aucune information sur le potentiel hydrogéologique de ce niveau n'est mentionnée ;
- Fos-sur-Mer : de fortes pertes d'injection journalières sont observées entre 914 et 1 600 m de profondeur, correspondant aux niveaux carbonatés du Coniacien, Hauterivien et Valanginien. Un niveau aquifère d'eau salée rencontré entre 1 430 et 1 467 m de profondeur correspondant au mur de l'Hauterivien et au toit du Valanginien. En résumé, le rapport de fin de sondage indique que le forage a traversé deux réservoirs aquifères possibles mais a priori non karstiques :
 - o Le calcaire coniacien, de 778 à 1 023 m, finement fissuré et parfois fracturé mais saturé d'une eau salée (salinité d'environ 25 g/l³) avec une « bonne productivité ». Cette intrusion est interprétée comme une « contamination directe de l'étang de Berre », mais l'étang de Berre reposant sur la formation marneuse peu perméable

³ Pour comparaison, la salinité de l'eau de mer est de 35 g/l environ.

du Crétacé supérieur, il semble plus vraisemblable qu'il s'agisse du biseau salé en provenance de la mer ;

- Le calcaire valanginien, de 1 450 à 1 605 m, de faible perméabilité et présentant quelques fines fissures de faible productivité. Ce niveau est également saturé d'eau salée (25 g/l).

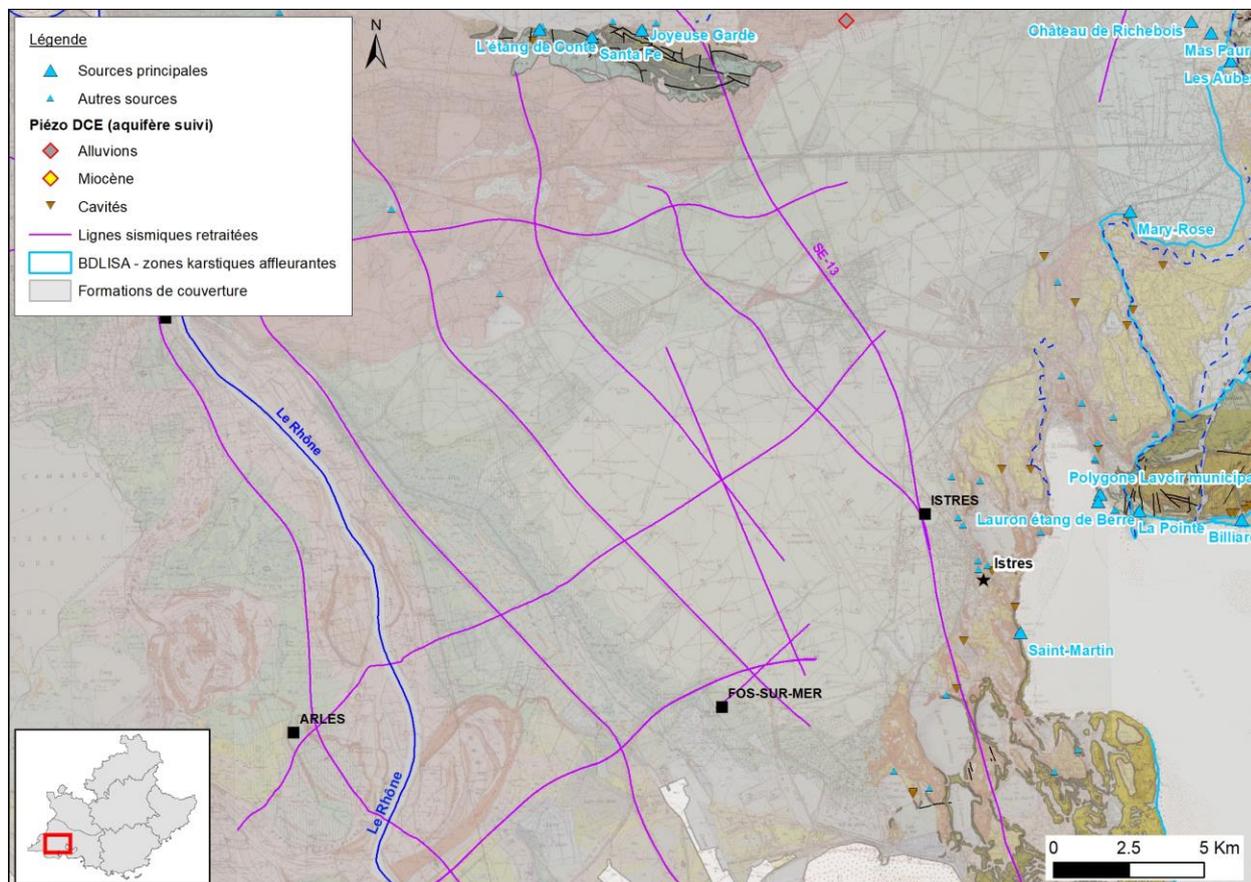


Illustration 82 : données disponibles sur le secteur de la Crau.

Mis à part les forages pétroliers ayant atteint les couches du Crétacé, des forages exploitent les formations miocènes sous les cailloutis de la Crau (Quaternaire). Les marnes du Plio-quaternaire, dont l'extension ne se superpose pas totalement aux cailloutis (Illustration 83), sépare les cailloutis des calcaires sableux du Miocène qui sont ainsi captifs.

D'après l'étude menée par le Sycrau (Leduc, 2021), les débits d'exploitation des forages implantés dans le Miocène sont très variables et compris entre 1,5 et 100 m³/h (Illustration 83). La grande majorité des ouvrages sont des forages à usage domestique ou agricole, donc non développés pour produire en grande quantité. En revanche, sur le site des Aubes à proximité de Salon de Provence ou sur le champ captant d'Aureille, les valeurs sont nettement supérieures car les dispositifs ont été dimensionnés pour une alimentation en eau potable. Le forage AEP de la ville de Salon a un débit d'exploitation de 480 m³/h dont 45% proviendrait de la nappe sous les cailloutis de la Crau (ANTEA, s. d.).

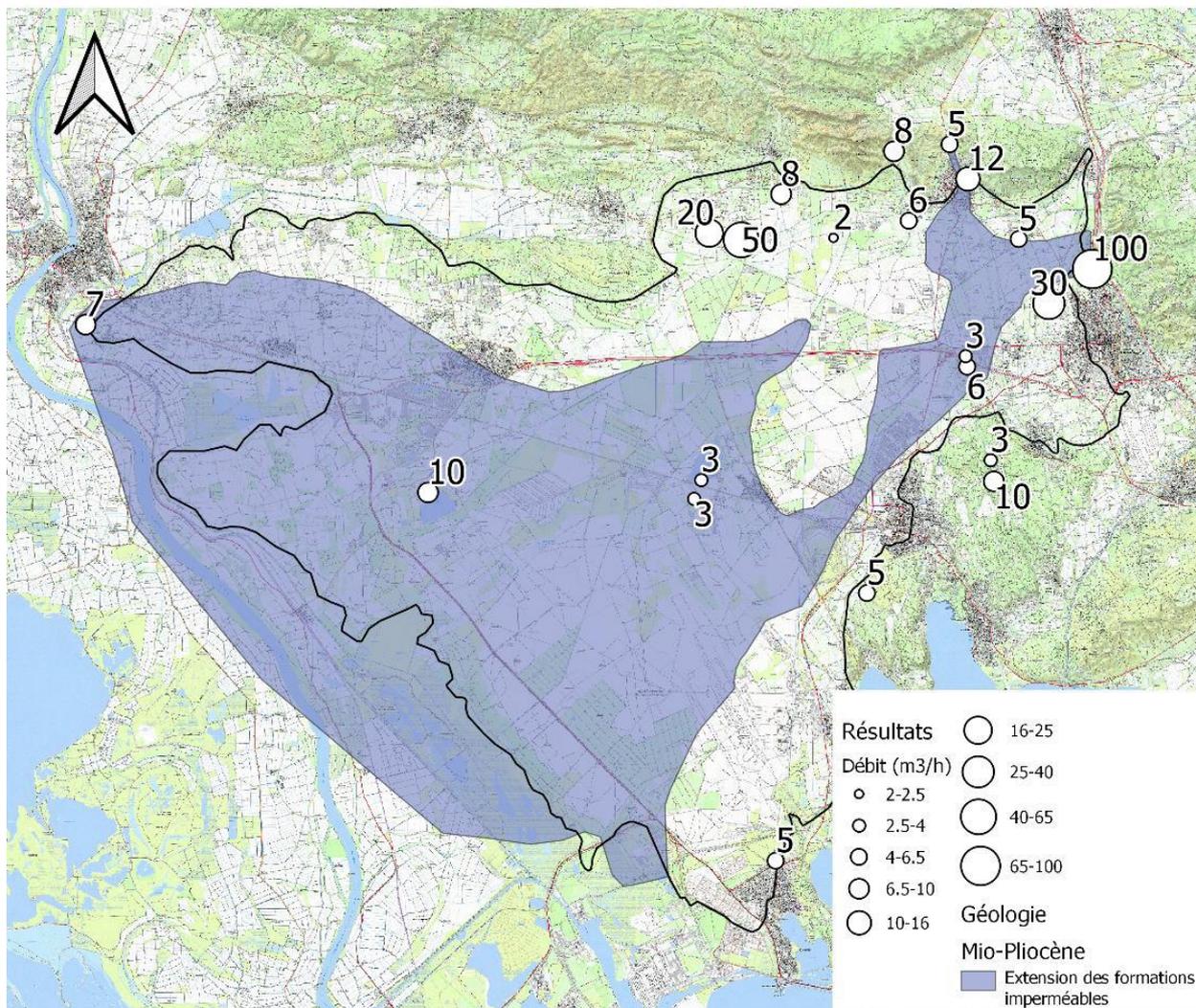


Illustration 83 : Débit d'exploitation des forages captant la nappe du Miocène dans le secteur de la Crau (Leduc, 2021).

5.3.7. Perspectives et investigations sur le domaine Rhodanien

a) Carpentras

Sur le secteur de Carpentras, le modèle proposé d'une karstification profonde provoquée par la crise messinienne mettant en relation un impluvium à l'est de la faille de Salon-Cavaillon (celui de la fontaine de Vaucluse) avec des exutoires dans la paléo-vallée rhodanienne est plausible. La présence de failles entraîne des décalages importants et une potentielle compartimentation de l'Urgonien. Il en résulte que le toit de l'Urgonien est plus ou moins proche de la surface, et compris entre 200 et 1 500 m de profondeur.

L'état actuel des connaissances montre l'intérêt de mettre en œuvre de nouvelles investigations pour caractériser le potentiel aquifère de l'Urgonien sous la couverture tertiaire du bassin de Carpentras. Le sud du bassin (Illustration 84) semble a priori le plus propice pour intercepter une ressource en eau exploitable à un coût relativement raisonnable. Le toit de l'Urgonien est peu profond dans cette zone (entre 100 et 200 m) et l'on se situe a priori sur l'aval hydraulique de l'aquifère, favorisant une charge hydraulique, et donc un potentiel aquifère, plus élevés.

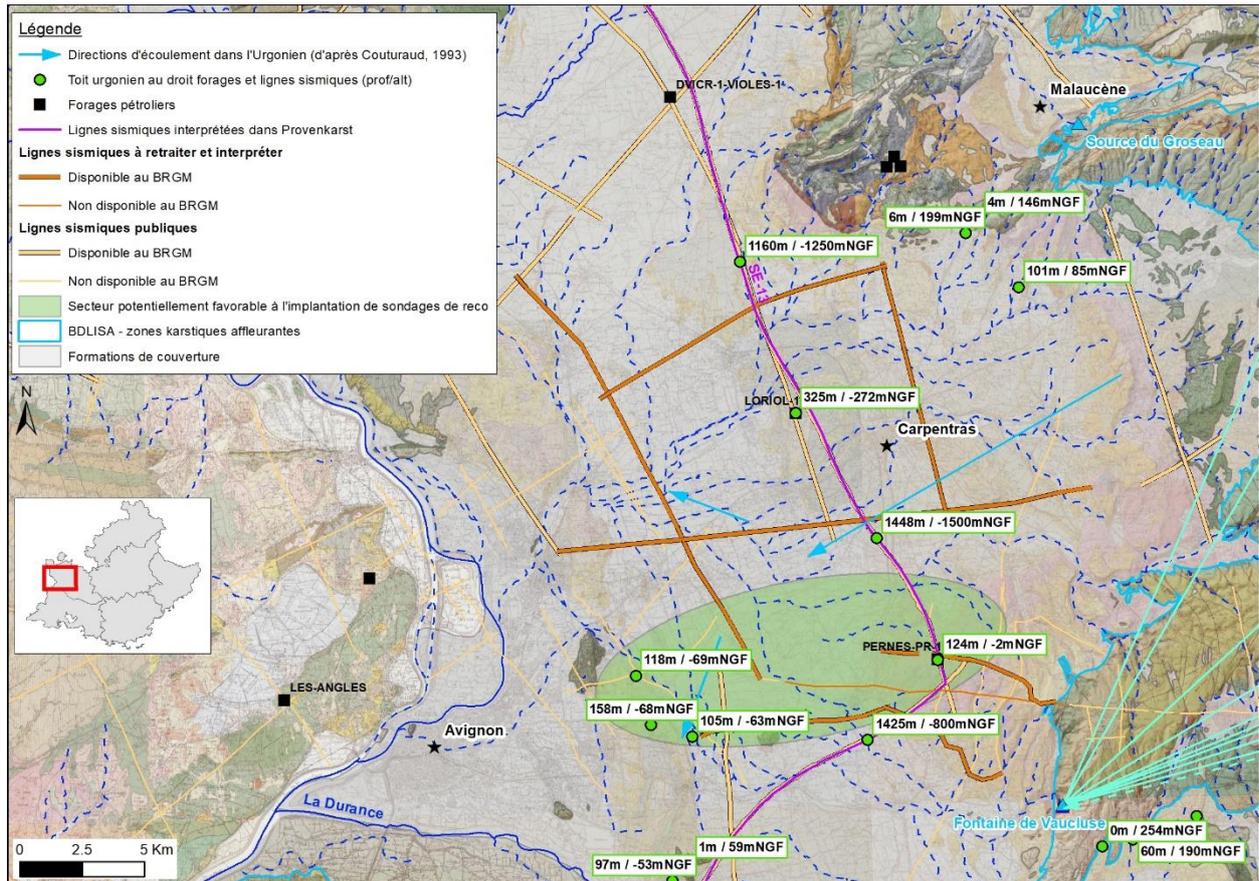


Illustration 84 : localisation des profils sismiques publics à retraiter et du secteur potentiellement favorable à l'implantation de sondages de reconnaissance sur le bassin de Carpentras.

La démarche à adopter pour caractériser la présence de cette ressource est :

- dans un premier temps, de caractériser la géométrie du toit de l'Urgonien sur toute l'étendue du bassin de Carpentras pour déterminer s'il existe une continuité dans la formation ou si elle est compartimentée, à l'aide du retraitement et de l'interprétation de profils sismiques ;
- dans un second temps, et en fonction des résultats des profils sismiques, d'implanter un sondage de reconnaissance géologique et hydrogéologique.

Dans le détail, les investigations devront se décliner ainsi :

- Investigations géophysiques : retraitement et interprétation de 10 profils sismiques publics localisés dans le bassin, et cumulant un total de 97 km. L'interprétation consistera à dessiner des coupes géologiques détaillées des différents profils qui permettront de définir les zones d'implantation du ou des sondages de reconnaissance ;
- Sondage de reconnaissance géologique et du potentiel aquifère de l'Urgonien :
 - o Profondeur visée : si la couverture est bien de 100 à 200 m d'épaisseur, forer à 400 m de profondeur pour intercepter au moins 200 m d'Urgonien ;
 - o Lever de la stratigraphie à la foration par un géologue pour établir le log géologique détaillé du sondage ;

- Isolation des formations de couverture par cimentation de la hauteur du forage concernée et foration en diamètre inférieur des calcaires urgoniens sous-jacents. La conception de l'ouvrage devra permettre de ne capter que l'Urgonien ;
- Enregistrement des paramètres pendant la foration par l'entreprise de forage (vitesse d'avancement, vitesse de rotation, couple de rotation, pression sur l'outil, pression de retenue, pression et le débit du fluide d'injection, inclinaison X et Y, vibration réfléchie) ;
- Localisation des venues d'eau des différents aquifères interceptés lors de la foration, et en particulier des calcaires urgoniens, et mesure de leurs paramètres physico-chimiques (conductivité électrique, pH, potentiel redox, oxygène dissous, température) ;
- En fin de foration, nettoyage de l'ouvrage par soufflage jusqu'à obtention d'une eau claire et mesure du débit air-lift pour évaluer les paliers de débit pour les tests de pompage ;
- Réalisation de diagraphies de la résistivité électrique et du gamma-ray (mesure de la radioactivité naturelle) à la fin de la foration. Ces mesures apportent des informations sur les lithologies rencontrées par le sondage, et notamment la teneur en argiles des terrains, et sont un complément utile aux levés réalisés par le géologue à partir des cuttings ;
- Réalisation de diagraphies des paramètres physico-chimiques de l'eau en phase de repos du forage (mesure de la température, pH, conductivité électrique, oxygène dissous et potentiel redox) ainsi qu'un passage caméra pour évaluer la qualité des soudures du tubage et leur état, ainsi que pour apprécier la structure de la roche calcaire en paroi nue (présence de cavités, de fissures, etc.) ;
- Réalisation d'une diagraphie par micromoulinet afin de localiser et quantifier les venues d'eau au sein de l'Urgonien (nécessité de la mise en marche simultanée d'une pompe à débit constant) ;
- Les diamètres de l'ouvrage devront permettre la réalisation de pompages d'essai de l'aquifère urgonien :
 - Pompage d'essai par paliers de débits croissants pour définir les capacités de production de l'ouvrage (définition du débit critique et du débit optimum d'exploitation). Le choix de ces débits se fera en fonction des résultats des mesures de débit par air-lift ;
 - Pompage d'essai longue durée au débit d'exploitation défini au préalable pendant une durée minimale de 72h afin de tester le comportement de la nappe et de définir les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Il permet d'identifier la présence de limites (limite étanche, limite d'alimentation, etc.) et de déterminer la distance de la limite au forage d'essai. Un essai longue durée de plusieurs mois pourra être envisagé en fonction de ces premiers résultats.
- L'interprétation des essais devra être menée à l'aide des techniques modernes basées sur l'interprétation des pentes de la courbe de dérivée logarithmique des rabattements du niveau piézométrique. Ces techniques permettent une analyse poussée de la géométrie de l'aquifère capté ;

- Réalisation d'un prélèvement d'eau à la fin du pompage longue durée ou au bout de 72h de pompage minimum pour la réalisation d'une analyse de type « première adduction » afin d'évaluer la qualité de l'eau pour déterminer si elle peut être potabilisée, et déterminer son faciès chimique ;
- Instrumentation pour faire le suivi hydrodynamique en continu de l'ouvrage. La sonde devra mesurer le niveau piézométrique mais également la température et la conductivité électrique de l'eau. Le capteur de la sonde devra être positionné en face des principales venues d'eau ;
- Acquisition de données hydrogéochimiques pour définir l'origine de l'eau et les modalités de recharge de l'aquifère : prélèvement au bout de 72 h de pompage minimum pour l'analyse du carbone 14 (âge de l'eau), des isotopes stables de l'eau (altitude de la zone de recharge de l'aquifère) et du tritium (estimation du temps de séjour moyen de l'eau).

Pré-chiffrage des postes budgétaires de travaux spécifiques :

Poste budgétaire	Coût estimé (€ HT)
Retraitement de 97 km de lignes sismiques auprès d'une société spécialisée (n'inclut pas l'interprétation géologique)	37 000
Sondage de 400 m de profondeur (n'inclut pas le suivi par un géologue et un hydrogéologue) et pompage par paliers (3) + pompage 72h	650 000
Diagraphies de résistivité, gamma-ray, micromoulinet et paramètres physico-chimiques	40 000
Analyse de 1 ^{ère} adduction et analyses hydrogéochimiques spécifiques (isotopes)	2 000
Total	729 000

L'intérêt de ce secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Potentiel élevé	Au minimum : de l'ordre de 130 m sur la bordure sud du bassin et de l'ordre de 300 à 400 m au centre du bassin.	Potentiellement médiocre due à présence H ₂ S et forte minéralisation (information ponctuelle sur un seul ouvrage).	Potentiellement élevée (information ponctuelle sur un seul ouvrage)	Moyen

b) Massif des Alpilles

L'intérêt du secteur vis-à-vis de la recherche d'une ressource en eau profonde apparaît élevé :

Critères favorables de ce potentiel aquifère :

- Potentiel de karstification du Crétacé inférieur élevé ;
- Connexion très probable entre les calcaires affleurants de la chaîne des Alpilles constituant la zone de recharge, avec les calcaires du Crétacé inférieur sous couverture du Crétacé supérieur ;
- Réservoir sous couverture du Crétacé supérieur (voire du Tertiaire) ;
- Profondeur du toit du Crétacé inférieur relativement peu élevée (200 m dans le secteur des Canonnettes, mais au moins 500 dans le synclinal de Maussane) ;
- Venues d'eau « par le bas » signalées dans le fond de forages dans le secteur des Canonnettes.

Critères défavorables :

- Superficie de recharge relativement faible car limitée à la chaîne des Alpilles.

Interrogations à lever :

- La karstification du Crétacé inférieur sous couverture : les réseaux karstiques, s'ils existent, sont-ils colmatés ? la réponse ne pourra être apportée que par la réalisation de sondages de reconnaissance.
- Le bilan hydrologique des exutoires connus situés au sud des Alpilles est-il équilibré vis-à-vis de la recharge théorique à partir des affleurements de Crétacé inférieur de la chaîne des Alpilles ? Un bilan déficitaire serait un indice positif d'une ressource en eau profonde faiblement connectée aux hydrosystèmes de surface (bilan prévu dans le cadre de l'étude en cours du BRGM sur les Alpilles) ;
- Déterminer la qualité de l'eau du réservoir du Crétacé inférieur (y a-t-il une influence des éléments indésirables de la bauxite ?) ;
- Déterminer l'origine des eaux et préciser leurs âges et les modes de recharge.

Les investigations à prévoir pour lever les interrogations et caractériser le potentiel aquifère sont les suivantes :

Dans un premier temps, concentrer les investigations sur le synclinal des Baux (Illustration 80).

La CCVBA a engagé une démarche de prospection sur le secteur des Canonnettes (synclinal des Baux) qui semble tout à fait pertinente au regard des objectifs de Provenkarst. Les travaux de forage de reconnaissance recommandés par Silvestre (2020) prévoient :

- la foration sur 150 à 200 m des calcaires du Valdo-Fuvélien jusqu'à la base de la couche de bauxite constituant a priori le toit des calcaires hauteriviens sous-jacents. Il est

préconisé la cimentation de ce premier niveau aquifère et de l'horizon des bauxites pour les isoler de l'aquifère sous-jacent visé ;

- puis foration en plus petit diamètre jusqu'à la profondeur prévisionnelle de 400 à 500 m, en fonction des terrains et des venues d'eau rencontrés, avec pour objectif de recouper les calcaires hauteriviens dans leur intégralité pour permettre une exploitation dans les meilleures conditions possibles.

Il est prévu ensuite l'exécution de pompages d'essai, de diagraphies et d'analyses d'eau.

Ces travaux ont d'ores et déjà fait l'objet d'un pré-chiffrage par Hydrosol (environ 150 000 € HT).

Les pompages d'essai devront être menés en prenant la précaution de suivre l'évolution des niveaux d'eau dans les forages alentours implantés dans le Crétacé supérieur ainsi qu'en suivant le débit de la source des Arcoules. En effet, l'aquifère hauterivien constitue une cible intéressante aussi et surtout si son exploitation n'impacte pas ou peu les aquifères sus-jacents (objectif de Provenkarst). Afin de tirer le maximum d'informations sur la géométrie du ou des réservoirs, les pompages d'essai devront être interprétés par les techniques modernes basées sur l'interprétation des pentes de la courbe de dérivée logarithmique des rabattements du niveau piézométrique.

Les résultats du bilan hydrologique qui sera réalisé dans le cadre de l'étude BRGM devraient fournir un éclairage sur la connexion potentielle du réservoir profond du Crétacé inférieur avec celui affleurant du Crétacé supérieur.

Une étude hydrogéochimique des sources et forages du sud des Alpilles serait à mener afin de déterminer l'origine des eaux et de préciser leurs âges et les modes de recharge. Outre l'analyse des éléments chimiques majeurs et traces, il serait donc à prévoir l'analyse du carbone 14 (âge de l'eau), des isotopes stables de l'eau (altitude de la zone de recharge de l'aquifère) et du tritium (estimation du temps de séjour moyen de l'eau).

Pré-chiffrage des postes budgétaires de travaux spécifiques sur le secteur des Canonnettes :

Poste budgétaire	Coût estimé (€ HT)
Sondage de reconnaissance de 400 m (Hydrosol, 2019)	150 000
Analyses hydrogéochimiques spécifiques (20 points d'eau à analyser, éléments majeurs + traces + carbone 14 + isotopes de l'eau + tritium) (uniquement le coût labo, exclut les coûts d'interprétation par un hydrogéochimiste)	40 000

L'intérêt du secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt

Élevée	Synclinal des Baux : > 200m Synclinal de Maussane : > 500m	Inconnue	À déterminer	Elevé
--------	---	----------	--------------	-------

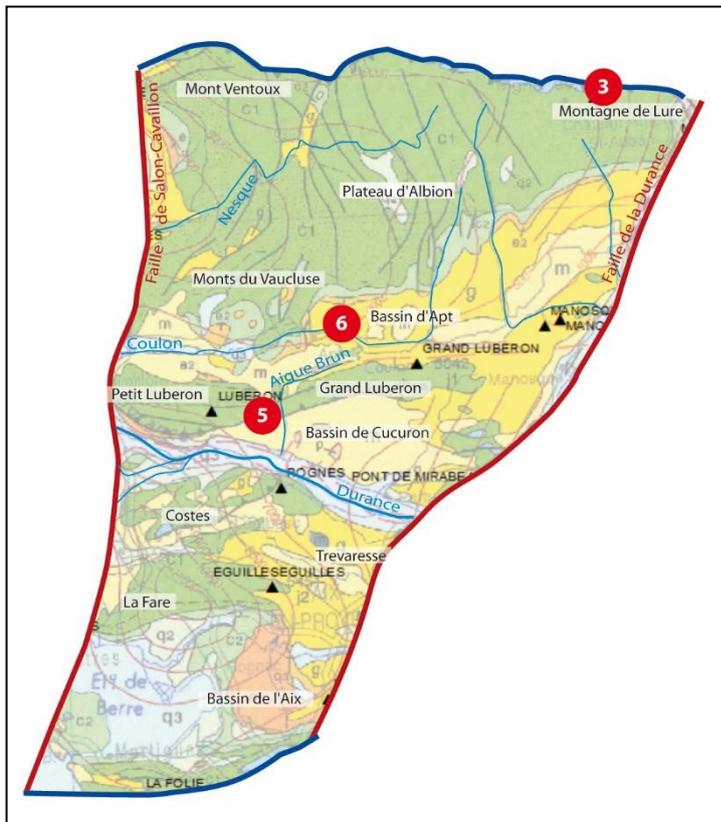
c) La Crau

Sur le secteur de la Crau, l'envahissement des niveaux potentiellement karstiques par l'eau salée ne donne guère d'espoir sur l'existence d'une ressource profonde exploitable.

L'intérêt de ce secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Possible mais inconnue	Au minimum de 300 m dans le secteur de Istres pour l'Urgonien puis rapidement > 1500 m. > 2000m pour le Jurassique.	Mauvaise (venues d'eau très minéralisées dans forages pétroliers).	Inconnue	Faible

5.4. LE DOMAINE DURANCIEN : SECTEUR 3- MONTS DU VAUCLUSE, 6- BASSIN D'APT-FORCALQUIER, 5- LUBERON



la carte géologique au 1/1 000 000^e.

Le domaine Durancien est situé entre la faille de Salon-Cavaillon à l'ouest, la faille de la Durance à l'est, le chevauchement de Ventoux-Lure au nord et le bassin d'Aix au sud (Illustration 85). Il englobe les monts du Vaucluse et la chaîne Ventoux-Lure au nord qui est séparée de la chaîne du Luberon par le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier. La Durance longe la faille de la Durance jusqu'au Pont de Mirabeau où elle bifurque plein ouest pour entrer dans le bassin de Cucuron et longer le sud du Luberon. Sur sa rive gauche, les massifs de Costes, La Fare/Eguilles et Trévaresse s'érigent avant que ne s'ouvre au sud le bassin d'Aix (continuité du synclinal de l'Arc) qui accueille en son centre l'étang de Berre.

Illustration 85 : domaine Durancien de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages profonds (triangles noirs) sur

Les questions qui se posent sur ce domaine sont les suivantes :

- Sur le Luberon :
 - o Existe-t-il un drainage des calcaires crétacés du Luberon vers la Vallée d'Apt au nord et a fortiori vers la Fontaine de Vaucluse ?
- Sur le secteur d'Apt :
 - o Quelle est la disponibilité de la ressource en eau de l'aquifère du Crétacé inférieur et est-il suffisamment déconnecté des hydrosystèmes de surface pour être une cible aquifère pertinente sur le bassin déficitaire du Calavon ?
 - o Quel est l'impluvium de cet aquifère et avec quel grand système est-il en équilibre : Fontaine de Vaucluse à l'ouest ou la Durance au sud ?
- Sur le Toulourenc (la retombée nord du Ventoux) :
 - o Le Toulourenc recueille-t-il la totalité des eaux de cette retombée nord du Ventoux ou y aurait-il aussi des transferts vers la profondeur ?

5.4.1. Les réservoirs carbonatés

Les formations carbonatées « réservoirs » du domaine susceptibles d'être karstifiées et d'héberger des karsts profonds sont (de haut en bas) :

- Les formations tertiaires et du Crétacé supérieur à faciès carbonaté sont localisées dans le bassin d'Aix. Plusieurs forages rencontrent une alternance de niveaux calcaires et de marnes d'âge Eocène, Paléocène et Crétacé supérieur ;
- Les formations du Crétacé inférieur. Le faciès urgonien d'âge Barrémien est présent au Nord de la Durance depuis le flanc Nord de la Montagne du Luberon jusqu'au plateau d'Albion, et forme les assises du synclinal d'Apt. Ailleurs les formations calcaires du Crétacé inférieur sont constituées par les formations du Néocomien. La série débute par les calcaires du Berriasien en continuité avec le réservoir du Jurassique supérieur. Ce réservoir est séparé des formations calcaires du Valanginien et de l'Hauterivien par plusieurs niveaux marneux. Le forage du Grand Luberon illustre bien cette succession, par la présence de pertes de boue en forage dans ces différents compartiments, avec plusieurs pertes partielles dans les calcaires de l'Hauterivien entre 508 et 900 m de profondeur ; des pertes partielles à la base du Valanginien dans des faciès marno-calcaires entre 1 568 et 1 592 m de profondeur ; puis une série de pertes partielles dans les calcaires du Berriasien entre 2 099 et 2 230 m de profondeur. Le forage de La Lure est affecté par des pertes partielles se produisant à 148 m de profondeur dans les calcaires du Berriasien. Le forage des Rognes rencontre six pertes partielles dans les formations valanginiennes entre 50 et 390 m de profondeur ainsi qu'une perte totale à 674 m dans les calcaires berriasiens. Enfin, le forage d'Eguilles est foré en perte totale de 160 à 1 110 m de profondeur depuis les formations du Valanginien jusqu'aux formations du Malm ;
- Les formations du Jurassique, notamment du Malm, présentent de bonnes capacités réservoirs mais se trouvent généralement à des profondeurs importantes. Le forage de Rognes est affecté de plusieurs pertes partielles entre 900 et 950 m et d'une perte totale à 1 315 m de profondeur. Dans le forage d'Eguilles neuf pertes partielles surviennent entre 3 287 et 3 830 m dans les calcaires et dolomies du Tithonien et quatre pertes partielles entre 4 000 et 4 300 m dans les calcaires et dolomies du Kimméridgien.

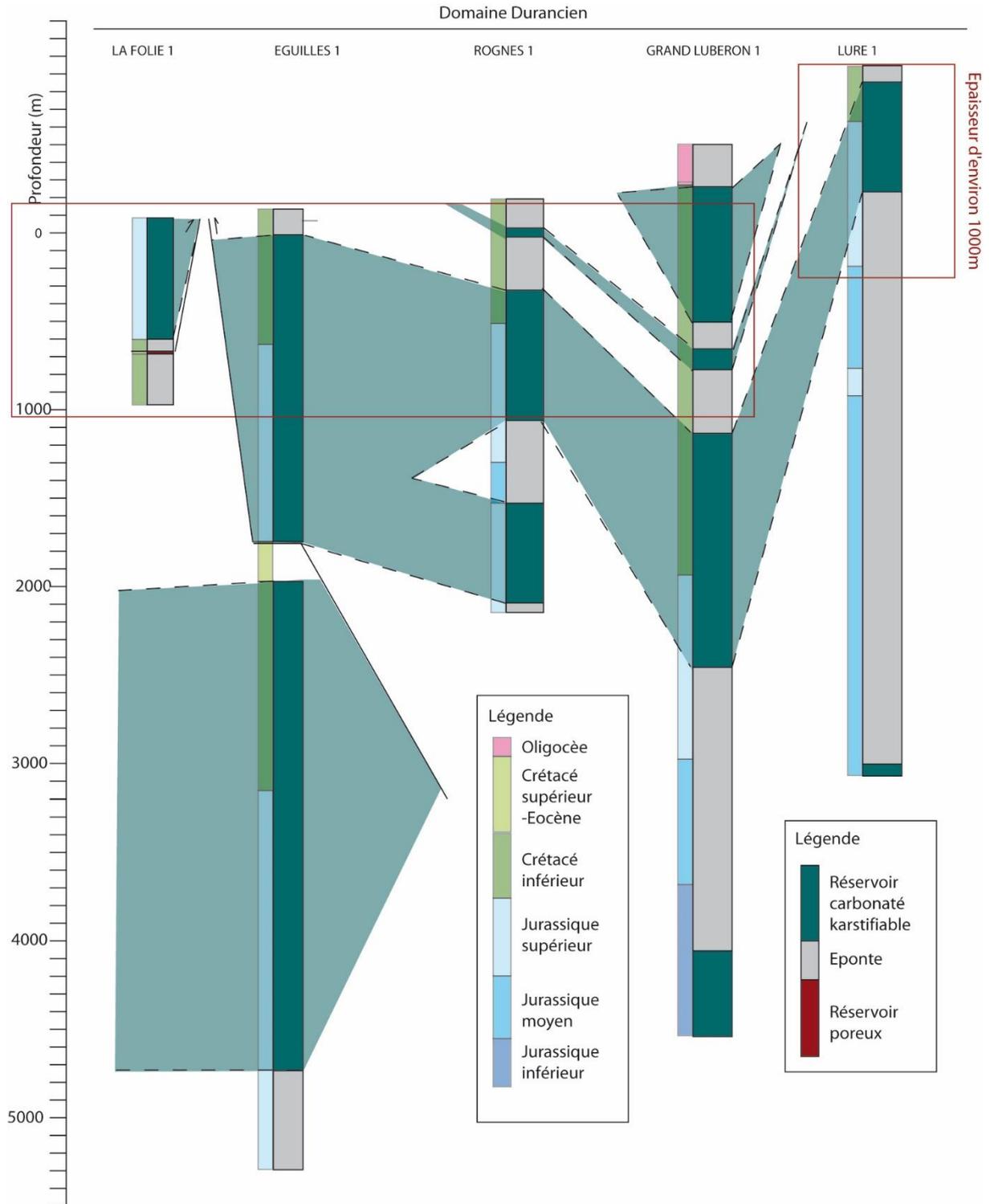


Illustration 86 : forages pétroliers profonds du domaine Durancien du sud-ouest au nord-est (voir localisation Illustration 47). En face de la colonne stratigraphique (les âges) sont représentés de façon synthétique, les potentiels « réservoirs » des formations traversées par ces forages.

5.4.2. La géométrie des formations

La structuration du domaine est largement influencée par l’orogénèse pyrénéenne puis reprise par les déformations alpines.

a) Du bassin d’Aix aux chaînons d’Eguilles et de Trévaresse

Au Sud du Domaine, le bassin d’Aix (ou bassin de Fuveau-Gardanne) occupe une aire importante comprise entre le chevauchement de la Nerthe (domaine Sud-Provençal) et la chaîne de la Farre–Eguilles. L’interprétation du profil sismique régional SE-08 (Illustration 87) illustre l’épaisseur importante des formations du Crétacé supérieur et la faible structuration du bassin d’Aix qui est la poursuite du synclinal de l’Arc, à l’Ouest de la faille de la Durance.

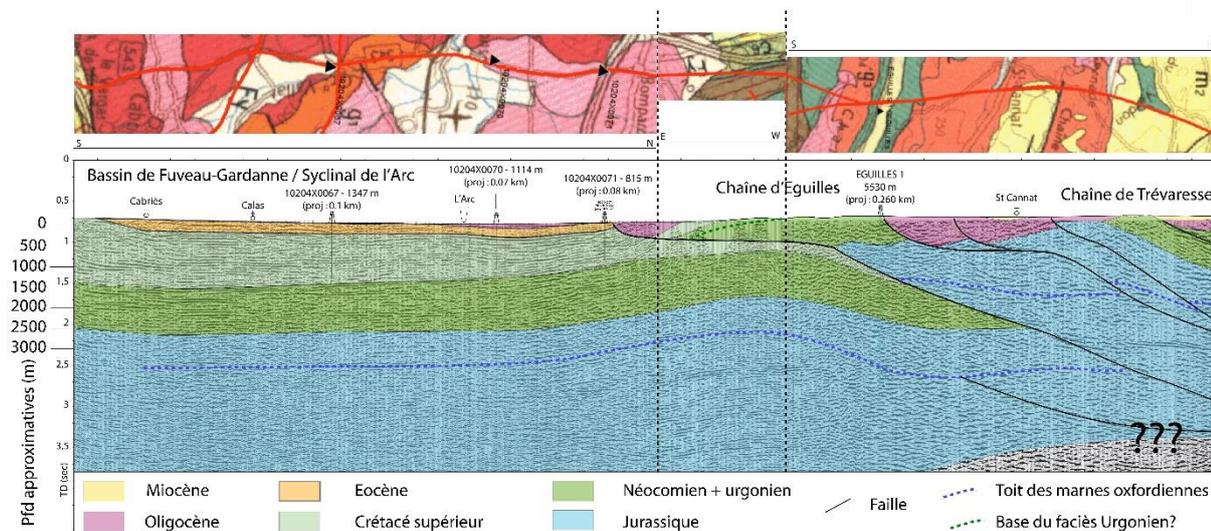


Illustration 87 : partie Sud du profil sismique « Régional SE-08 » interprété, voir localisation sur Illustration 49.

L’interprétation faite dans cette étude indique que la chaîne d’Eguilles correspond à un chevauchement à vergence Sud et chevauche le Nord du bassin d’Aix, tout comme la chaîne de Trévaresse qui est, elle aussi, constituée par un chevauchement à vergence sud. Mais la vergence du chevauchement d’Eguilles est sujet à débat avec des auteurs qui interprètent le chevauchement en vergence Sud (Terrier et al., 2008 ; Molliex et al. 2011, Couëffé et al., 2010) et d’autres qui l’interprètent en vergence Nord (Tempier, 1987 ; Thèse J. Balansa (en cours, non publié)). Ces chaînons sont des chevauchements pyrénéo-provençaux dont le déplacement maximal se produit à l’Eocène et sont en partie repris à l’Alpin.

Les dépôts oligocènes sont contrôlés par le re-jeu de ces chevauchements pyrénéo-provençaux en failles normales, lors de l’extension oligo-aquitaine.

b) Le chaînon de Coste, le Luberon et le bassin d’Apt

Le chaînon de Coste-Rognes correspond à un chevauchement pyrénéo-provençal à vergence Sud (Illustration 88), comme pour les chevauchements plus au Sud, de Trévaresse et d’Eguilles. Il est affecté d’un retro-chevauchement à vergence Nord qui chevauche la partie Sud du bassin oligo-miocène de Cucuron. Le Nord de ce bassin est limité par le chevauchement à vergence Sud du Luberon, lui aussi provoqué par les déformations pyrénéo-provençales, puis repris à l’Alpin. Son flanc Nord plonge sous le bassin d’Apt qui forme un synclinal d’axe Est-Ouest

(Illustration 88). Dans celui-ci, on retrouve les faciès de l'Urgonien sous couverture oligocène et crétacée supérieur-Eocène. Les faciès urgoniens ont été érodés à l'aplomb de l'anticlinal du Luberon lors de la mise en place du chevauchement avant le recouvrement par les dépôts oligocènes. Au Nord du bassin d'Apt, la bordure du synclinal provoque la remontée des formations crétacées inférieures, avec au sommet les faciès de l'Urgonien. Les formations marneuses apto-albiennes (notées n6, sur Illustration 88) sont conservées dans la partie Nord du synclinal et affleurent sur le pourtour Nord du bassin.

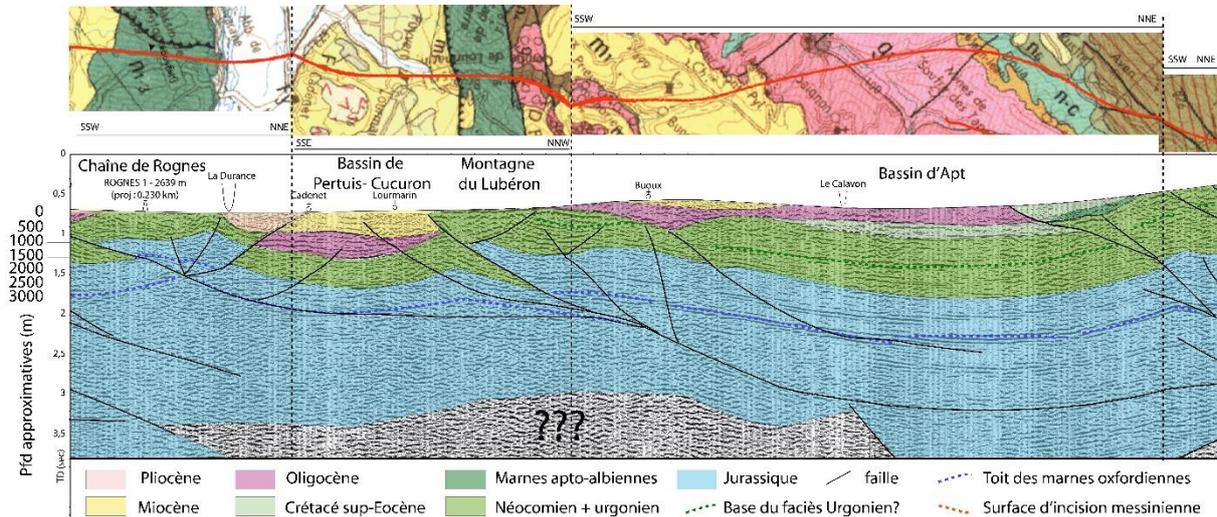


Illustration 88 : partie centrale du profil sismique « Régional SE-08 » interprété, traversant les chaînons de Rognes et du Luberon, ainsi que le bassin d'Apt et les contreforts des Monts de Vaucluse. Voir localisation sur l'Illustration 49.

En supplément des lignes sismiques régionales SE, le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier a bénéficié du retraitement de profils sismiques (Capar & Marc, 2020). Grâce à leur interprétation, plusieurs observations de premier ordre peuvent être faites concernant ce bassin :

- les formations mésozoïques qui se trouvent sous recouvrement tertiaire s'approfondissent vers l'Est en direction de la faille de la moyenne Durance (Illustration 89) ;
- cet approfondissement est consécutif d'un épaissement considérable des formations de l'Oligocène (Illustration 89). Les forages de reconnaissance pétrolière de Manosque traversent une série oligocène de plus de 2 120 m sans en atteindre la base. Une partie de l'Oligocène est salifère, ce qui génère des phénomènes diapiriques, notamment dans la région de Manosque ;
- l'Urgonien présent à l'Ouest et au Nord est absent au Sud (Luberon) et à l'Est (sous le bassin). Sa disparition est provoquée par l'érosion des têtes de blocs anticlinaux liée aux déformations pyrénéo-provençales (Illustration 89) ;
- les marnes aptiennes qui affleurent dans la partie Nord du bassin sur les contreforts des Monts du Vaucluse, disparaissent vers le Sud et vers l'Est sous le recouvrement tertiaire (Illustration 89 et Illustration 90).

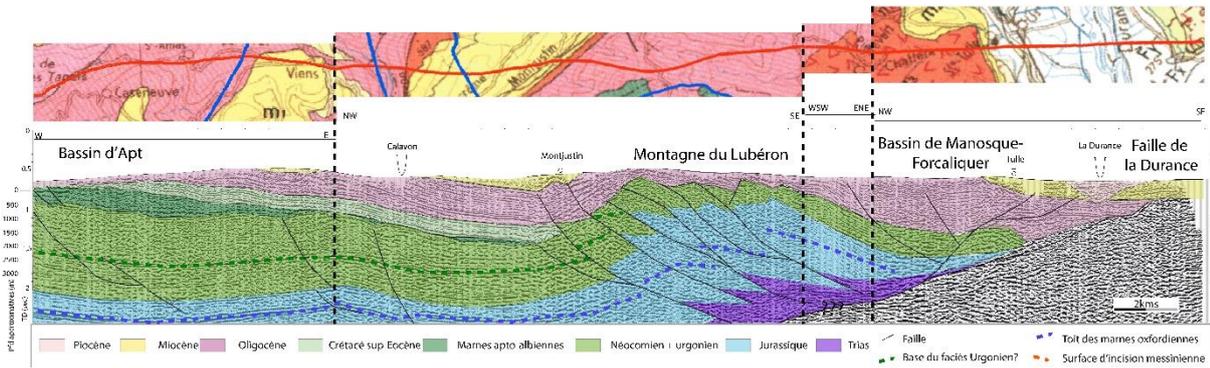


Illustration 89 : partie Nord-Ouest du profil sismique « Régional SE-07 » interprété, traversant le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier. Voir localisation sur l'illustration 49.

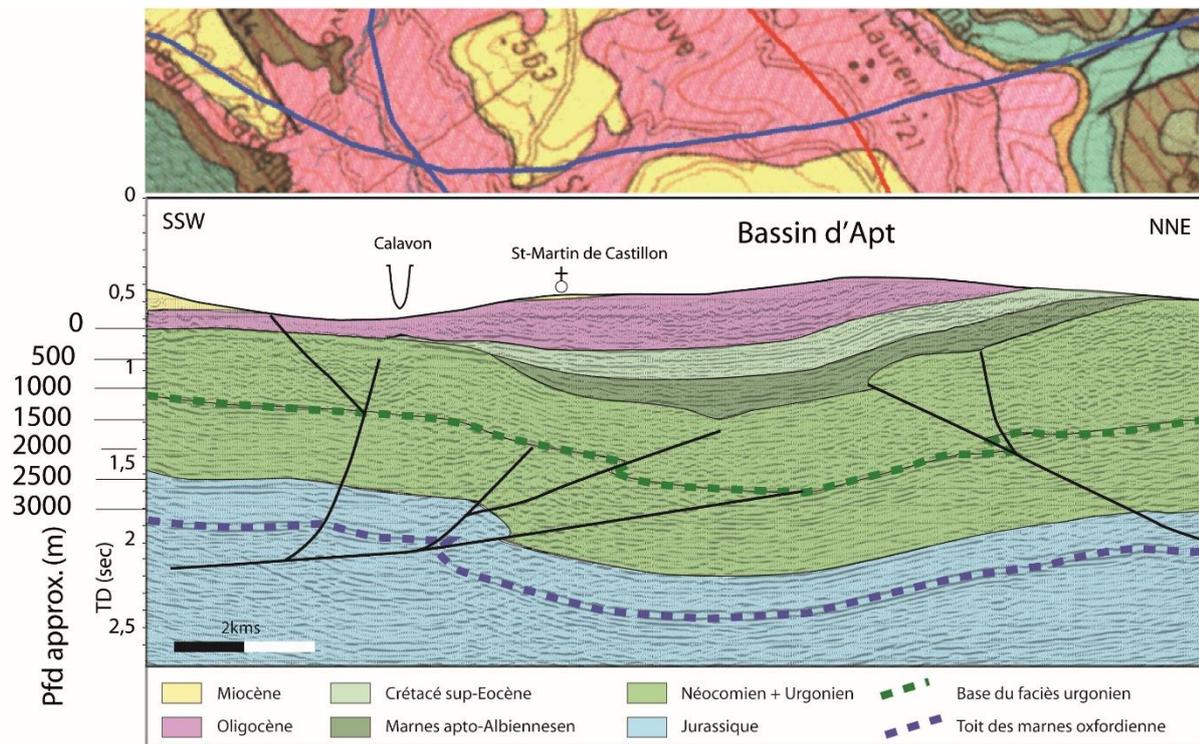


Illustration 90 : Profil sismique « Régional SE-07 » interprété, traversant le bassin d'Apt. Voir localisation sur l'illustration 49.

La carte de l'illustration 91 qui synthétise ces informations présente les iso-valeurs de la profondeur du toit des formations calcaires du Crétacé inférieur. Ces iso-valeurs sont exprimées en millisecondes -temps double, car elles sont directement issues de l'interprétation des profils sismiques non converties en profondeur. La conversion en profondeur dans le secteur est délicate car il n'existe pas de loi de vitesse pour ce bassin, notamment concernant les formations de l'Oligocène. Une loi de vitesse s'obtient par une acquisition sur forage, or aucun forage dans la base du BRGM ou du BEPH (Bureau d'Exploration Production des Hydrocarbures) ne dispose de loi de vitesse dans ce secteur.

Pour tenter d'approximer une profondeur, on peut attribuer une vitesse moyenne pour le recouvrement oligocène, mais le niveau d'incertitude peut varier du simple au double. Ici le choix a été fait de représenter (Illustration 91) :

- une zone grisée claire correspondant aux profondeurs supérieures à 500msTD, ce qui correspondrait à 1 000 m de recouvrement oligocène pour une vitesse moyenne de 4 000 m/s pour ces formations ;
- une zone grisée foncée correspondant aux profondeurs supérieures à 1000msTD, ce qui correspondrait à 2 000 m de recouvrement oligocène pour une vitesse moyenne de 2 000 m/s ;
- Il est donc probable que la limite de 1 000 m d'épaisseur de recouvrement tertiaire pour atteindre les formations crétacées inférieures soit contenue quelque part dans la zone grisée claire (Illustration 91).

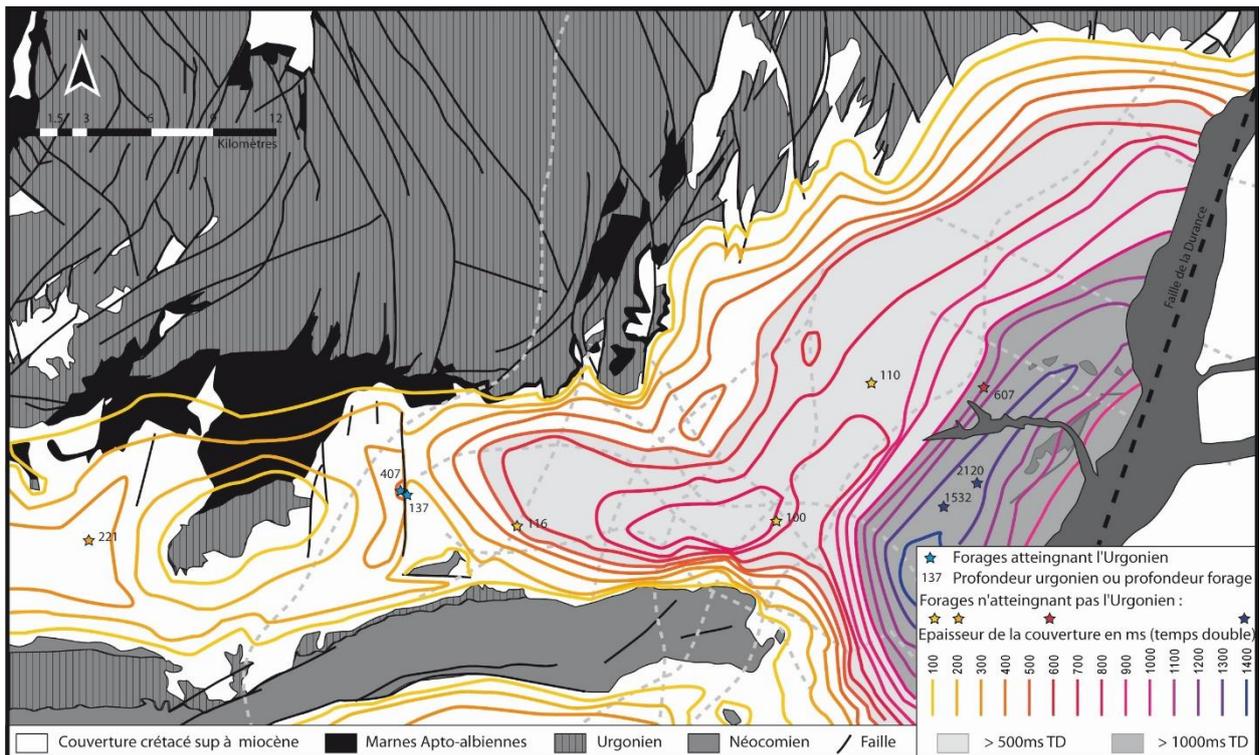


Illustration 91 : carte des iso-valeurs de l'épaisseur de la couverture tertiaire et crétacée supérieure reposant sur les formations carbonatées du Crétacé inférieur. Les étoiles de la couleur des iso-valeurs correspondent aux forages n'atteignant pas les formations crétacées sous-jacentes (ce sont des profondeurs minimums) et les étoiles bleues correspondent aux forages de Fangas étudiés dans cette étude ci-après, dont les valeurs affichées correspondent à la profondeur du toit de l'Urgonien.

c) Les Monts du Vaucluse et la terminaison Nord de la Montagne de Lure

Le faciès urgonien arme les monts de Vaucluse et la partie Sud du plateau d'Albion. La chaîne de Ventoux-Lure correspond à un relief provoqué par le chevauchement à vergence Nord (Illustration 92). Ce chevauchement pyrénéo-provençal a lui aussi rejoué à l'alpin, à la fin du Miocène et a provoqué l'érosion de la couverture crétacée supérieure, oligocène et miocène dont on retrouve les dépôts dans le fossé de Sault.

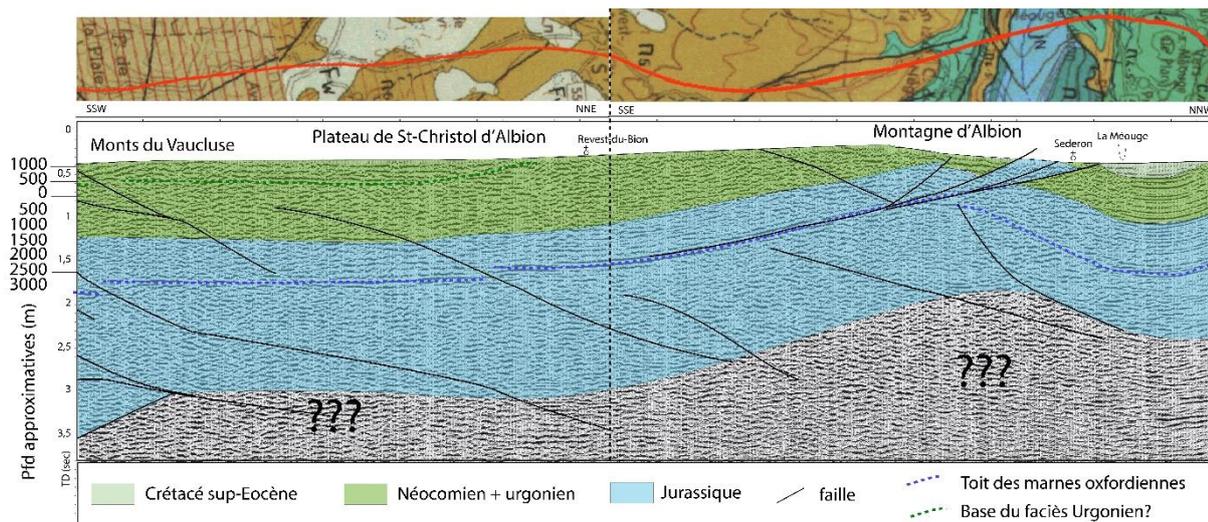


Illustration 92 : partie Nord du profil sismique « Régional SE-08 » interprété, traversant le plateau d'Albion et la chaîne Ventoux-Lure (Montgne d'Albion). Voir localisation sur la carte de l'illustration 49.

5.4.3. La karstification

Concernant les épisodes d'altération et de karstification au Crétacé, la Durance scinde le domaine Durancien en deux : au sud s'étend le domaine de la bauxite et au nord le domaine des ocres. Les bauxites ont été reconnues sur l'unité Coste-Luberon uniquement (Lajoinie & Laville, 1979). Elles fossilisent un mur calcaire barrémien et hauterivien karstifié (lapiez et poches karstiques) et sont recouvertes par un toit maastrichtien. Au sud, l'unité de Berre, constituée par un vaste synclinal à cœur crétacé supérieur, est non bauxitifère, mais la « surface des bauxites » est bien représentée par la discordance entre le Crétacé inférieur et supérieur.

Au nord, les ocres du bassin d'Apt se trouvent sous un toit Bartonien et affectent la série sédimentaire albo-cénomaniennne. La première phase d'ocrification est datée du Cénomanienn moyen (Triat 1982, Guendon et al., 1983) mais ces auteurs estiment que l'altération s'est poursuivie aussi durant le Santonien et aussi au Paléocène probablement. Associée à ces altérations, une karstification sous couverture s'est aussi développée (Guendon, 1982), affectant le calcaire urgonien (d'âge bédoulien) à l'origine d'une morphologie du toit bien caractéristique (Illustration 93).



Illustration 93 : morphologies du toit de l'urgonien dans le secteur d'Apt et du Coulon (Guendon, 1982). De gauche à droite : 1) pinnacle partiellement recouvert par les sédiments argilo-sableux sous lesquels cette morphologie s'est développée. 2) Pinnacle dégagée de sa couverture de recouvrement dont la

forme arrondie est encore bien préservée. 3) Pinnacle présentant des morphologie de cannelures, suite au dégagement de la couverture provoquant de la dissolution aérienne suite à son exposition.

Bien que le débat ne soit pas tranché sur la contemporanéité des bauxites et des ocre, ces altérites sont issues de périodes d'altération qui s'initient au Crétacé inférieur et supérieur et qui continuent d'évoluer sous couverture au Paléogène. En revanche, les modalités de mise en place des ocre et des bauxites sont différentes. Les ocre sont des altérites autochtones (altération in situ), alors que les bauxites sont toutes issues d'un remaniement associé à une période d'érosion, avant d'être re-sédimentées ; ce sont des altérites allochtones ou parautochtones (pour certains sites qui subissent une seconde altération sur place importante). La karstification qui est associée à ces altérites est une karstification sous couverture, qui affecte le toit des carbonates en bouchant une partie de la perméabilité créée, mais peut aussi se développer en profondeur par le biais de couloirs d'altération. Lors du décapage de cette couverture, cette perméabilité devient efficace et est utilisée lors des phases de karstification ultérieures, elle peut aussi mettre à profit les couloirs d'altération pour s'enfoncer dans le massif.

La surface des bauxites est partiellement exhumée lors de la mise en place des reliefs issus des déformations pyrénéo-provençales, entraînant une dynamique érosive et remaniant les altérites et les re-sédimentant au cœur des synclinaux. Comme expliqué précédemment, il existe très peu de données concernant la karstification associée à cette dynamique.

A l'Oligocène, le domaine durancien semble plutôt correspondre à une zone basse, située sur le compartiment abaissé par la faille de la Durance. Les bassins de Manosque-Forcalquier, de Cucuron ainsi que l'unité Coste-Trévaresse conservent les sédiments détritiques et lacustres de cette période, déposés en discordance sur les formations crétacées (et éocènes localement). Le dépôt-centre atteint 3 000 m d'épaisseur de sédiments fortement déformés dans le bassin de Forcalquier (Destombes, 1962). Plus à l'ouest, les sédiments ont généralement été érodés, et ne sont plus conservés que dans des petits grabens, comme à Sault sur le plateau d'Albion. Seules les zones hautes résiduelles vont potentiellement être soumises à la karstification, mais le gradient plutôt faible favorise le développement de surface d'aplanissement (Nicod, 1967, Audra, 2007).

Les transgressions miocènes vont donc pouvoir envahir sans trop de résistance cette topographie aplanie. La mer burdigalienne recouvre entièrement le Luberon et le relief des monts de Vaucluse au Ventoux (Besson, 2005). Mais la réactivation des accidents pyrénéo-provençaux au cours de la phase alpine, au Miocène supérieur, provoque l'accentuation de l'anticlinal du Luberon tandis que l'anticlinal Ventoux-Lure chevauche sur les synclinaux qui le bordent au nord (Clauzon, 1996 ; Champion et al., 2000; Clauzon et al., 2011). Cette déformation s'enregistre dans le bassin de Cucuron entre la fin du dépôt des sédiments miocènes (calcrète au sommet daté à -8.5Ma (Aguilar & Clauzon, 1982) et la crise messinienne (Clauzon et al., 2011). La déformation alpine est responsable d'un raccourcissement de 1 000 m et d'une surrection d'environ 500 m (Molliex et al., 2011) et se produit juste avant la crise messinienne (Clauzon, 1984 ; Clauzon et al., 2011). Par la suite, la déformation migre vers le sud en réactivant les structures du massif crétacé de Costes (qui chevauche les dépôts de l'Oligocène et même du Miocène dans le secteur de Rognes), et l'anticlinal de Trévaresse (qui s'est développé de la fin du Miocène au Pliocène).

L'érosion reprend donc sous l'impulsion de la tectonique fini-Miocène et des nouveaux reliefs mis en place. La structuration des morphologies karstiques de surface du plateau de Vaucluse et du Luberon est sans doute en grande partie issue de cette période. L'étude de Depambour & Guendon (2003) permet de comprendre l'évolution géomorphologique et karstique du plateau d'Albion de façon chronologique à partir du Miocène. Ils proposent des âges associés aux paléo-fonctionnements avec, dans l'ordre :

- la surface fondamentale oligo-aquitaine des auteurs (Nicod, 1967; Fabre 1980), transgressée par les dépôts marins miocènes ;
- lors des mouvements tectoniques fini-miocènes, la mise en place de cours d'eau à la surface des monts du Vaucluse provoque l'érosion de ces dépôts associée à un fonctionnement fluviokarstique. Le creusement des gorges de la Nesque débute lors de cet épisode. Les réseaux de forme tubulaire développés à faible profondeur sous la surface pourraient s'être formés dans ce contexte. C'est le cas de l'Aven de Rousti (Depambour, 1998; Dal Soglio, 2019), qui présente des galeries de type « galerie de métro », dont le recoupement par des conduits à dominante verticale indique une phase ultérieure d'incision suite à l'abaissement du niveau de base ;
- la crise messinienne est à l'origine d'une importante verticalisation de l'endokarst. La taille des gouffres et avens les plus emblématiques du plateau d'Albion est impressionnante. Pour former des réseaux d'une telle dimension, une couverture devait subsister sur le plateau afin de concentrer les écoulements ;
- la remontée du niveau de base au Pliocène provoque un dysfonctionnement du réseau de drainage endokarstique, entraînant le développement de dépressions aplanies de type poljés ;
- au fur et à mesure de leur fonctionnement et en fonction des variations paléo-environnementales, les dépressions se sont réduites et emboîtées les unes dans les autres avant de perdre leur amont hydraulique induit par soutirage karstique.

La Fontaine de Vaucluse constitue l'exutoire quasi systématique du massif. Son aire d'alimentation est relativement bien définie par les traçages sur le Ventoux, les monts du Vaucluse, le plateau d'Albion et le versant sud de la montagne de Lure (Illustration 94).

La formation de l'ensemble du réseau noyé de la Fontaine de Vaucluse est attribuée à la chute du niveau de base au Messinien (Martel, 1902a, b; Julian and Nicod, 1984, 1989; Nicod, 1991; Gilli and Audra, 2004). En effet, sous la vasque, de vastes conduits sub-verticaux ont été reconnus par spéléo-plongée et par robots jusqu'à la profondeur de 308 m (Bayle & Graillet, 1987), soit 224 m sous le niveau de la mer (Illustration 95). Les parois de ces conduits présentent des cannelures et figures de ressuyage, ce qui indique un paléo-fonctionnement épiphréatique durant le Messinien (Audra et al., 2004). La source est située à 300 m à l'Est de la faille de Salon-Cavaillon et naît au bout d'une reculée karstique. Sa position est due à la remontée du niveau de base au Pliocène (Audra et al., 2004 ; Mocochain et al., 2011).

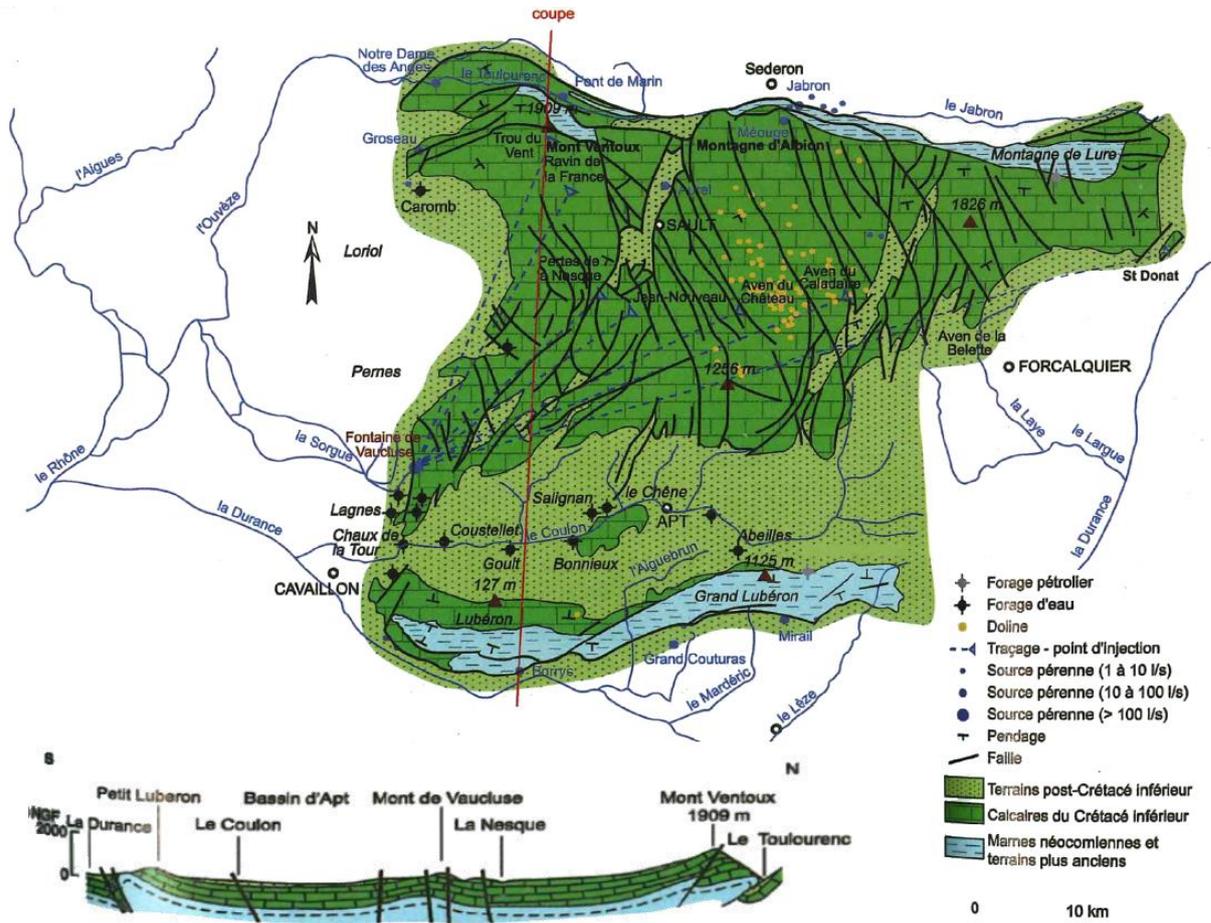


Illustration 94 : géologie et traçages réalisés sur les monts de Vaucluse faisant partie de l'impluvium de la fontaine de Vaucluse (Blavoux, 2010).

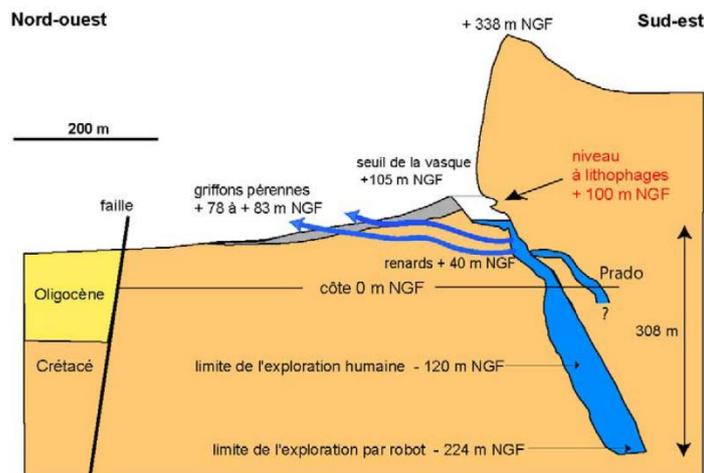


Illustration 95 : coupe schématique de l'exutoire de la Fontaine de Vaucluse (Gilli & Audra, 2004, d'après Bayle & Graillot, 1987 ; Mudry & Puig, 1991).

Il est difficile d'évaluer l'impact des anciennes karstifications crétaées ou paléogènes sur la spéléogénèse des réseaux creusés au cours de la crise messinienne. Mais la taille de l'impluvium organisé autour de la fontaine de Vaucluse (Illustration 94), ainsi que le modelé en baïonnette du

réseau hydrographique qui ressort sur le MNT, font penser à une forte pré-structuration du karst par la préexistence de couloirs d'altération potentiellement formés au cours de ces anciennes karstifications sous couverture, elles-mêmes, générées par ces phénomènes d'intense altération de surface. Cette hypothèse est mentionnée par les auteurs (Depambour & Guendon, 2003), mais n'a encore jamais été réellement démontrée.

Concernant le Luberon, il n'existe pas de travaux dédiés spécifiquement à la karstologie de ce secteur. En revanche, la morphologie et la chronologie de mise en place des surfaces miocènes à actuelles ont été largement étudiées (Clauzon, 1979 ; Clauzon, 1984, Clauzon, 1988 ; Clauzon, 1996 ; Ollivier, 2006 ; Clauzon et al., 2011). On peut donc citer plusieurs niveaux repères utiles à la réflexion sur la karstification pendant ces périodes (Illustration 96) :

- la surface fondamentale (S00) ;
- la surface de transition marin-continentale du Miocène (S0), diachrone sur le profil amont-aval induit par la progression d'un prisme sédimentaire venant des Alpes (Clauzon, 1998) ;
- la surface d'abandon miocène appelée aussi la surface pré-évaporitique constituée par le toit de la formation des conglomérats de Valensole I (S1) ;
- la surface d'incision messinienne fossilisée par les sédiments marins pliocènes (S2) ;
- la surface de transition marin-continentale du Pliocène (S3), diachrone sur le profil amont-aval du fait de la progradation du Gilbert deltas dans la ria ;
- la surface d'abandon pliocène constituée par le toit de la formation des conglomérats de Valensole II (S4).

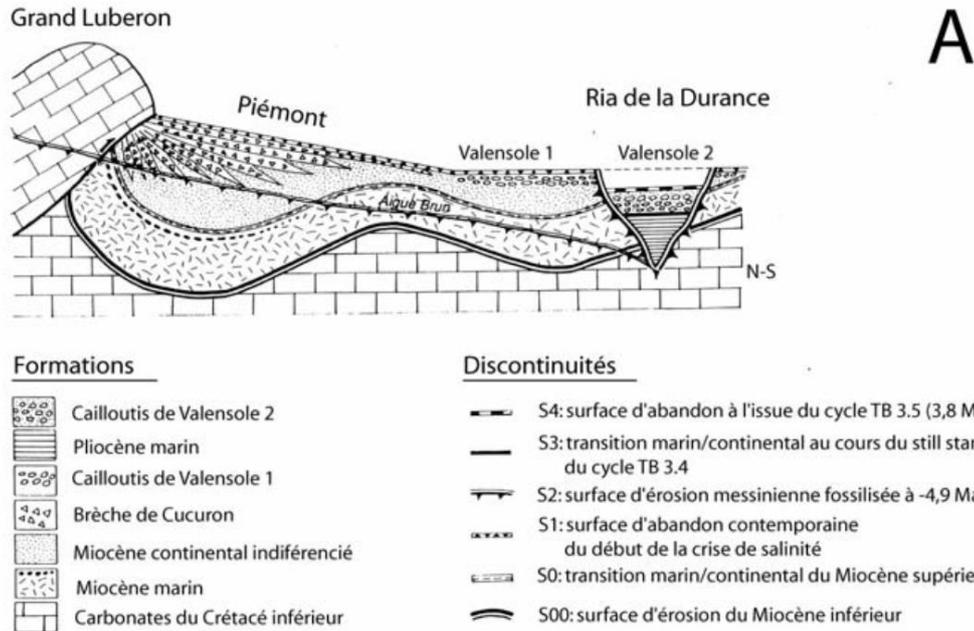


Illustration 96 : évolution géodynamique schématique du Luberon du Miocène au Pliocène (Clauzon, 1996). La surface d'incision messinienne est représentée en section transversale (à l'aplomb de la ria de la Durance) et en section longitudinale (du Grand Luberon à la ria de la Durance).

La karstification messinienne des massifs au sud de la Durance (Coste, Trévaresse), pourrait être contrôlée par l'incision de la Durance. Les massifs carbonatés culminent entre 300 et 500 m alors que l'incision messinienne atteint les carbonates crétacés à l'aplomb de la ria à environ 0 m NGF (Clauzon 1988). Cette différence altitudinale aurait pu engendrer un fort gradient et donc être à l'origine d'une fenêtre hydrogéologique (c'est-à-dire une zone de contact direct entre le fleuve et les formations carbonatées, permettant la dissolution directe des carbonates et la perte du réseau de surface vers le souterrain) pour l'aquifère du crétacé inférieur.

Pour le Luberon, la réponse est moins évidente. L'aval pendage en direction du nord et la structuration EO sécante aux écoulements en direction du sud rendent plus complexe la connexion hydraulique entre le flanc nord du Luberon et la vallée messinienne de la Durance.

La vallée d'Aigue-Brun, qui traverse le massif du nord au sud et relie le bassin d'Apt au bassin de Cucuron (localisation sur l'illustration 97 et illustration 101), a une morphologie issue de la phase alpine pendant le Tortonien (Clauzon et al., 2011). L'antécédence de ce cours d'eau indique donc une connexion hydraulique de surface entre le flanc nord du Luberon et le bassin versant de la Durance (Illustration 97). Lors de l'incision messinienne, cet affluent a donc pu être tributaire de la chute du niveau de base mais rien ne permet d'affirmer qu'il ait pu être concurrentiel avec l'approfondissement des réseaux karstiques en lien avec le système vaclusien au Nord et à l'Ouest.

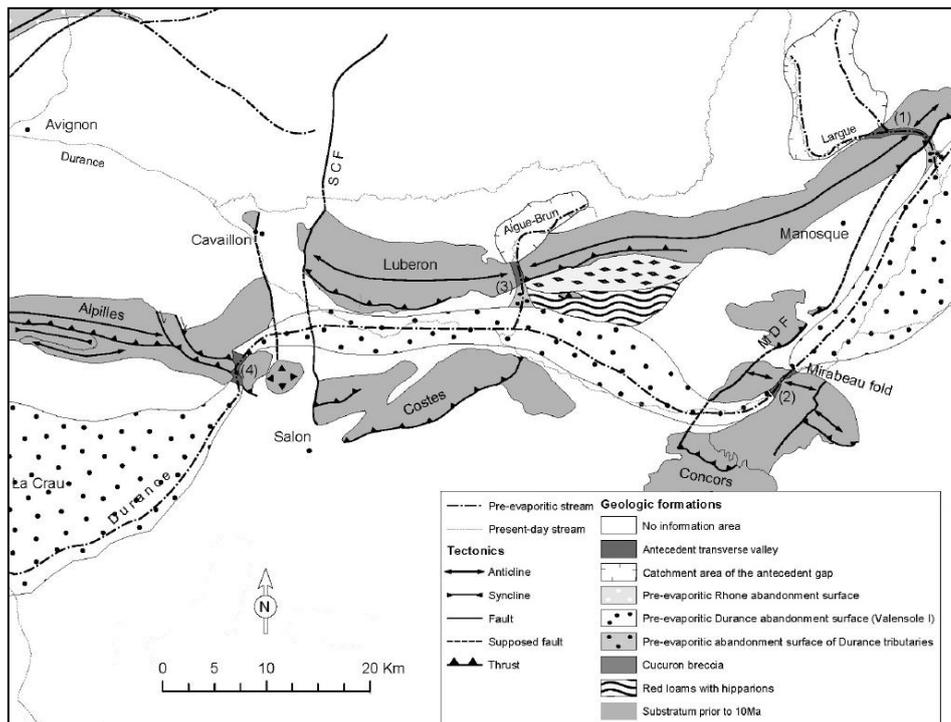


Illustration 97 : reconstitution paléogéographique et structurale du domaine durancien à la veille de la crise messinienne (Clauzon et al., 2011). Localisation des vallées existantes, précédemment à la crise messinienne : (1) Cluse du Lorgue ; (2) cluse de Mirabeau ; (3) cluse de l'Aigue-Brun ; (4) cluse de Saint-Pierre-de-Vence.

D'après Blavoux (2010), le Luberon ne fait a priori pas parti de l'impluvium de la fontaine de Vaucluse, mais cela n'implique pas directement que la karstification messinienne se soit produite en lien avec la Durance.

En plus des évidences de karstification épigène, Audra et al. (2002; 2013; 2015) identifient une dizaine de cavités potentiellement hypogènes. Certaines ont fait l'objet d'une exploitation minière, comme la grotte-mine du Piei (Audra et al., 2013), ou la baume Galinière (Audra et al., 2015 ; Illustration 98). Ces cavités se situent en périphérie du Plateau d'Albion et plus précisément à l'intersection de grands accidents tels que le chevauchement du Ventoux, la faille de Salon-Cavaillon et le fossé de Banon. Audra et al. (2013) considèrent ces cavités comme des indicateurs des paléo-niveaux de base et des paléo-limites d'affleurement des couvertures et proposent un modèle conceptuel de la surrection du plateau durant la période Miocène. Ils se basent sur la présence de morphologies liées à une karstification de type condensation-corrosion et d'une géométrie caractéristique de type labyrinthe pour évoquer une spéléogénèse par acide sulfurique (SAS). La karstogénèse hypogène permet le développement de conduits à dominante verticale et de conduits subhorizontaux. Les conduits à dominante verticale témoignent des remontées d'eau profonde. Les conduits subhorizontaux sont développés dans la zone de mélange entre eaux météoriques et eaux profondes. Cette zone de mélange est associée à la précipitation et au dépôt de minéraux ferrugineux ou de gypse, qui sont un autre élément d'identification d'une spéléogénèse hypogène (Audra et al., 2013).

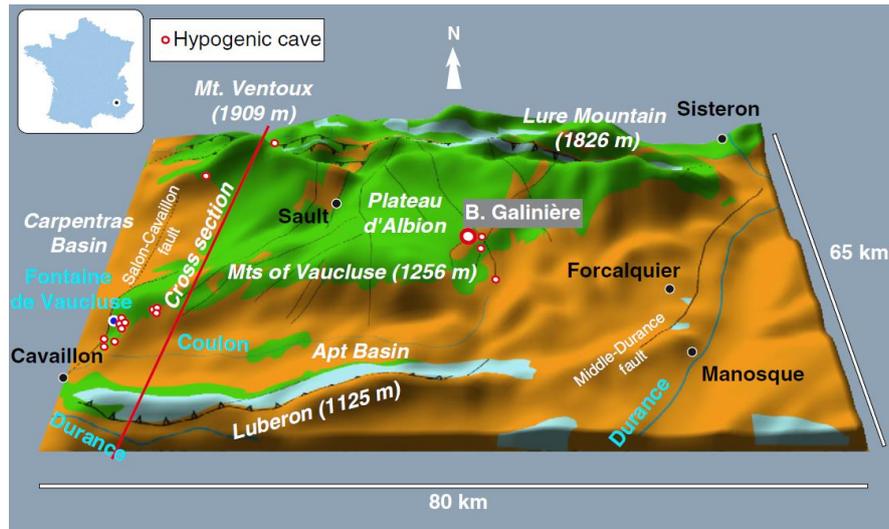


Illustration 98 : localisation des cavités hypogènes (Audra et al., 2015) sur un bloc 3D nappé d'une carte géologique schématique (Blavoux, 2010). Le trait de coupe correspond à la coupe géologique présentée en Illustration 94.

L'origine des minéralisations sulfatées se trouvant sur les bordures du Plateau d'Albion (au sein de l'aquifère urgonien) pourrait avoir un lien avec les épaisses formations de l'Oligocène du bassin de Manosque-Forcalquier. En effet, la base de l'Oligocène constituée par les niveaux anhydritiques et salifères repose directement sur les formations carbonatées du Crétacé inférieur, qui dans ce bassin est préalablement érodé et probablement karstifié. Les remontées de fluides hypogènes de SAS, auraient d'autant plus de facilité à migrer depuis le centre de ce bassin vers les bordures en circulant dans un paléokarst déjà pré-structuré.

5.4.4. Informations hydrogéologiques du secteur du Grand et Petit Luberon et ses bordures (n°5)

Ce secteur inclut le Grand et Petit Luberon au sens strict mais également sa bordure occidentale entre Cheval-Blanc et Les Taillades, à proximité de Cavaillon, et le bassin de Pertuis-Cucuron au sud, entre le massif et la Durançon (Illustration 99).

Les points d'intérêt étudiés sur ce secteur sont :

- Existe-t-il un drainage des calcaires crétacés du Luberon vers la Vallée d'Apt au nord et a fortiori vers la Fontaine de Vaucluse ?
- L'Urgonien sous couverture Tertiaire constitue t-il un aquifère potentiel et faiblement déconnecté des hydrosystèmes de surface dans le secteur de Cavaillon et dans le bassin de Pertuis-Cucuron ?

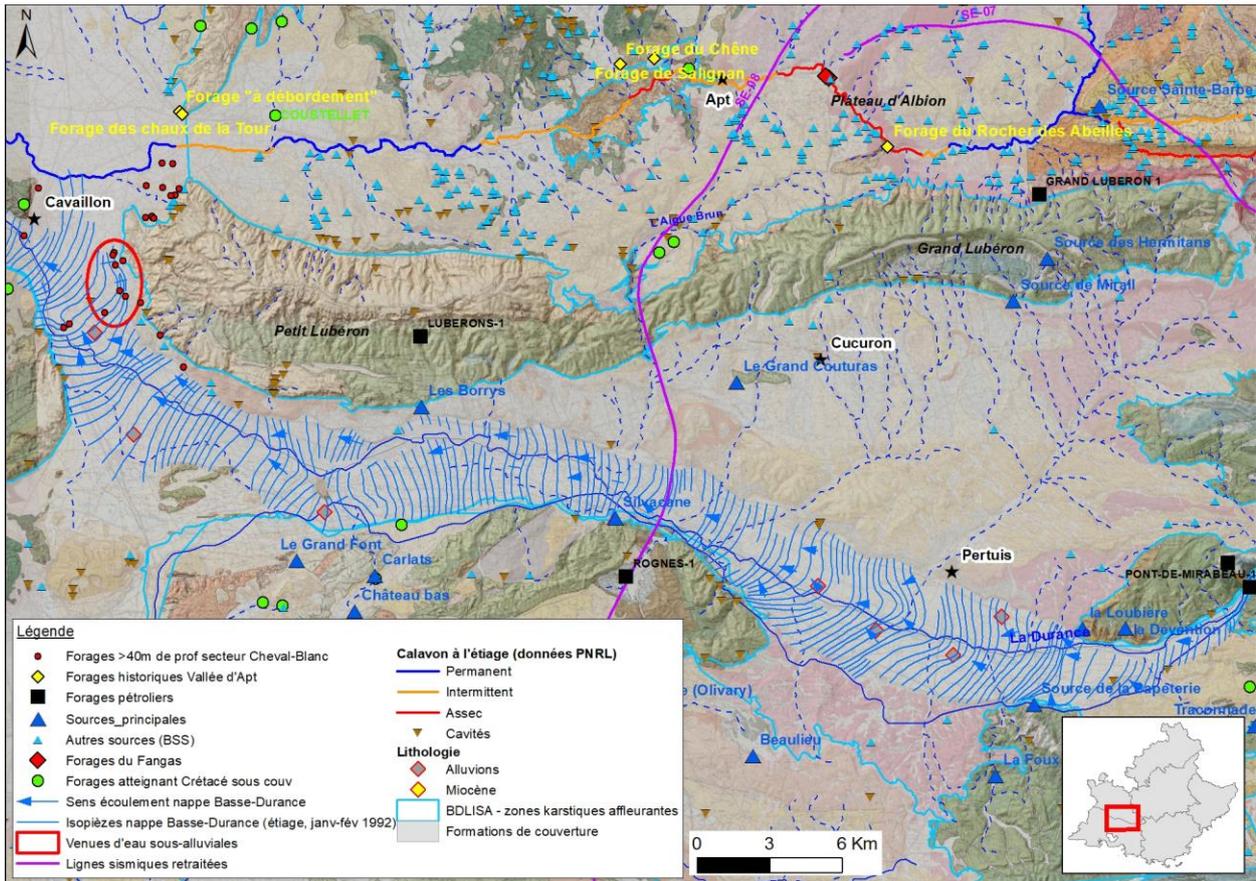


Illustration 99 : carte des données hydrogéologiques du Luberon et de ses bordures.

La synthèse hydrogéologique du Luberon la plus complète correspond à la thèse de Silvestre (1977).

Les affleurements crétacés du Luberon représentent un impluvium de 202 km² environ et la répartition entre les différents étages est la suivante (Silvestre, 1977) :

- Berriasien calcaire argileux:3,2 km² soit 1,6% de la surface du massif ;
- Valanginien marneux et Hauterivien marneux : 24 km² (11,9%) ;
- Hauterivien calcaire : 104 km² (51,5%) ;
- Faciès urgonien : 71 km² (34,6%) dont 5,4 km² seulement dans le Grand-Luberon, le versant Nord du Petit-Luberon totalisant à lui seul 55 km².

Les terrains perméables du Luberon sont représentés par les calcaires de l'Hauterivien supérieur et de l'Urgonien. Toujours très fissurés, ils sont le siège de la karstification. Les affleurements marno-calcaires, calcaires argileux et marneux de l'Hauterivien moyen et inférieur, du Valanginien et du Berriasien qui affleurent essentiellement sous les crêtes du Grand-Luberon sont réputés moins perméables.

Cependant, Silvestre (1977) indique que cette différenciation sommaire doit être modulée car si les terrains calcaires sont soumis à la karstification, celle-ci n'épargne pas les terrains plus marneux (J.P. Masse 1969 et pertes continues signalées sur le sondage pétrolier de Grand-Luberon n°1 dans certains niveaux du Valanginien marneux ainsi qu'au toit du Berriasien

constitué de calcaires argileux). Dans le Luberon, la présence de nombreux bancs calcaires fissurés au sein des séries plus marneuses du Crétacé inférieur peut servir de relais et permettre le passage des eaux souterraines à travers les niveaux marneux. Cette hypothèse découle de la position géologique particulière des importantes sources karstiques du Mirail et des Hermitants situées à la périphérie des affleurements marno-argileux du cœur érodé de l'anticlinal (Illustration 101). Leur situation implique obligatoirement un réservoir aquifère entrecoupé en grande partie de terrains marneux (Silvestre, 1977).

Les exutoires majeurs du massif du Luberon jaillissent sur le versant Sud. La position de la couverture tertiaire détermine le niveau de base des écoulements, ce qui implique l'existence d'une zone noyée en arrière de ces émergences (Silvestre, 1977). Parmi les 27 émergences reconnues, seuls 4 exutoires sont importants quantitativement (Illustration 99) :

- Source des Borrays. La source est située sur le versant Sud du Luberon, sur la commune de Mérindol. Elle correspond à l'écoulement d'eaux infiltrées dans les calcaires du petit Luberon restituées à la source à raison de 13 à 200 l/s. Le ruisseau formé se jette au bout de quelques kilomètres dans la Durance ;
- Source du Mirail (commune de la Motte-d'Aigues). Les eaux sont issues d'une part de l'Hauterivien supérieur du Grand Luberon, et en quasi-totalité des terrains plus marneux du Crétacé inférieur. La source se déverse dans l'étang de la Bonde avec un débit qui varie entre 15 et 300 l/s ;
- Source des Hermitants (commune de Peypin-d'Aigues) La source (débit compris entre 6 et 100 l/s) est située sur le versant Sud du Luberon. Le ruisseau formé se jette au bout de quelques kilomètres dans la Durance ;
- Grand Couturas. L'eau provient des calcaires du Grand Luberon, en passant sous le synclinal de Cucuron. Le débit moyen d'émergence est de l'ordre de 20 l/s.

Silvestre (1977) conclut ainsi que les terrains calcaires du Crétacé moyen et même ceux plus marneux du Crétacé inférieur présentent une aptitude à la karstification qui peut être importante avec une densité karstique relativement élevée et l'existence de circulations en gros chenaux capables de transiter plusieurs centaines de litres à la seconde. Par ailleurs, à côté de cette perméabilité en grand, il existe une perméabilité en petit dans le massif qui assure aux sources pérennes un débit minimum au cours des mois d'été.

a) Relation du Luberon avec le bassin d'Apt

Outre la position des sources qui suggère un drainage du versant nord vers Apt, le pendage des couches de l'anticlinal du Luberon est cohérent avec l'existence d'une ligne de crête piézométrique au sein du massif qui traduit un drainage vers le nord (Illustration 100).

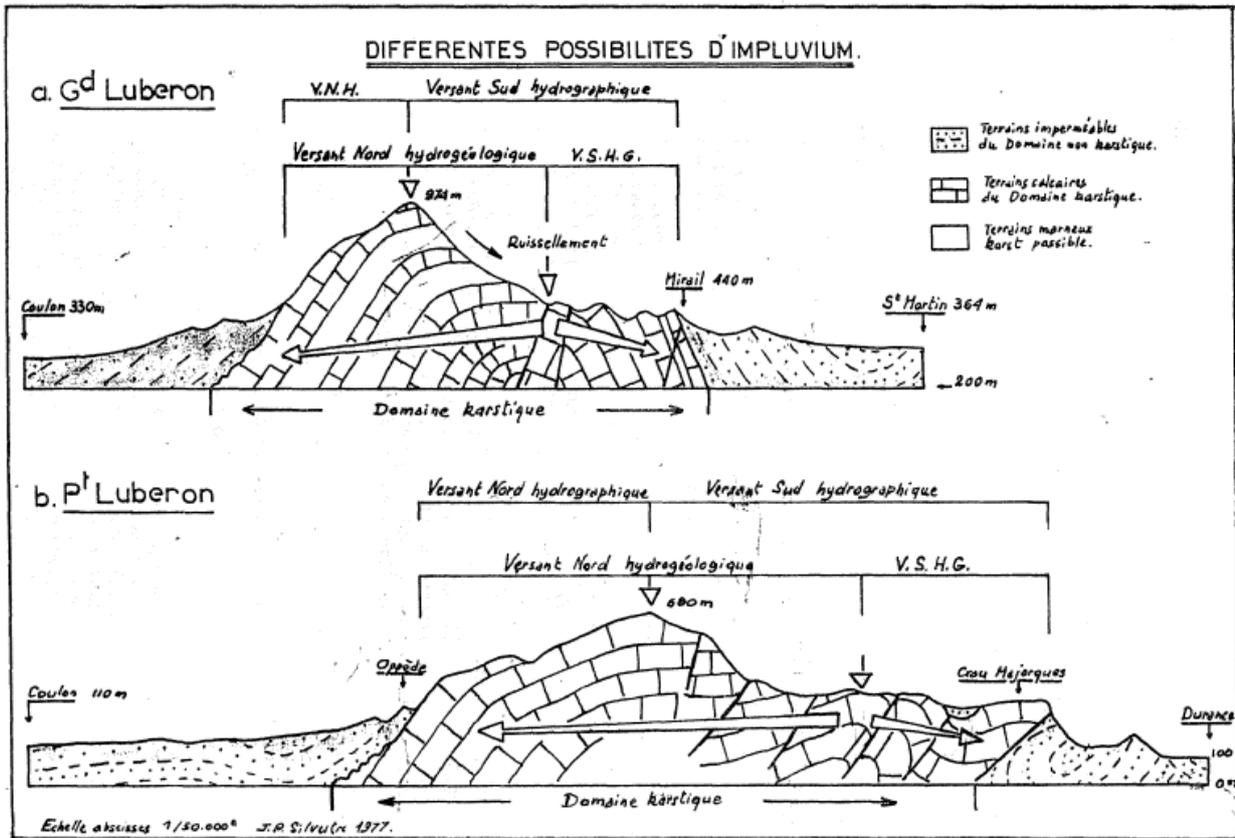


Illustration 100 exemples de bassins versants souterrains dans le Petit et le Grand Luberon (Silvestre, 1977).

L'Aigue-Brun est un affluent en rive droite de la Durance. Il prend sa source sur le versant nord du Grand-Luberon puis traverse le massif du nord vers le sud par la Combe de Lourmarin (Illustration 99). Son sens d'écoulement apparaît donc inversé vis-à-vis des hypothèses formulées par Silvestre (1977) qui voudraient que les écoulements souterrains au sein du versant nord du Luberon soient orientés vers le nord.

Les pertes de l'Aigue-brun se manifestent tout au long de son parcours de façon diffuse à travers les affleurements urgoniens et hauteriviens de la cluse de Lourmarin et réapparaissent en amont du Paradou à la résurgence du Bon-Dieu, au contact de la faille. De l'analyse qu'il mène des pertes de l'Aigue-Brun (débits et chimie), Silvestre (1977) conclut que ce système pertes/résurgence est superficiel et n'intéresse pas un réseau karstique profond.

Silvestre a réalisé un bilan hydrologique du Luberon pour identifier et quantifier les éventuelles sorties non collectées par les sources recensées. Un des gros enjeux de ce bilan était d'étudier l'existence de sorties à partir du versant nord en direction du synclinal d'Apt. Il estime ainsi qu'un écoulement d'environ 740 l/s alimenterait le synclinal d'Apt.

Truc (2012) défend également l'idée d'un drainage du versant nord du Luberon vers le synclinal d'Apt.

Silvestre (1977) propose la réalisation d'essais de traçage à partir de trois émergences temporaires (qui a priori se perdent aussitôt) situées sur le versant nord du Luberon (Combres, Courroussouves et Vallon des eaux). Ces essais permettraient de tester l'hypothèse de la liaison hydraulique avec le synclinal d'Apt.

b) L'Urgonien sous couverture dans le secteur de Cheval-Blanc – Les Taillades

Dans sa thèse, Silvestre (1977) indique qu'il existe des pertes vers la nappe alluviale de la Basse-Durance dans le secteur de Cheval-Blanc/Les Taillades, à proximité de Cavaillon, au niveau de l'extrémité occidentale du Petit-Luberon.

Elles avaient été envisagées par Gouvernet (1951) et mises en évidence par l'étude de la surface piézométrique de la nappe de la Basse-Durance et de la chimie des eaux (C. Olivier, 1965). Les isopièzes tracées à partir de levés réalisés en avril 1964 avaient en effet mis en évidence des apports issus du Luberon. D'après Silvestre (1977), ces pertes vers la nappe alluviale ne représenteraient qu'une faible partie du reliquat. Il a essayé de préciser leur importance en assimilant le réseau de drainage superficiel au réseau de drainage souterrain qui alimente les sources de Robion et Boulon. Il considère cette approximation plausible compte-tenu du fait que le karst est généralement un karst de fissures axé sur les mêmes failles que le réseau superficiel. L'aire d'alimentation se limite ainsi à l'extrémité Nord-Ouest du Petit-Luberon soient 33 km² environ, qui représentent 10% de la superficie totale. L'écoulement calculé est de 206 mm, il représenterait un volume d'eau de 2,7 Mm³ environ, soit l'équivalent d'une source de 85 l/s qui a servi à alimenter les sources de Robion-Boulon et les pertes karstiques sous-alluviales. 13,5 l/s étant évacués par les deux exutoires de surface, ce sont donc environ 72 l/s qui ont disparu dans la nappe alluviale de Cheval-Blanc/ Les Taillades (estimations).

Dans ce même secteur de la Rive droite de la Durance, De Cheval Blanc à Cavaillon, la carte piézométrique de la nappe alluviale de la basse Durance réalisée par la DIREN en janvier-février 1992 (période de basses eaux de la nappe⁴) montre également une inflexion des isopièzes qui se parallélisent au massif carbonaté du Luberon. Cela traduit une suralimentation de la nappe alluviale par les calcaires de la bordure occidentale du Luberon. D'après l'étude exploratoire de la nappe de la Durance (Hydrofis et BRL, 2015), les données disponibles soutiennent l'hypothèse que dans ce secteur, l'alimentation par cet encaissant est fort (> 10 Mm³/an, soient environ 317 l/s).

Les sondages les plus profonds (>40m) parmi ceux qui sont disponibles dans la BSS dans ce secteur (Illustration 99) n'atteignent pas l'Urgonien. Il est cependant intéressant de noter que les débits rencontrés dans le miocène situé sous les alluvions sur ces ouvrages sont faibles (de 2 à 10 m³/h), ce qui exclut une alimentation en eau des alluvions par ces formations.

Ces importants apports d'eau à la nappe alluviale de la Durance en provenance de l'Urgonien du Petit Luberon laisse envisager l'existence d'un aquifère de productivité importante dans l'Urgonien sous couverture entre le massif du Luberon et Cavaillon. La connexion entre cet hypothétique aquifère et la nappe alluviale de la Durance sera à étudier.

c) L'Urgonien sous couverture dans le bassin de Pertuis-Cucuron

Les terrains tertiaires au Sud, réputés globalement peu perméables en grand, ceinturent le massif karstique. Ils déterminent un pseudo niveau de base. De nombreuses sources de débordement ont été recensées en pied de massif, au niveau du contact Crétacé-Tertiaire, ce qui met en évidence le rôle de couverture peu perméable de ces formations et la captivité plus ou moins forte des calcaires sous-jacents. De plus, la source du grand Couturas (Illustration 99) et les différents forages de cette zone (Grand Couturas, Petit Couturas, Gravière Bergier...), indiquent

⁴ Cf. chronique piézométrique du piézomètre DCE situé à Plan d'Orgon : https://ades.eaufrance.fr/Fiche/PtEau?Code=09668X0106/16#mesures_graphiques

que la nappe est libre au niveau des affleurements calcaires de la Déboulière (pointement d'Urgonien au sein du Tertiaire à l'ouest de Cucuron) mais qu'elle devient captive en aval (artésianisme jaillissant sur plusieurs forages de la zone). Des essais effectués sur le site du Grand Couturas ont été faits avec un prélèvement global de 430 m³/h sans porter atteinte à la pérennité de l'aquifère.

Le bilan hydrologique réalisé par Silvestre en 1977 montrait que le versant sud du Luberon était à l'équilibre avec les exutoires connus et ne mettait pas en évidence de fuites. Il pourrait néanmoins y avoir une part non négligeable de drainance des eaux du karst vers la nappe miocène. D'après le profil sismique SE-08 réinterprété (Illustration 88), le toit de l'Urgonien sous la couverture Tertiaire dans ce secteur se situerait entre 500 et 1000 m de profondeur environ (aucun sondage de calage disponible pour le tracé de la coupe à partir du profil).

5.4.5. Informations hydrogéologiques du Bassin d'Apt (n°6)

Les questions en suspens sont :

- Quelle est la disponibilité de la ressource en eau de l'aquifère du Crétacé inférieur et est-il suffisamment déconnecté des hydrosystèmes de surface pour être une cible aquifère pertinente sur le bassin déficitaire du Calavon ?
- Quel est l'impluvium de cet aquifère et avec quel grand système est-il en équilibre : Fontaine de Vaucluse à l'ouest ou la Durance au sud ?

Le calcaire urgonien est majoritairement sous couverture tertiaire dans le bassin d'Apt mais il affleure au contact du Calavon dans deux secteurs :

- au niveau du lieu-dit du Rocher des Abeilles ;
- en aval d'Apt, dans les Gorges de Roquefure.

Dans le cadre d'une étude pour la mise en place d'un système de mesure d'étiage sur le Calavon par BRL pour le compte du Parc Naturel Régional du Luberon (PNRL) en 2007, les débits des pertes de la rivière dans le synclinal d'Apt ont été évalués. L'état de l'écoulement du Calavon à l'étiage est présenté sur l'illustration 101 et montre les zones d'assec dans les deux secteurs où affleure l'Urgonien. Ainsi, sur le tronçon du Rocher des Abeilles, les pertes sont évaluées à 150 l/s (cette valeur est inférieure en période d'étiage quand le débit de la rivière chute). En aval d'Apt, le débit des pertes est évalué à 60 l/s. Ces pertes du Calavon contribuent donc à l'alimentation de l'aquifère de l'Urgonien. D'après la littérature consultée, aucun traçage n'aurait été réalisé sur ces pertes.

Au sein de ces formations calcaires urgoniennes, une zone noyée (« grundwasser ») fut découverte dans les années 1960 (Devun, 1967 – Rousset, 1968). Quatre forages avaient été exécutés : les deux premiers (forage des Chaux de la Tour et forage du Rocher des Abeilles) débutent directement dans l'Urgonien tandis que les deux suivants (forage de Salignan et forage du Chêne) l'atteignent sous les formations marneuses de l'Aptien (Illustration 101). Le forage du Rocher des Abeilles s'est révélé sec tandis que les autres ont fourni des débits faibles de l'ordre de 5 m³/h.

Silvestre (1977) indique qu'en juin 1968, un colorant a été injecté à l'aven de la Belette distant de 46 km de Fontaine de Vaucluse (réapparition en 25 jours, 76,6 m/h). Cette coloration à la fluorocéline est réapparue au forage du Chêne (Illustration 101) entre le 19 juin et le 10 juillet 1968 prouvant la liaison hydraulique entre ce secteur oriental du Plateau d'Albion et la vallée

d'Apt. Cependant, au forage voisin de Salignan aucune réapparition de la fluoréscéine ne fut enregistrée. J. Dominici (1968) explique cette absence de réaction par l'existence dans le forage de Salignan d'une eau fossile vieille de 3 000 ans alors que les analyses de tritium révélaient une eau actuelle pour le forage du Chêne (J. Evin et al., 1967). Couturaud et al. (1992) remettent en question le résultat positif au forage du Chêne du fait de son incohérence avec les caractéristiques hydrodynamiques de cet ouvrage et de celui de Salignan (ils ont en effet retenu l'inverse des résultats relayés par Dominici 1968 concernant l'âge des eaux et la productivité des deux ouvrages). Une nouvelle coloration à l'Aven de la Belette apparaît donc nécessaire pour préciser la relation entre le Plateau d'Albion et le synclinal d'Apt. En outre, le retour d'expérience dont nous disposons dorénavant sur le manque de fiabilité des fluocapteurs utilisés à l'époque conforte dans la nécessité de mettre en œuvre un nouveau traçage associé à un système de surveillance moderne de la restitution (fluorimètres).

Plus récemment, deux forages profonds ont été réalisés à Saignon pour atteindre l'aquifère des calcaires urgoniens et se sont révélés bien plus productifs que les forages des années 60. Il s'agit des forages du Fangas (Illustration 101). Les pompages d'essai disponibles ont été réinterprétés et les résultats sont présentés dans le chapitre ci-après.

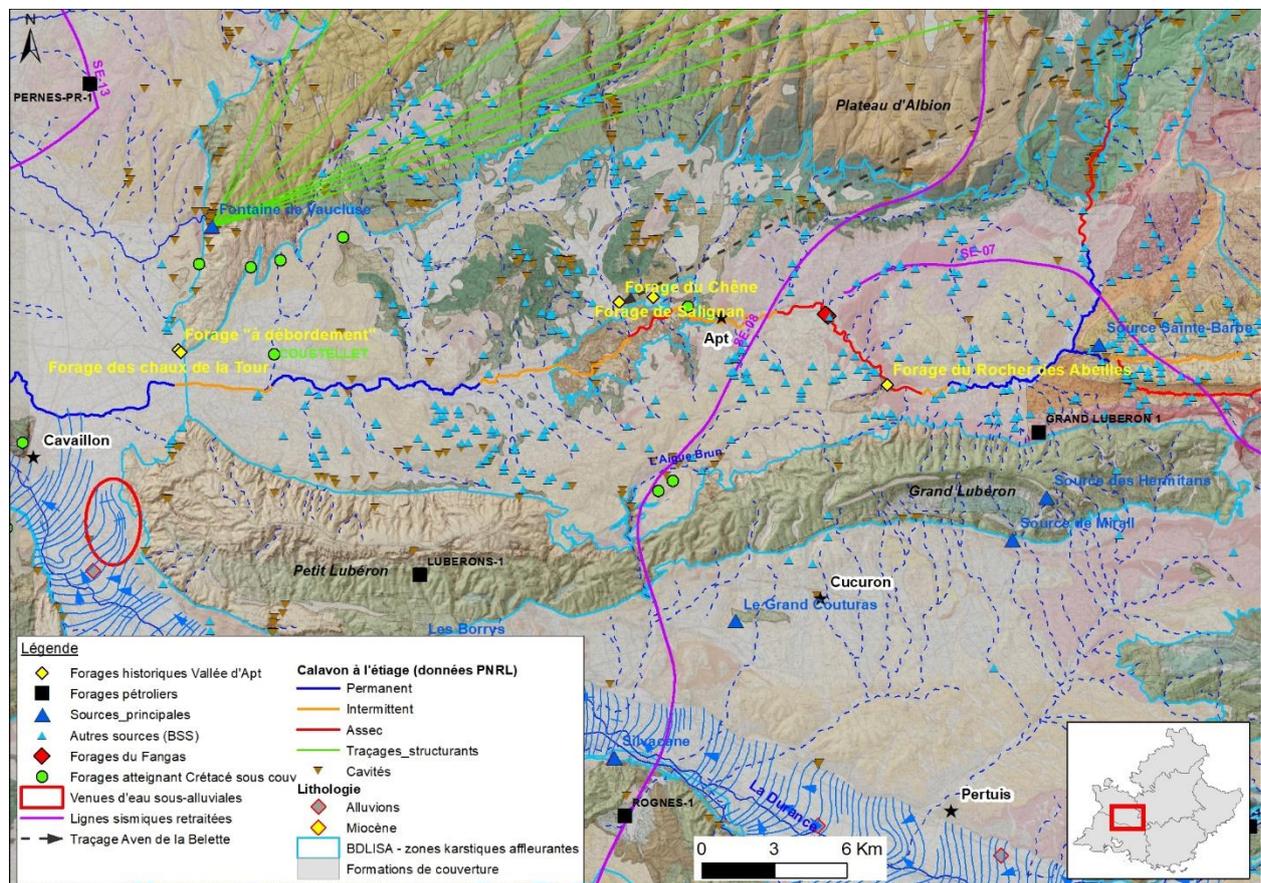


Illustration 101 : carte de l'information hydrogéologique disponible sur le bassin d'Apt.

Réinterprétation des essais sur les forages de Fangas

Les forages de Fangas sont situés sur la commune de Saignon, à 4 km d'Apt au sein du bassin d'Apt. Ce sont deux forages profonds captant la ressource dans les calcaires karstiques du Bédoulien et du Barrémien sous une épaisse couverture formée par les alluvions mais surtout par les terrains calcaires et argileux du Crétacé supérieur à l'Oligocène. Dans ce secteur, les

séries apparaissent compartimentées par des jeux de failles (voir coupes géologiques en annexe).

Le forage Fangas 1 (n° BSS : 0961X0103/F) a été réalisé en 1999 et est profond de 603 m (ANTEA, 2001a). Il recoupe 17 m d'alluvions (Quaternaire), jusqu'à 403 m la série Crétacé supérieur à Oligocène, puis de 403 à 603 m les calcaires du Bédoulien et du Barrémien, voire en base du forage l'Hauterivien. Le forage capte les calcaires de 565 à 603 m ; deux venues ont été identifiées, une à 407 m et une autre plus importante à 570 m. Le forage Fangas2 (n° BSS : 09681X0131/F2) a été réalisé en 2008 (SAFEGE, 2009), il se situe à 100m environ au SE et en amont du forage F1 et est profond de 611 m. Le forage est capté à partir de 240 m. De nombreuses venues d'eau ont été rencontrées (320-323 m, 365-368 m, 482 m, 520-545 m), mais moins productives que pour F1. La coupe géologique montre des formations quaternaires peu épaisses, suivies de 132 m de roches attribuables au Tertiaire, avec des calcaires alternant avec des argiles plus ou moins sableuses. L'Urgonien est atteint à 137 m de profondeur et l'Hauterivien probablement entre 539 et 545 m. Les calcaires réputés productifs sont traversés sur 400 m d'épaisseur. La série rencontrée par F2 présente une différence fondamentale avec celle de F1, car l'Urgonien n'y est atteint qu'à 403m, soit 266 m plus bas. Cette différence peut être attribuée à une faille verticale passant entre les deux forages ou à une paléo-falaise (Puig, 2004). Cependant, il est constaté un décalage mineur, inférieur à 30 m, au niveau du passage Barrémien-Hauterivien alors que la base du Tertiaire est rejetée de plus de 260 m. L'épaisseur de l'Urgonien est beaucoup plus importante dans le compartiment « relevé », paradoxe qui pourrait s'expliquer, d'après Rousset (2009) par un surcreusement fluvial antérieur au dépôt du Tertiaire dans un contexte préparé par le jeu d'une faille de faible rejet (moins de 30 m). L'annexe 1 présente les coupes géologiques et techniques des deux ouvrages ainsi que leur localisation.

Des essais par pompage ont été réalisés sur les deux ouvrages, en juillet 2000 et octobre 2003 pour le forage Fangas 1 (ANTEA, 2001a ; SAFEGE-CETIIS, 2004) et en septembre-octobre 2012 pour le forage F2 (SAFEGE, 2012). En décembre 2008, des essais ont été réalisés après la réalisation du forage F2 mais ceux-ci n'ont pas été communiqués (SAFEGE, 2009).

- **Essais sur Fangas 1**

Les essais sur cet ouvrage ont consisté en des essais par paliers de débit (le 19/07/2000 quatre paliers non-enchainés de 1 heure à 50, 100, 150 et 200 m³/h, le 13/10/2003 trois paliers enchainés de 1h30 à 103,3, 129,6 et 154,8 m³/h) et des pompages de longue durée du 19 au 25/07/2000 à un débit variant de 170 à 200 m³/h, et du 14/10 au 14/11/2003 à un débit d'environ 152 m³/h. Durant ces essais le niveau d'eau dans l'ouvrage n'a quasiment plus bougé une fois les premières minutes de pompage passées. Ceci montre l'importante productivité de l'ouvrage et de la formation captée. Les données des essais ont été numérisées à partir des documents papier.

Durant les essais, les niveaux ont été influencés par les précipitations témoignant de circulations rapides. De plus, les suivis chimiques des eaux durant les pompages ont montré des variations des paramètres physicochimiques (légère augmentation de la conductivité par exemple, 670-730 µS/cm, des nitrates ; SAFEGE-CETIIS, 2004) et des signes de contamination fécale en lien avec des alimentations en provenance de systèmes de surface.

Étant donné la quasi absence de variation du niveau après quelques minutes de pompage, la méthode de diagnostic présentée au §5.1.3 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** n'a donné aucun résultat. Le modèle mathématique utilisé pour interpréter les essais sur cet ouvrage est le modèle à fracture avec drainance d'un aquifère sus-jacent (§5.1.3b) avec l'hypothèse d'une fracture verticale (Illustration 102 et Illustration 103, et figures en annexe). Les modélisations sont

acceptables. Notons que le modèle d'aquifère multicouche décrit au paragraphe (§5.1.3b) a aussi été utilisé pour modéliser les essais, mais qu'il a montré des résultats moins bons.

La transmissivité de l'aquifère est évaluée à $3 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, son emmagasinement n'a pas pu être évalué avec précision, il a été évalué aux environs de 5×10^{-4} (Tableau 3). D'après ces modèles, le forage semble capter une structure drainante de taille notable, de l'ordre de la centaine de mètres (longueur de fracture, $L=300 \text{ m}$; Tableau 3). Par contre, il semble que cette structure soit en connexion hydraulique avec un système qui apporte beaucoup d'eau, c'est celui-ci qui explique la quasi absence d'évolution du niveau durant les essais. Ce système peut être expliqué soit par un très fort effet de drainance, ce que les modèles reproduisent, soit par la présence à proximité de l'ouvrage d'une structure très drainante comme un drain karstique de dimension majeure. On notera aussi une diminution des pertes de charge liées au puits durant l'essai de longue durée en 2000 ($C= 1800$ puis $1700 \text{ m}^{-5}\text{s}^2$; Illustration 102), liée vraisemblablement à un léger développement de la zone de fracture principale interceptée par le puits, mais aussi une augmentation très significative des pertes de charge en 2003 ($C : 3800$ à $3750 \text{ m}^{-5}\text{s}^2$; Tableau 3), liée a priori cette fois-ci à un probable colmatage ou endommagement de cette fracture.

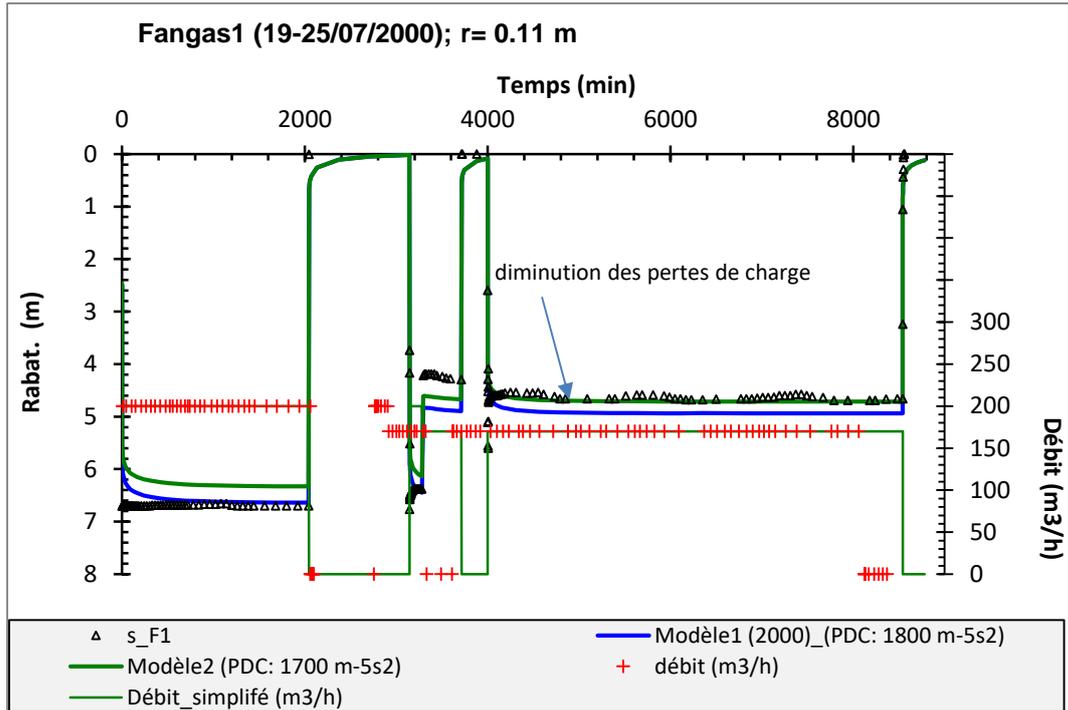


Illustration 102 : modélisation de l'essai sur le forage Fangas1 (19-25/07/2000). Modèle à fracture (verticale) avec drainance d'un aquifère sus-jacent.

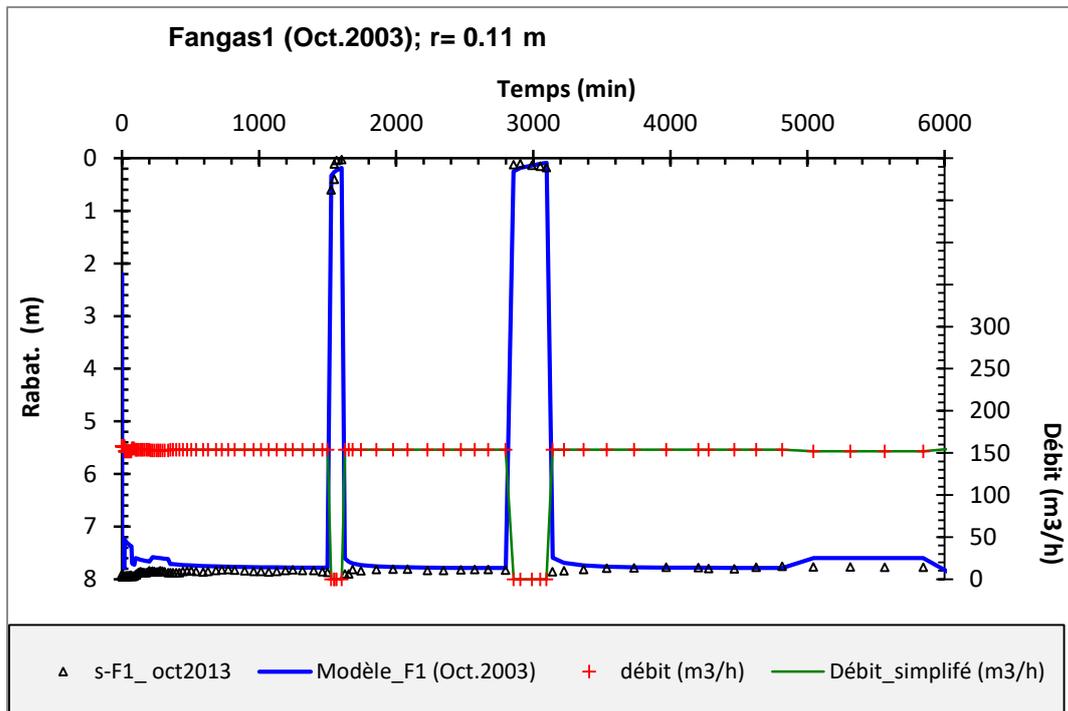


Illustration 103 : modélisation de l'essai sur le forage Fangas1 (octobre 2003). Modèle à fracture (verticale) avec drainance d'un aquifère sus-jacent.

	Fangas1 (19-25/07/2000)	Fangas1 (Paliers, 19/07/2000)	Fangas1 (Oct.2003)	Fangas1 (Paliers, 13/10/2003)
r (m)	0.11	0.11	0.11	0.11
T (m ² /s)	3.0E-02	3.0E-02	3.0E-02	3.0E-02
S (-)	5.0E-04	5.0E-04	5.0E-04	5.0E-04
k' (m/s)	1.0E-08	1.0E-08	1.0E-08	1.0E-08
B' (m)	1.00	1.00	1.00	1.00
T_0 (m ² /s)	infini	infini	infini	infini
S_y (-)	infini	infini	infini	infini
L (m)	300.00	300.00	300.00	100.00
α (°)	0.00	0.00	0.00	0.00
Kh/Kv (-)	1	1	1	1
Rc (m)	0.16	0.16	0.16	0.16
C (m ⁻⁵ s ²)	1700 à 1800 m-5s2	2000.00	3800.00	3750.00

Tableau 3 : paramètres hydrodynamiques, modèle à fracture (verticale) avec drainance d'un aquifère sus-jacent. Forage Fangas1 (essais de 2000 et 2003).

• Essais sur Fangas 2

Du 04/09 au 04/10/2012 un essai de pompage de longue durée a été réalisé sur le forage F2 à un débit de 140 m³/h. Cet essai d'un mois est le plus long réalisé sur cet ouvrage (en décembre 2008, l'essai n'avait duré que 81,5 heures ; données non disponibles).

Durant cet essai le forage F1 a préalablement été arrêté, et un certain nombre de paramètres physico-chimiques (conductivité, température) et la turbidité des eaux pompées ont été suivis. La conductivité et la température sont restées stables (600 µS/cm, 15,4-15,6°C) ainsi que la turbidité (0,4 NFU), voir annexe. Le forage F1 a été suivi, notamment en terme de niveau piézométrique, et a très légèrement réagi durant l'essai (environ 0,2 m), avant d'être perturbé par des pluies, puis la reprise de son propre pompage dès l'arrêt du pompage sur F2 (voir figure ci-dessous).

Le diagnostic de l'essai sur F2, réalisé à partir des courbes de descente et de remontée des rabattements (Illustration 104), montre :

- du début de l'essai à environ 10 min, un effet de capacité lié au puits ;
- de 10 à environ 200 minutes : un écoulement sphérique (pente de -0,5 de la dérivée), traduisant un captage partiel de l'ouvrage ;
- de 200 à environ 900 minutes : un écoulement radial (stabilisation de la dérivée), la transmissivité de l'aquifère est évaluée à environ 10⁻³ m²/s ;
- de 900 à environ 6 000 minutes, la dérivée diminue traduisant un possible effet de drainance. Durant cette période le rabattement se stabilise ;
- puis de 6 000 minutes à la fin de l'essai, la dérivée augmente suivant une pente de 0,5 traduisant un écoulement chenalisé (atteinte de deux limites étanches parallèles).

Ce diagnostic suggère que l'ouvrage F2 capte partiellement un aquifère de transmissivité voisine de 10⁻³ m²/s, qu'il est limité dans l'espace et qu'il est soumis à un effet de drainance provenant des formations moins perméables plus en surface (Crétacé supérieur à Oligocène) et/ou de la zone très perméable mise en évidence par le forage F1.

L'illustration 105 et la illustration 106 présentent la modélisation de l'essai avec le modèle d'aquifère multicouche (§5.1.3b) et le Tableau 4 présente les paramètres hydrodynamiques qui ont été déduits. Les modélisations sont de bonne qualité. Les zones perméables (fractures) du

forage Fangas 2 ne recouperait environ que la moitié de la puissance de l'aquifère ($B=100$ et $l-d=55$), ce qui sous-entend que ces dernières sont connectées verticalement en 3 dimensions. La transmissivité de l'aquifère est estimée à $1,2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, soit environ dix fois moindre que sur F1. Son emmagasinement, évalué de façon approximative car au puits de pompage, est de l'ordre de $1,3 \times 10^{-3}$. La perméabilité de l'aquitard, évolue de 5×10^{-10} à $2,5 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ (épaisseur, B' unitaire) suivant les modélisations, et les propriétés de l'aquifère de surface sont évaluées à $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ pour sa transmissivité (T_0) et de $0,075$ à $0,1$ pour son emmagasinement (S_y). Etant donné la forte valeur de ce dernier paramètre, il est probable qu'il s'agisse plus d'eau en provenance d'une structure très perméable, type drain karstique majeur, que d'un aquifère au sens strict. Comme vu lors du diagnostic, des limites étanches sont nécessaires pour modéliser l'essai, une serait située à une centaine de mètres approximativement, et pourrait représenter la discordance lithologique entre les deux forages, et l'autre serait située aux environs de 800 m . D'après ce modèle, la largeur de l'aquifère serait de l'ordre du kilomètre ce qui semble cohérent avec les coupes géologiques sur le secteur (voir coupes en annexe). La modélisation au forage F1 a pu être réalisée avec des paramètres proches de ceux estimés au puits de pompage F2, mais en supposant qu'F1 se situe dans le compartiment de surface (c'est-à-dire implanté dans l'aquifère caractérisé par T_0 et S_y non capté par F2). Ceci montre la faible connexion hydraulique qui existe entre les deux ouvrages.

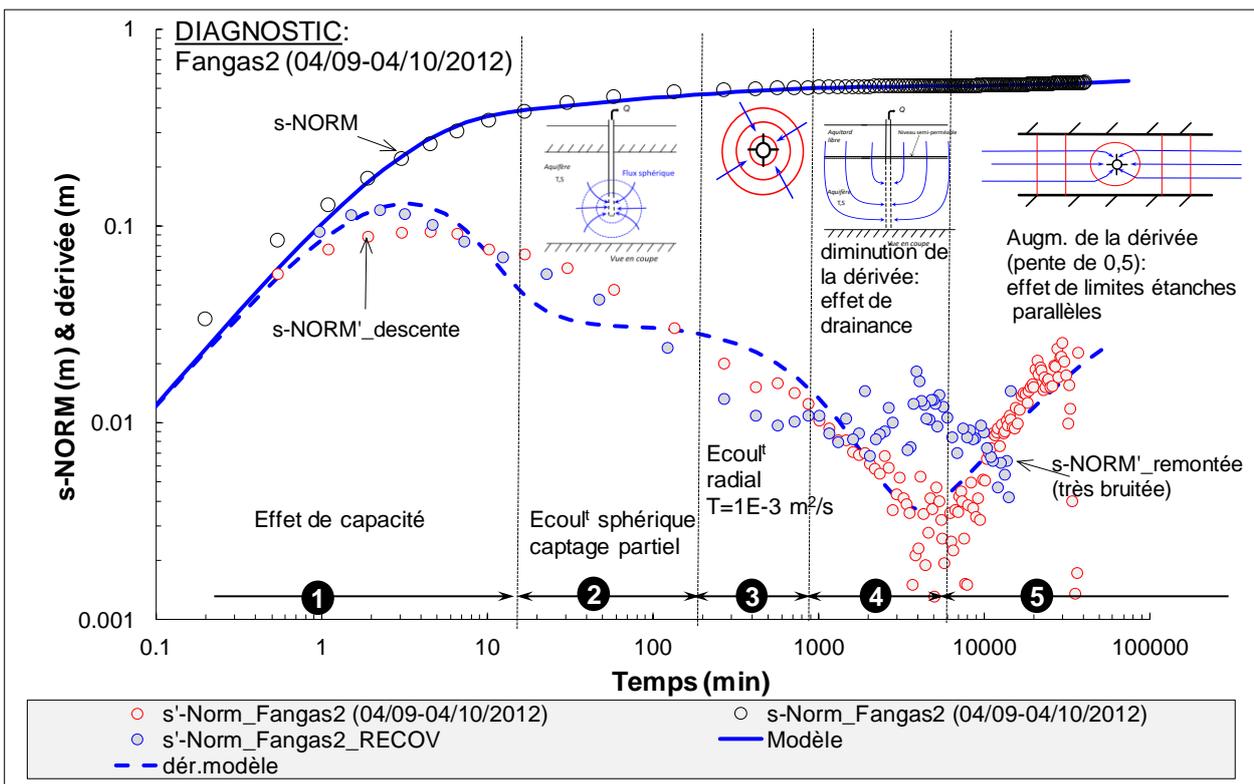


Illustration 104 : diagnostic de l'essai sur le forage Fangas 2 (04/09-04/10/2012). Modèle : aquifère multicouche.

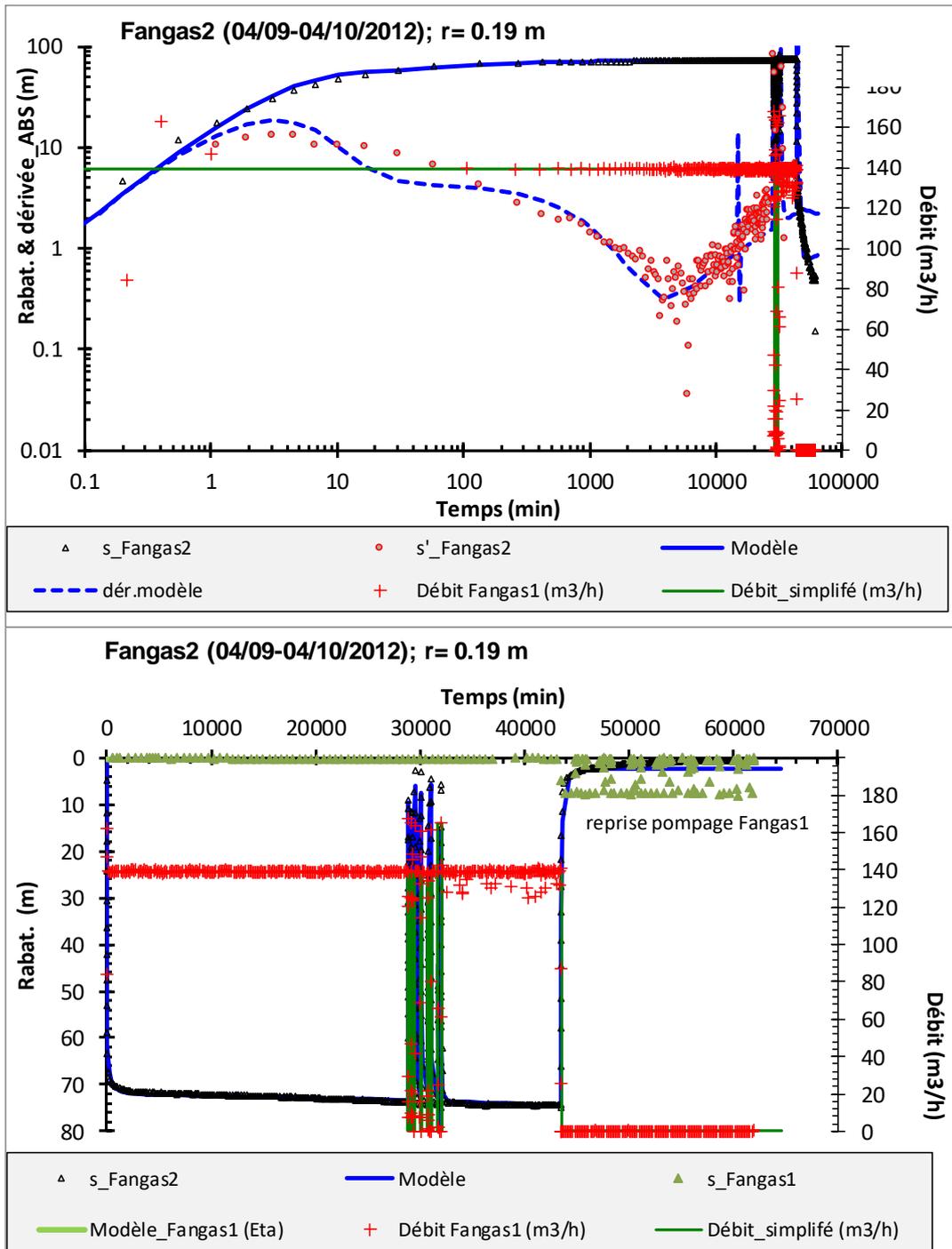


Illustration 105 : modélisation de l'essai sur le forage Fangas2 (04/09-04/10/2012). Modèle : aquifère multicouche. Suivi au puits de pompage F2 et au forage F1.

Graphes du haut : échelle log-log ; graphes du bas : échelle arithmétique

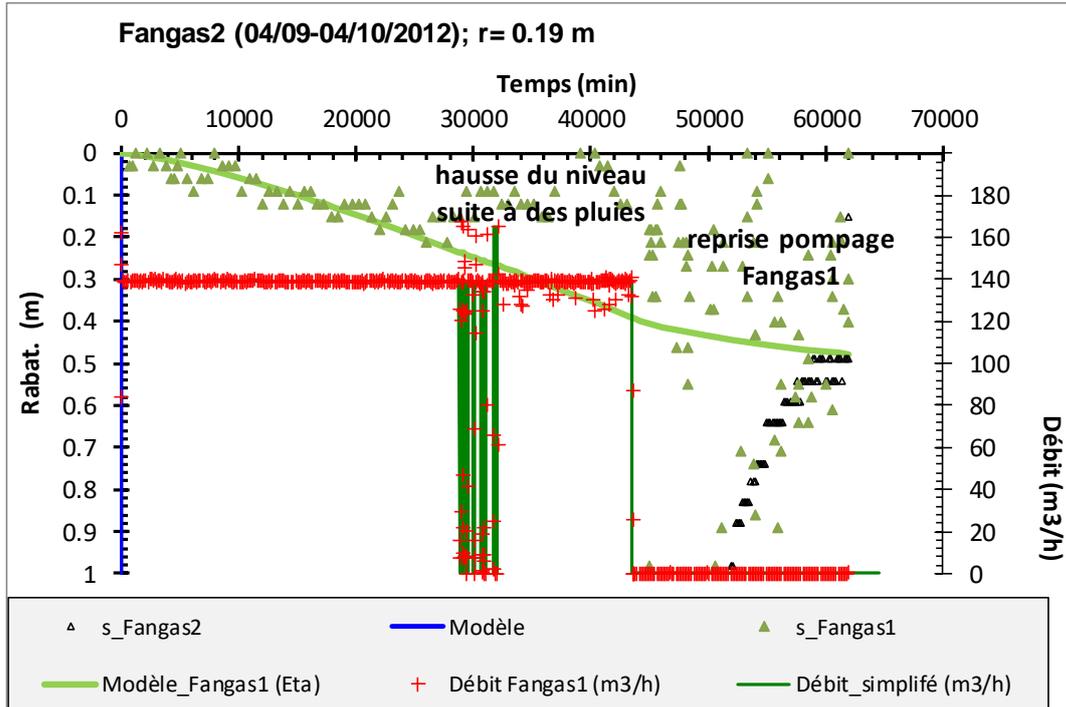


Illustration 106 : modélisation de l'essai sur le forage Fangas2 (04/09-04/10/2012). Modèle : aquifère multicouche. Zoom sur le forage F1 ; échelle arithmétique

	Fangas2 (04/09-04/10/2012)	Fangas1 (Eta)
r (m)	0.19	100.00
T (m^2/s)	1.2E-03	1.2E-03
S (-)	1.3E-03	1.3E-03
B (m)	100	100
k' (m/s)	2.5E-08	5.0E-10
e' (m)	1	1
T_o (m^2/s)	1.0E-05	1.0E-05
Sy (-)	1.0E-01	7.5E-02
l (m)	100	100
d (m)	45	45
Th/Tv (-)	1.0	1.0
Dist.lim. 1 (min)	35	35
Dist.lim. 2 (min)	3000	3000
Dist.lim. 1 (m)	86.2	86.2
Dist.lim. 2 (m)	798.1	798.1
Rc (m)	0.15	-
C ($m^{-5}s^2$)	1900	-

Tableau 4 : paramètres hydrodynamiques, aquifère multicouche. Forage Fangas2 (04/09-04/10/2012). Les pertes de charge quadratiques (C) sont celles estimées dans SAFEGE (2008).

• **Ce qu'il faut retenir**

Les forages de Fangas sur la commune de Saignon recoupent en profondeur, sous couverture de plusieurs centaines de mètres de formations peu perméables du Tertiaire, les formations fracturées/karstifiées du Crétacé inférieur. L'analyse des données des essais par pompage

montrent que les deux ouvrages F1 et F2 sont situés dans des compartiments aquifères différents, mais qu'il y a une légère interaction entre eux. F1 intercepterait une fracture de dimension notable qui le relierait à une structure drainante d'importance majeure, tel un drain karstique. Le forage F2 est situé dans un aquifère moins perméable et faiblement connecté à celui de F1 ; cet ouvrage n'a pas rencontré de structure perméable majeure. De plus, le fort effet de drainance mis en évidence lors de l'essai sur F2 pourrait bien être la conséquence de cette même structure drainante d'importance majeure. La proximité de cette structure pourrait aussi expliquer pourquoi les suivis piézométriques enregistrés aux deux forages sont similaires (voir annexe), et le déphasage en période de crues (F1 paraît remonter avant F2, l'amplitude de crue de F1 est supérieure à celle de F2) semble aussi bien expliquer le fait que F2 est situé dans un compartiment voisin, bien que différent de celui de F1. L'essai sur F2 a aussi mis en évidence une structure compartimentée de l'aquifère, si une des limites semble correspondre au hiatus lithologique entre les deux ouvrages (discordance lithologique entre F1 et F2), l'autre distante de 800 m environ n'a pas pu être identifiée sur la base des informations géologiques disponibles (Illustration 107). La distance de 800 m proposée entre ces limites est un ordre de grandeur (une gamme de 1 à 3 km n'est pas à exclure). Elle pourrait avoir une orientation N-S, comme le montre les nombreuses failles avec cette orientation sur ce secteur.

Ces forages démontrent, quoiqu'il arrive, d'un réel potentiel aquifère de l'Urgonien du synclinal d'Apt.

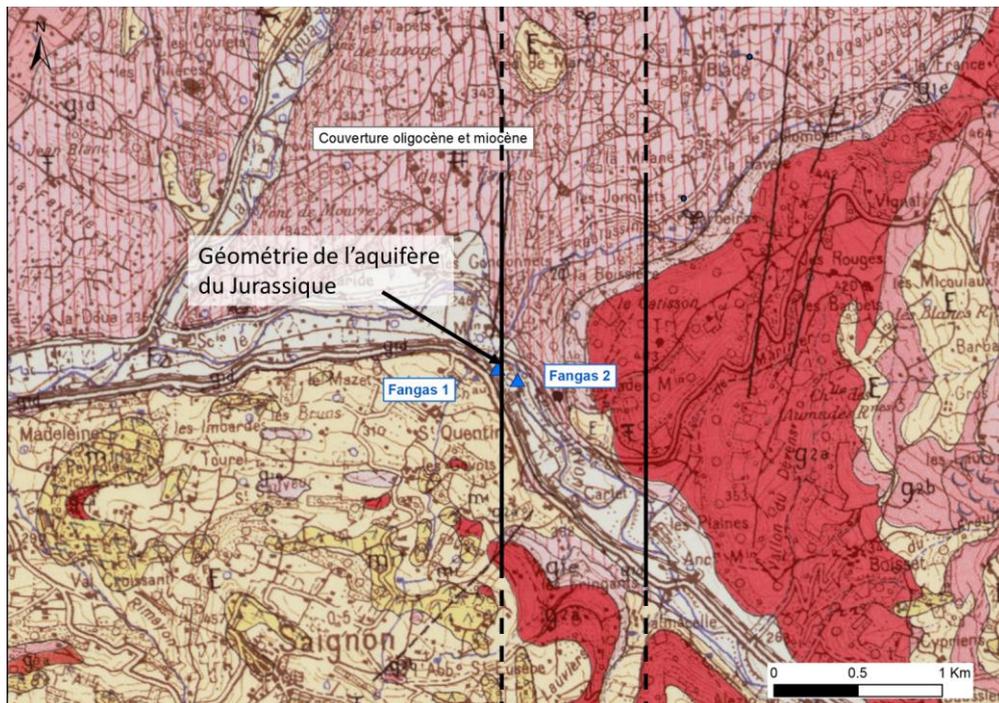


Illustration 107 : géométrie approximative de l'aquifère créacé aux forages de Fangas déduite de l'analyse des essais par pompage, sur fond de carte géologique (1/50 000).

- **Connexion entre la vallée d'Apt et la Fontaine de Vaucluse (FdV)**

Charlier et al. (2016) étudie les relations entre les forages du Fangas et FdV à partir des suivis piézométriques disponibles sur ces ouvrages. Les données présentées à l'illustration 108 sont mises à disposition par la Communauté de Communes Pays d'Apt Luberon (CCPAL). Outre les variations hautes fréquences dont l'amplitude est très différente sur les deux ouvrages, les fluctuations piézométriques sont globalement similaires dans les deux ouvrages. Il est cependant

à noter qu'en période d'étiage, la cote du niveau statique de F2 est située environ 1 à 1,5 m plus bas que celle de F1.

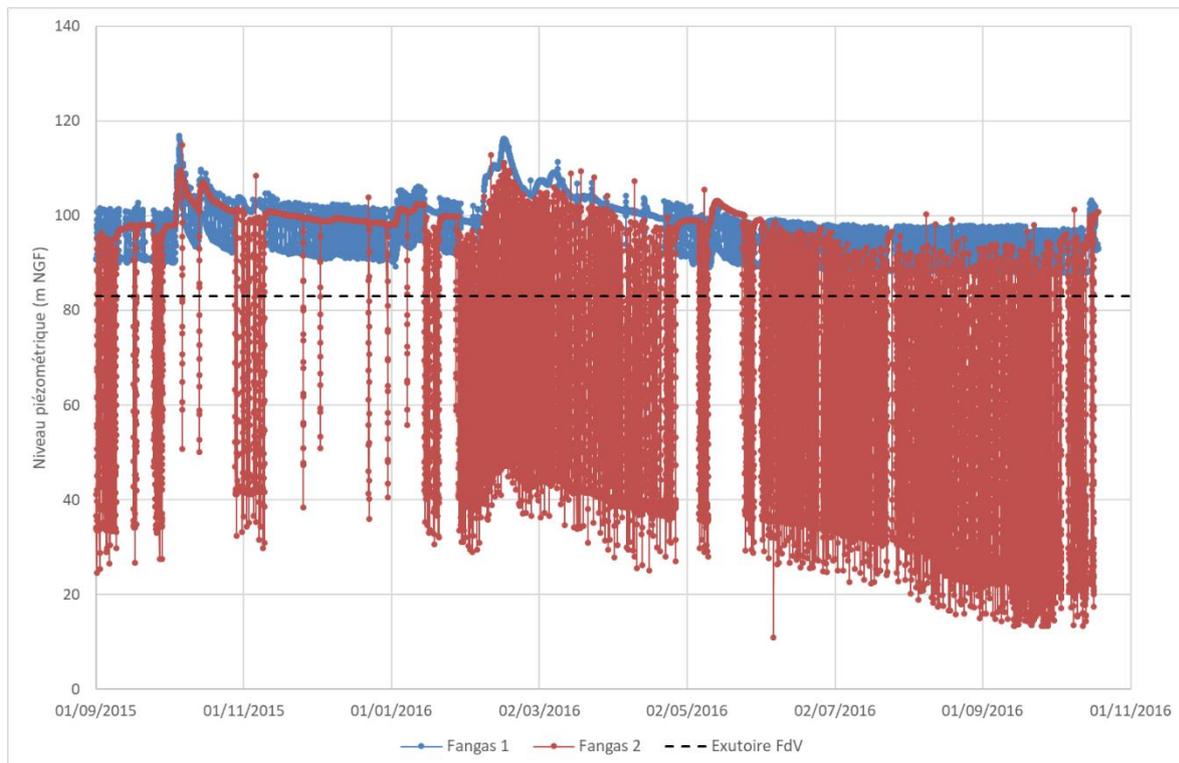


Illustration 108 : chroniques piézométriques de Fangas 1 et Fangas 2 de septembre 2015 à octobre 2016 (données CCPAL).

Si l'on considère l'exutoire de FdV à une altitude de 83 m NGF (altitude des griffons pérennes, Illustration 95) et qu'on la compare au niveau d'étiage statique aux forages du Fangas de 100 m NGF, on obtient un gradient hydraulique de 0.7‰ sur les 25 km de distance à vol oiseau. Cette valeur est très faible. Couturaud et al. (1992) tentent d'approcher les gradients hydrauliques apparents sur le bassin d'alimentation de FdV à partir des données de traçage. Le gradient le plus faible obtenu est de 0.1%, ce qui est dix fois plus élevé que le gradient apparent entre les Fangas et FdV. Cette observation ne va pas dans le sens d'une liaison directe entre les deux. En effet, les gradients hydrauliques les plus faibles observés sur des systèmes karstiques dans la littérature sont de l'ordre de 0.1 % et correspondent à des systèmes très karstifiés. L'hétérogénéité de l'Urgonien reconnu au travers des différents forages existants ne justifie donc pas un gradient exceptionnellement faible ici. Cette observation suggère donc qu'un autre exutoire serait à envisager pour l'aquifère urgonien du synclinal d'Apt.

Certains auteurs (Puig, 2004 ; Rousset, 2009) ont déjà écarté la possibilité de considérer les Fangas comme un amont de FdV du fait d'un faciès chimique différent, les eaux du Fangas étant sulfatées contrairement à celles de FdV. Cette différence de composition des eaux profondes pourrait être liée aux interactions chimiques de l'eau du réservoir carbonaté avec les formations tertiaires sus-jacentes qui contiennent du gypse (Oligocène). Mais la comparaison du faciès chimique de l'aquifère au droit des forages du Fangas et de FdV n'apparaît pas pertinente pour étudier le lien entre les deux, du fait du taux de dilution élevé attendu entre ces deux points d'observation.

L'analyse des corrélations entre la piézométrie de Fangas 1 et la chronique des débits de FdV à la station du Moulin menée par Charlier et al. (2016) montre qu'une relation linéaire décrit

parfaitement les données avec un coefficient de corrélation de 0,95. En outre, les fluctuations piézométriques enregistrées au forage de Rustrel (Laboratoire Souterrain à Bas Bruit) par l'Université d'Avignon sont cohérentes avec celles des forages du Fangas. Ces corrélations ne sont pas incompatibles avec la réalité d'un exutoire différent pour le synclinal d'Apt et démontre néanmoins d'une continuité hydraulique dans l'aquifère des calcaires urgoniens entre le secteur d'Apt et le bassin d'alimentation de FdV.

Le dossier BSS d'un puits situé à Lagnes (09671X0012, puits intitulé « débordement » sur l'illustration 101) à la sortie du synclinal d'Apt et implanté dans l'Urgonien contient les observations suivantes : « d'après les renseignements recueillis sur place par M. Bascou, ce puits déborderait lorsque la Fontaine de Vaucluse émerge, ce qui correspond bien aux observations du rapport des travaux hydrauliques ». Ces notes sont très intéressantes et rendent tout à fait plausible l'existence d'un exutoire pour le synclinal d'Apt dans l'axe de la vallée du Calavon, au sud de FdV. L'Université d'Avignon a équipé un forage sur la carrière de Lagnes dans l'Urgonien. Les données n'ont pas encore été analysées et l'ouvrage n'a pas encore été nivelé, mais N. Mazzilli indique qu'en toute première analyse, la réponse de l'aquifère dans ce secteur apparaît amortie.

Concernant les opérations de traçage, outre le traçage réalisé à l'aven du Souffleur en mai 2019 qui a été restitué à FdV au bout de 2 mois sans précipitations, un nouveau traçage est prévu par l'Université d'Avignon dans le forage de Rustrel avec suivi de la restitution sur les forages du Fangas.

Enfin, il est intéressant de noter que le niveau piézométrique d'étiage dans les calcaires urgoniens du synclinal d'Apt s'établit à environ 100 m NGF, soit en-dessous du niveau d'eau dans la Durance. En effet, la Durance se situe à environ 175 m NGF dans le secteur de Pertuis au sud du Grand Luberon et environ 112 m NGF à Mallemort au sud du Petit Luberon. Cette relation interdit, du moins une partie de l'année, l'existence d'écoulements souterrains du synclinal d'Apt en direction du sud.

5.4.6. Informations hydrogéologiques de la retombée Nord des monts du Vaucluse (bassin du Toulourenc) (n°3)

La question en suspens sur ce secteur est de savoir si le Toulourenc recueille ou pas la totalité des eaux de cette retombée nord du Ventoux ou s'il y aurait aussi des transferts vers la profondeur ?

Le Toulourenc est un affluent de l'Ouvèze. L'Ouvèze est une rivière qui traverse actuellement les bassins de Valréas et de Carpentras. C'est une rivière qui a subi l'influence de la crise messinienne. Sa paléo-vallée messinienne était contenue dans le bassin de Valréas et son tracé reliait Vaison-la-Romaine au Rhône en passant au Nord d'Orange (Illustration 109). La profondeur de l'incision messinienne reconnue dans ce secteur jusqu'à Vaison-la-Romaine reste relativement faible notamment dans cette partie amont du cours d'eau. Cette incision messinienne est présente du fait du maintien de l'écoulement aérien, alimenté par le bassin versant de l'Ouvèze et du Toulourenc, dont une partie du substratum est constituée par les marnes sableuses et grès de l'Aptien supérieur-Albien. Ce qui a permis le maintien des écoulements et restreint l'infiltration et une karstification aux formations urgoniennes sus-jacentes, notamment dans les gorges du Toulourenc.

Ainsi la karstification du secteur Ventoux en lien avec l'incision messinienne a été largement limitée si on la compare à la karstification messinienne en lien avec la Fontaine de Vaucluse qui a affecté et structuré les réseaux karstiques du secteur Ventoux-Lure-Albien.

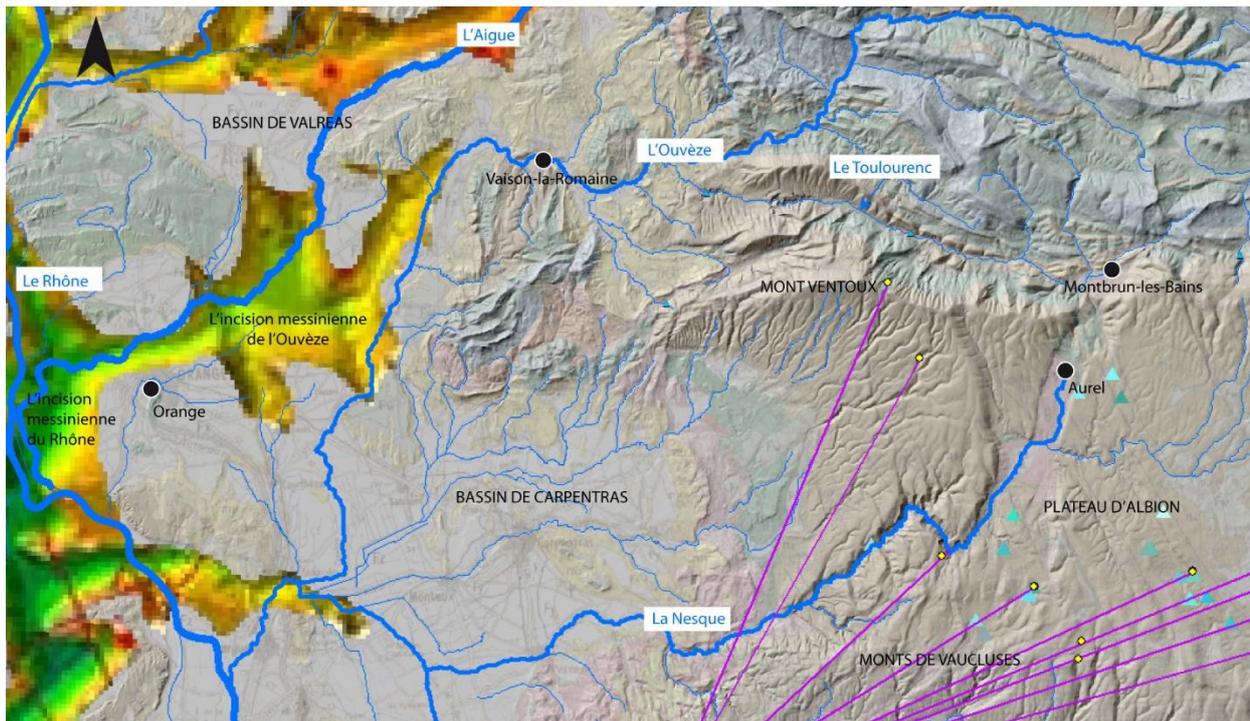


Illustration 109 : carte géologique au 250 000^e ombragée pour faire ressortir les reliefs. L'incision messinienne des cours d'eau faite par Roure et al., 2009 a été reportée ainsi que les principaux cours d'eau actuels. Les triangles correspondent aux réseaux spéléologiques profonds du plateau d'Albion. Les points jaunes correspondent au points d'injection des traceurs et les traits violets la direction des traçages vers leur point de restitution : La Fontaine de Vaucluse.

Concernant le tronçon du Toulourenc au niveau de la retombée Nord du Ventoux, l'érosion de surface provoquée par l'incision de son tracé (messinien et quaternaire) s'est faite d'ouest en est à l'aplomb du chevauchement jusqu'à se ramifier en plusieurs branches dans sa partie amont :

- une branche qui remonte vers le Nord ;
- une qui continue sa progression vers l'Est (Barret-de-Lioure) et qui rencontre les venues d'eaux thermo-minérales sulfurées de Montbrun-les-Bains ;
- une branche mineure orientée vers le sud qui rejoint le fossé de Saut sur le plateau d'Albion jusqu'à Aurel.

La retombée nord des monts du Vaucluse fait partie du système karstique de l'ensemble Nord-Ventoux - Montagne de Bluye (Illustration 110).

Ce système karstique affecte essentiellement les calcaires bioclastiques du Barrémien supérieur et du Bédoulien à stratification oblique (Illustration 111). Parmi les sources qui évacuent les eaux de ces formations, trois résurgences pérennes, de débit relativement faible, apparaissent au pied du Ventoux sur les versants Nord et Ouest (citées par Truc, 1991, Illustration 110) :

- Font de Marin (front septentrional du Mont Ventoux, sur la commune de Brantes) jaillit en rive droite du Toulourenc. Les débits d'émergence sont compris entre 30 et 100 l/s. L'eau proviendrait des calcaires formant le front septentrional du Mont-Ventoux ainsi que de l'est de la montagne de Bluye ;

- source de Notre Dame des Anges (Montagne du Rissas). Elle émerge d'une galerie débouchant sur la rive gauche du Toulourenc avec un débit très variable (40 à 100 l/s). Des sources secondaires sont connues à quelques mètres de là. La galerie s'enfonce sous la montagne de Rissas selon une direction sud. Le réseau a été reconnu en plongée sur 2 410 m (en 2007) dont 2 030 m sont noyés. Le point bas du réseau noyé est situé à 97 m de profondeur à 630 m de l'entrée (topographie du réseau en annexe). D'après G. Truc (1991), les études réalisées démontrent que cette source provient d'une alimentation très locale (montagne du Rissas au sud, montagne de Bluye au nord et au nord-est et sommet de la Plate au sud-est). Les bilans indiquent un équilibre entre le volume des infiltrations provenant de ces massifs et le volume restitué à la source ;
- La source du Groseau (au pied du Mont Ventoux, à l'extrémité Ouest de l'entité, sur la commune de Malaucène). Elle apparaît à la faveur d'une faille mettant en contact les calcaires crétacés avec les terrains tertiaires du bassin de Carpentras. Les débits d'émergence sont plus importants et varient de 50 à 170 l/s.

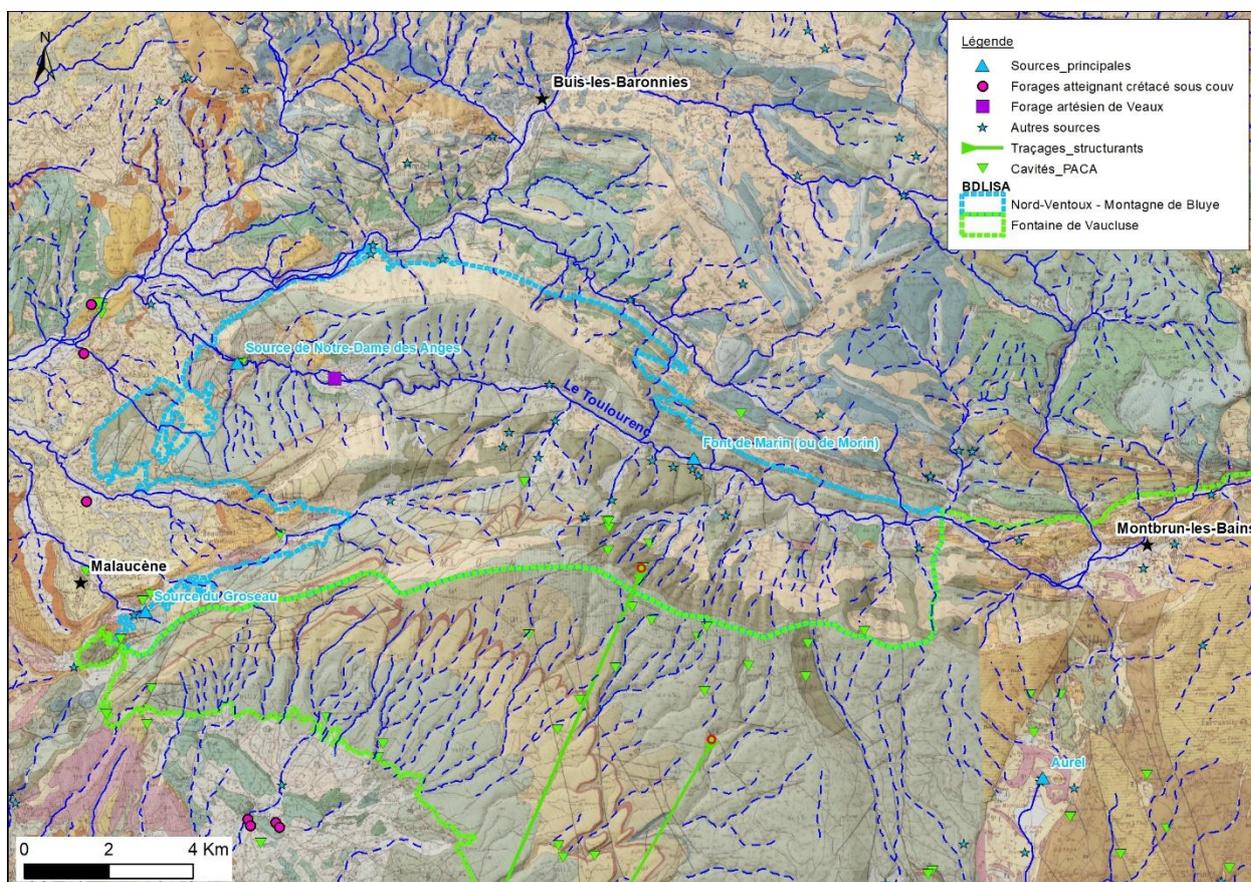


Illustration 110 : localisation de l'unité karstique de l'ensemble Nord-Ventoux - Montagne de Bluye par rapport au massif des Monts du Vaucluse qui alimentent la Fontaine de Vaucluse. A noter que la

délimitation BDLISA n'est pas tout à fait correcte pour ce secteur, la limite entre les deux entités se situe un peu plus au nord pour intégrer le traçage le plus au nord dans l'entité de FdV.

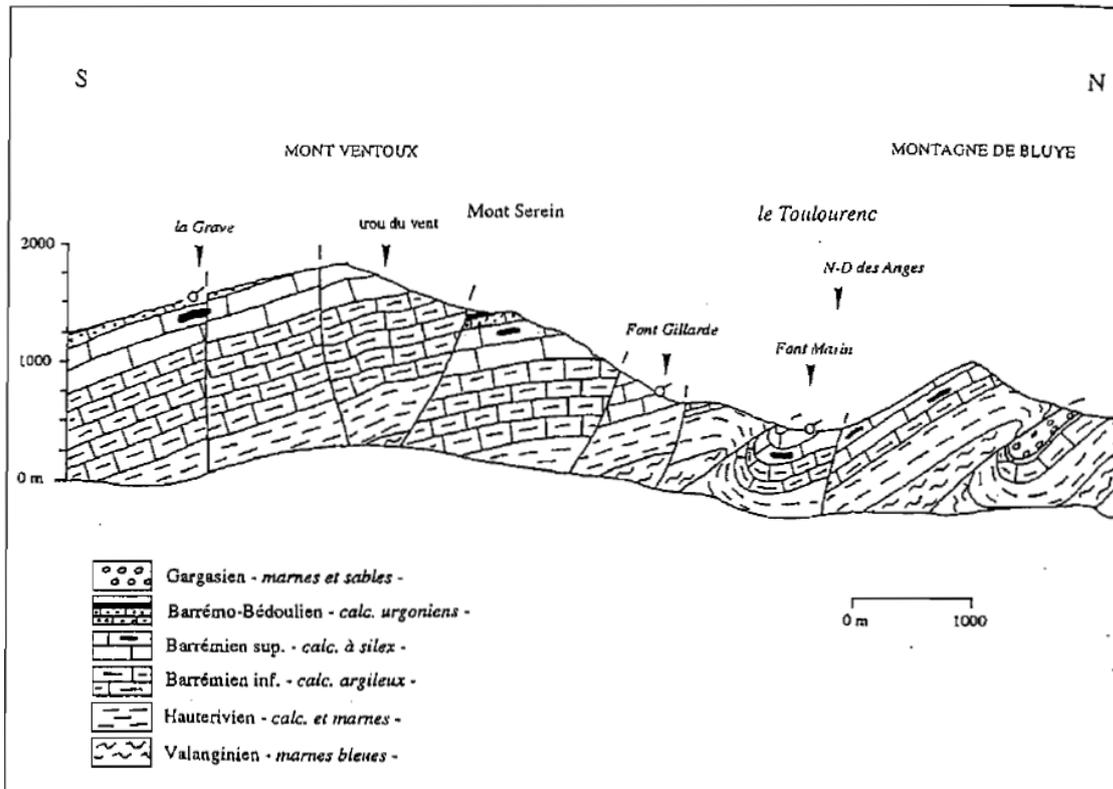


Illustration 111 : Coupe géologique du Mont Ventoux (Lastennet, 1994 d'après Monier, 1986).

Le traçage le plus septentrional rejoignant FdV a été réalisé au Trou du Vent. Cet aven s'ouvre sur le flanc nord du Mont Ventoux au sein des calcaires marneux du Barrémien. Ce traçage devra être pris en compte pour corriger la délimitation de l'entité hydrogéologique BDLISA de l'unité karstique de Fontaine de Vaucluse (Illustration 110) qui devra donc intégrer les calcaires marneux du Barrémien.

Le Bédoulien terminal et le Gargasien (calcaires marneux et marnes) se retrouvent dans les pourtours du relief ou dans les zones effondrées, et jouent un rôle non négligeable dans le synclinal du Toulourenc : les marnes gargasiennes (Aptien) qui surmontent les calcaires du Bédoulien permettent la mise en charge d'une partie de l'aquifère karstique de Notre Dame des Anges (forage artésien de Veaux, localisation sur l'illustration 110).

Les travaux de Lastennet (1994) sur le rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques sur le secteur du Ventoux mettent en évidence le rôle des particularités structurales dans la contribution de la zone d'infiltration dans les écoulements des sources. Ainsi, la présence ici d'une zone non saturée épaisse, d'un grand dénivelé et de niveaux marneux induisent un stockage préalable des pluies dans la zone non saturée avant participation aux écoulements des sources. Cela contribue notamment à un soutien d'étiage efficace. Il n'est pas fait mention dans ces travaux d'indices de réseaux karstiques développés en profondeur et qui impliqueraient des sorties non drainées par les sources connues.

Il est mentionné par Truc (1991) une bilan quantitatif équilibré sur le bassin d'alimentation identifié de Notre-Dame-des-Anges, mais l'Université d'Avignon met en garde sur le fait qu'il est délicat

d'établir des bilans fiables sur le Toulourenc du fait du manque de données météorologiques sur le secteur.

Comme le souligne Truc (2012), la montagne de Bluye est cisailée, vers le nord-ouest, par une faille majeure. La question se pose des chances de trouver une nappe intéressante dans le compartiment nord-ouest effondré sous la couverture tertiaire. Ces chances apparaissent limitées car la source de Notre-Dame-des-Anges est localisée à proximité immédiate de la faille qui joue donc a priori ici un rôle de barrière étanche faisant résurger les écoulements souterrains. Les quelques forages existants en BSS dans ce secteur atteignent une centaine de mètres mais les informations disponibles sont lacunaires concernant les formations géologiques effectivement atteintes et les venues d'eau. Les débits mentionnés sont cependant faibles et de l'ordre de quelques m³/h.

Enfin, il est à noter que la source thermominérale sulfurée de Montbrun-les-Bains (Illustration 110) constitue un contexte structural particulier impliquant des circulations d'eau profondes. Cet hydrosystème n'est pas relié à l'entité karstique du Toulourenc.

5.4.7. Perspectives et investigations sur le domaine Durancien

a) *Terminaison nord des Monts du Vaucluse (Toulourenc)*

L'Urgonien, qui est la formation cible de l'analyse menée, ne se retrouve pas dans une configuration sous couverture tertiaire, ou de façon très localisée sous la couverture du Crétacé supérieur. Cela ne garantit donc pas une déconnexion des hydrosystèmes de surface.

En outre, le bilan quantitatif mériterait d'être précisé mais les éléments de connaissance actuels de l'entité hydrogéologique ne révèlent pas d'indice de fuite en profondeur des écoulements.

Ces éléments témoignent d'un intérêt faible pour ce secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde, qui est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Karstification avérée	Faible. Pas de contexte sous couverture tertiaire. Très localement, captivité sous couverture crétacé supérieur.	RAS	Peu explorée	Faible

Aucune investigation n'est proposée pour ce secteur.

b) *Synclinal d'Apt*

Le potentiel aquifère des calcaires urgoniens du synclinal d'Apt est avéré, mais son fonctionnement hydrogéologique doit faire l'objet d'une meilleure caractérisation pour envisager l'implantation de nouveaux forages d'exploitation.

Les critères favorables de ce potentiel aquifère recensés dans l'analyse des données menée :

- Potentiel de karstification avéré ;
- Réservoir en partie sous couverture ;
- Productivité avérée (forages du Fangas exploités à 160 m³/h).

Les critères défavorables :

- Connexion avec des hydrosystèmes de surface.

Les principales interrogations à lever pour pouvoir assurer la maîtrise de l'exploitation de la ressource en eau :

- Déterminer si les écoulements depuis les Monts du Vaucluse alimentent les calcaires urgoniens du synclinal d'Apt ;
- Déterminer les modes d'alimentation de l'aquifère (la recharge) ;
- Identifier l'exutoire de l'aquifère.

L'état actuel des connaissances montre l'intérêt de mettre en œuvre de nouvelles investigations pour poursuivre la caractérisation du potentiel aquifère de l'Urgonien et identifier de nouveaux sites d'implantation de forage déconnectés des hydrosystèmes de surface.

Un nouveau traçage est prévu par l'Université d'Avignon dans le forage de Rustrel avec suivi de la restitution sur les forages du Fangas afin de tenter de mettre en évidence une connexion entre les Monts du Vaucluse et le synclinal d'Apt.

En complément, les investigations devront se décliner ainsi :

- traçage des pertes du Calavon au Rocher des Abeilles avec suivi dans les forages profonds du synclinal atteignant le Crétacé ainsi que sur le puits « à débordement » ;
- traçage de l'Aven de la Belette (commune d'Ongles) avec surveillance de la restitution dans les forages du synclinal d'Apt afin de valider ou d'infirmer les observations des années 60 sur l'existence d'écoulements du Plateau d'Albion en direction du synclinal ;
- mise en place d'un suivi piézométrique sur le puits « à débordement » s'il est toujours accessible afin de disposer d'un signal piézométrique de l'Urgonien dans le synclinal au niveau de son exutoire supposé ;
- caractérisation hydrogéochimique complète de l'aquifère et de ses contributeurs (massif du Luberon, partie orientale du Plateau d'Albion, pertes du Calavon) afin de distinguer les modes d'alimentation de l'aquifère.

La synthèse de l'intérêt du secteur du synclinal d'Apt pour la recherche d'une ressource en eau profonde est présentée ci-après :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Karstification avérée, dynamique de l'aquifère	> 250-500 sous couverture	Impact local des sulfates (Oligocène, par drainance voire	Oui, mais variable (niveaux aquifères fissurés non karstifiés, inhérent	Elevé

<p>comparable à celle de l'aquifère de FdV. Karst bien fonctionnel.</p>		<p>pertes directes du Calavon) et contamination anthropique. À l'ouest d'Apt, Oligocène disparaît donc impact sulfates potentiellement réduit ?</p>	<p>au milieu karstique)</p>	
---	--	---	-----------------------------	--

c) *Luberon et ses bordures*

Concernant le versant nord du Luberon et son lien avec le bassin d'Apt, Silvestre (1977) propose la réalisation d'essais de traçage à partir de trois émergences temporaires (qui a priori se perdent aussitôt) situées sur le versant nord (Combres, Courroussouvres et Vallon des eaux). Ces essais constitueraient un test de l'hypothèse de la liaison hydraulique du versant nord avec le synclinal d'Apt.

Concernant l'étude du potentiel aquifère de l'Urgonien sous couverture tertiaire dans le bassin de Cucuron, le toit de la formation serait a priori trop profond pour envisager de l'atteindre. Cependant, reconnaître le potentiel aquifère du Miocène suralimenté par l'Urgonien à proximité du contact Urgonien – Tertiaire semble être une piste pertinente. Elle n'est pas développée ici car elle ne rentre pas dans le cadre de l'objectif du projet Proven-karsts.

Concernant la bordure occidentale du Luberon dans le secteur de Cheval-Blanc / Les Taillades, une reconnaissance du potentiel aquifère de l'Urgonien sous la couverture Quaternaire et Tertiaire et l'étude des relations avec les hydrosystèmes de surface apparaît très pertinente. Les investigations suivantes sont proposées :

- Sondage de reconnaissance géologique et du potentiel aquifère de l'Urgonien :
 - Profondeur visée : la profondeur du toit de la formation n'est pas connue mais se situe a priori au-delà de 200 m de profondeur, donc forer à 400 m de profondeur pour intercepter au moins 200 m d'Urgonien ;
 - Lever de la stratigraphie à la foration par un géologue pour établir le log géologique détaillé du sondage ;
 - Isolation des formations de couverture par cimentation de la hauteur du forage concernée et foration en diamètre inférieur des calcaires urgoniens sous-jacents. La conception de l'ouvrage devra permettre de ne capter que l'Urgonien ;
 - Enregistrement des paramètres pendant la foration par l'entreprise de forage (vitesse d'avancement, vitesse de rotation, couple de rotation, pression sur l'outil, pression de retenue, pression et le débit du fluide d'injection, inclinaison X et Y, vibration réfléchie) ;
 - Localisation des venues d'eau des différents aquifères interceptés lors de la foration, et en particulier des calcaires urgoniens, et mesure de leurs paramètres physico-chimiques (conductivité électrique, pH, potentiel redox, oxygène dissous, température) ;

- En fin de foration, nettoyage de l'ouvrage par soufflage jusqu'à obtention d'une eau claire et mesure du débit air-lift pour évaluer les paliers de débit pour les tests de pompage ;
- Réalisation de diagraphies de la résistivité électrique et du gamma-ray (mesure de la radioactivité naturelle) à la fin de la foration. Ces mesures apportent des informations sur les lithologies rencontrées par le sondage, et notamment la teneur en argiles des terrains, et sont un complément utile aux levés réalisés par le géologue à partir des cuttings ;
- Réalisation de diagraphies des paramètres physico-chimiques de l'eau en phase de repos du forage (mesure de la température, pH, conductivité électrique, oxygène dissous et potentiel redox) ainsi qu'un passage caméra pour évaluer la qualité des soudures du tubage et leur état, ainsi que pour apprécier la structure de la roche calcaire en paroi nue (présence de cavités, de fissures, etc.) ;
- Réalisation d'une diagraphie par micromoulinet afin de localiser et quantifier les venues d'eau au sein de l'Urgonien (nécessité de la mise en marche simultanée d'une pompe à débit constant) ;
- Les diamètres de l'ouvrage devront permettre la réalisation de pompages d'essai de l'aquifère urgonien qui seront notamment utilisés pour évaluer l'impact de l'exploitation de l'aquifère sur les hydrosystèmes de surface (nappe alluviale de la Durance) :
 - Pompage d'essai par paliers de débits croissants pour définir les capacités de production de l'ouvrage (définition du débit critique et du débit optimum d'exploitation). Le choix de ces débits se fera en fonction des résultats des mesures de débit par air-lift ;
 - Pompage d'essai longue durée au débit d'exploitation défini au préalable pendant une durée minimale de 72h afin de tester le comportement de la nappe et de définir les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Il permet d'identifier la présence de limites (limite étanche, limite d'alimentation, etc.) et de déterminer la distance de la limite au forage d'essai. Un essai longue durée de plusieurs mois pourra être envisagé en fonction de ces premiers résultats.
 - L'interprétation des essais devra être menée à l'aide des techniques modernes basées sur l'interprétation des pentes de la courbe de dérivée logarithmique des rabattements du niveau piézométrique. Ces techniques permettent une analyse poussée de la géométrie de l'aquifère capté ;
- Réalisation d'un prélèvement d'eau à la fin du pompage longue durée ou au bout de 72h de pompage minimum pour la réalisation d'une analyse de type « première adduction » afin d'évaluer la qualité de l'eau pour déterminer si elle peut être potabilisée, et déterminer son faciès chimique ;
- Instrumentation pour faire le suivi hydrodynamique en continu de l'ouvrage. La sonde devra mesurer le niveau piézométrique mais également la température et la conductivité électrique de l'eau. Le capteur de la sonde devra être positionné en face des principales venues d'eau ;
- Acquisition de données hydrogéochimiques pour définir l'origine de l'eau et les modalités de recharge de l'aquifère : prélèvement au bout de 72 h de pompage minimum pour

l'analyse du carbone 14 (âge de l'eau), des isotopes stables de l'eau (altitude de la zone de recharge de l'aquifère) et du tritium (estimation du temps de séjour moyen de l'eau).

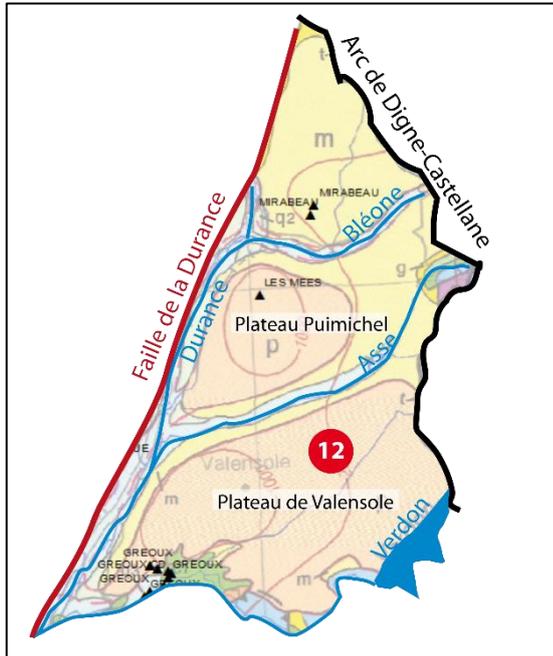
Pré-chiffrage des postes budgétaires de travaux spécifiques :

Poste budgétaire	Coût estimé (€ HT)
Sondage de 400 m de profondeur (n'inclut pas le suivi par un géologue et un hydrogéologue) et pompage par paliers (3) + pompage 72h	400 000
Diagraphies de résistivité, gamma-ray, micromoulinet et paramètres physico-chimiques	40 000
Analyse de 1 ^{ère} adduction et analyses hydrogéochimiques spécifiques (isotopes)	2 000
Total	442 000

L'intérêt de ce secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Potentiel élevé	Estimée à 200 m vers Cavaillon. Environ 1500 m dans le bassin de Cucuron, zone exclue des prospections.	Inconnue	Oui	Moyen

5.5. LE DOMAINE MOLASSIQUE : SECTEUR 12 – LE PLATEAU DE VALENSOLE



Le domaine molassique est situé entre la faille de la Durance et l'arc de Digne-Castellane (Illustration 112) et limité au sud par le cours du Verdon. Ce domaine est découpé du nord au sud par des cours d'eau globalement est-ouest, l'Asse et la Bléone, affluents de la Durance, qui individualisent le plateau de Valensole au sud, le plateau de Puimichel et la structure de Mirabeau au nord. Ce territoire présente une altitude d'environ 500 à 600 m dans la partie sud du plateau de Valensole et atteint 1 300 m au Nord de Mirabeau. Dans la plaine alluviale de la Durance, au pied du plateau, l'altitude est de l'ordre de 300 m dans le secteur de Manosque.

Illustration 112 : domaine molassique de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages profonds (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000^e.

L'intérêt de chercher une ressource profonde sur le secteur de Valensole est réel, notamment du fait de la contamination des captages de Valensole par les pesticides utilisés pour la culture de lavande. Les calcaires jurassiques sont la cible pressentie.

5.5.1. Les réservoirs carbonatés

Les formations carbonatées « réservoirs » du domaine susceptibles d'être karstifiées et d'héberger des karsts profonds sont (de haut en bas) :

- Les formations du Miocène présentent un membre calcaire sous le plateau de Valensole, recouvert par plus d'une centaine de mètres environ de conglomérat. Il a d'ailleurs souvent été interprété comme étant le toit du Jurassique dans les données BSS, or les calcaires mésozoïques sont bien plus profonds (voir ci-dessous), il s'agit donc bien des calcaires du Miocène. Il existe plusieurs forages interprétés comme tel sur le plateau ; un exemple de log validé est présenté sur l'illustration 113.
- Les formations du Crétacé inférieur, localisées au Sud du secteur. Les formations du Néocomien sont calcaires et réservoirs sur toute leur épaisseur. Elles sont karstifiées avec de nombreuses évidences de paléokarsts remplis de sables fins ocres et gris ou d'argile rouge. De nombreuses pertes totales ou partielles sont survenues dans les forages de Gréoux sur toute l'épaisseur de ces formations.
- Les formations du Jurassique. Très peu d'information concernant les faciès du Jurassique sont disponibles car ils n'affleurent pas et sont rarement atteints par forage. Au Sud, les forages sur la commune de Gréoux-les-Bains rencontrent les calcaires et calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur, séparés des dolomies du Jurassique inférieur par les marnes de l'Oxfordien. Au Nord, le forage des Mées atteint le toit du Jurassique à 1 500 m de profondeur. Le premier réservoir atteint est constitué par les calcaires et

dolomies du Bathonien dans lequel se produit une perte totale à 1 560 m de profondeur dans une zone fracturée et vacuolaire.

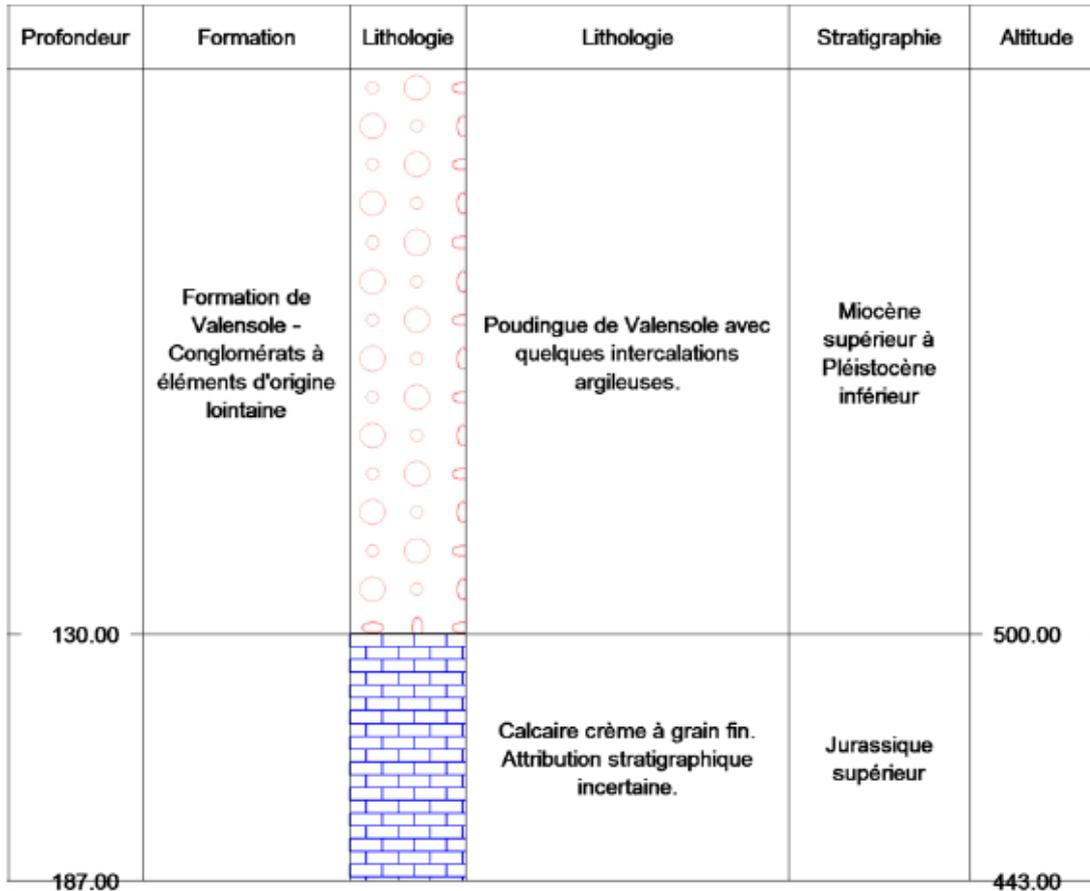


Illustration 113 : Log validé du forage BSS 09693X0025. Les calcaires atteints à 130 m de profondeur sont codés comme appartenant au Jurassique, or il s'agit de calcaires d'âge Miocène.

5.5.2. La géométrie des formations

Les formations carbonatées du Mésozoïque affleurent sur la bordure Sud du plateau de Valensole, mais l'ensemble de ce domaine est recouvert par la molasse miocène et les conglomérats des formations de Valensole I (Miocène) et Valensole II (Pliocène).

Peu de forages atteignent le substratum carbonaté sur la zone d'étude. Il est donc difficile de contraindre la géométrie du toit des formations carbonatées sur ce secteur. Le forage d'exploration pétrolière Les Mées (18-1335) situé sur le plateau de Puimichel traverse les formations mio-pliocènes constituées par les conglomérats de Valensole et les molasses marines miocènes sous-jacentes avant de rencontrer à 1 500 m de profondeur, les marnes de l'Oxfordien, les dolomies du Lias et du Dogger, les grès du Trias et enfin le socle paléozoïque à 1 700 m. Ce forage montre un approfondissement du toit des formations carbonatées mésozoïques vers le Nord ainsi qu'une lacune sédimentaire au Nord (Crétacé et Jurassique supérieur).

Afin d'apporter des contraintes supplémentaires sur la géométrie des formations carbonatées sous recouvrement, des profils sismiques ont été retraités dans le cadre du projet sur les plateaux de Valensole et Puimichel (Capar & Marc, 2020). Une ligne sismique parcourant le plateau du Sud au Nord a été composée à partir de plusieurs profils sismiques (Illustration 114). L'interprétation de cette coupe, contrôlée par la projection du forage pétrolier les Mées au Nord

et d'un forage BSS sur la commune de Gréoux-les-Bains au Sud, illustre la géométrie des formations. Plusieurs observations de premier ordre peuvent être faites concernant le plateau de Valensole et de Puimichel (Illustration 114) :

- les formations du Pliocène, composées de marnes marines au fond des rias, et recouvertes par les conglomérats de Valensole II, comblent la paléo-topographie produite par l'incision messinienne. Cette incision atteint les formations carbonatées du Jurassique et du Crétacé au Sud du plateau de Valensole, à l'aplomb d'une structure chevauchante à vergence Sud ;
- les formations du Miocène, composées des formations marines à la base, recouvertes par les conglomérats de Valensole I, présentent une épaisseur très importante au Nord (supérieure à 1000m) qui disparaît au Sud, érodée lors de la mise en place du chevauchement situé au Sud du plateau ;
- les formations du Crétacé inférieur ne sont présentes que dans la partie Sud, affectée par la structure chevauchante au Sud du plateau de Valensole ;
- les formations du Jurassique, très réduites dans le forage des Mées, s'épaississent vers le Sud. Elles ont été érodées au Nord (jusqu'à l'Oxfordien dans le forage des Mées) avant le dépôt des formations miocènes, lors de la mise en place des premiers chevauchements de socle des Mées et de l'Asse.

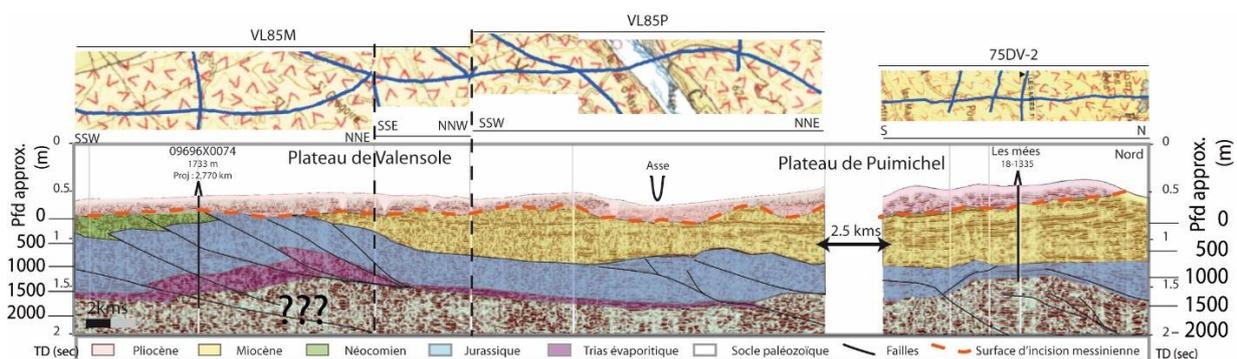


Illustration 114 : coupes sismiques NS composées de plusieurs lignes sismiques interprétées, traversant les plateaux de Valensole et de Puimichel. Voir localisation sur l'illustration 49.

5.5.3. Karstification

Du fait du recouvrement molassique, la connaissance sur le substratum carbonaté est ponctuelle et la reconnaissance des karsts sur ce secteur est extrêmement limitée.

Concernant les karstifications anciennes du Crétacé, ni les bauxites, ni les faciès ocreux n'ont été reconnus sous le recouvrement miocène. La surface des bauxites n'existe plus dans ce secteur, sans doute érodée lors des mouvements tectoniques postérieurs pyrénéo-provençaux et alpins. Il est donc difficile d'évaluer le type ou la genèse des karsts de cette époque.

A contrario de la zone Nord, qui présente une succession d'anticlinaux rencontrée par forages issue de la compression alpine, la reconstitution de coupes tectoniques (Balensa, 2018) semble indiquer que les plateaux de Valensole et de Puimichel (au sud des Mées) ont été affectés par une déformation de grande longueur d'onde avant leur recouvrement miocène. Il semblerait que cette zone, correspondant au haut structural de l'Asse, ait été peu affectée par les plissements pyrénéens mais qu'en revanche elle ait subi un aplanissement au cours de l'Oligocène. Cette

zone correspondrait à une zone de horst lors du fonctionnement de la faille de la Durance (Gigot et al., 1975, Illustration 115).

Un témoin de cette longue période d'émergence est conservé dans la région de Gréoux : une « poche de terra-rossa » fossilisée dans un paléokarst sous la formation de Valensole, vestige d'un « Sidérolithique » ou d'un héritage fersiallitique (Nicod, 1975).

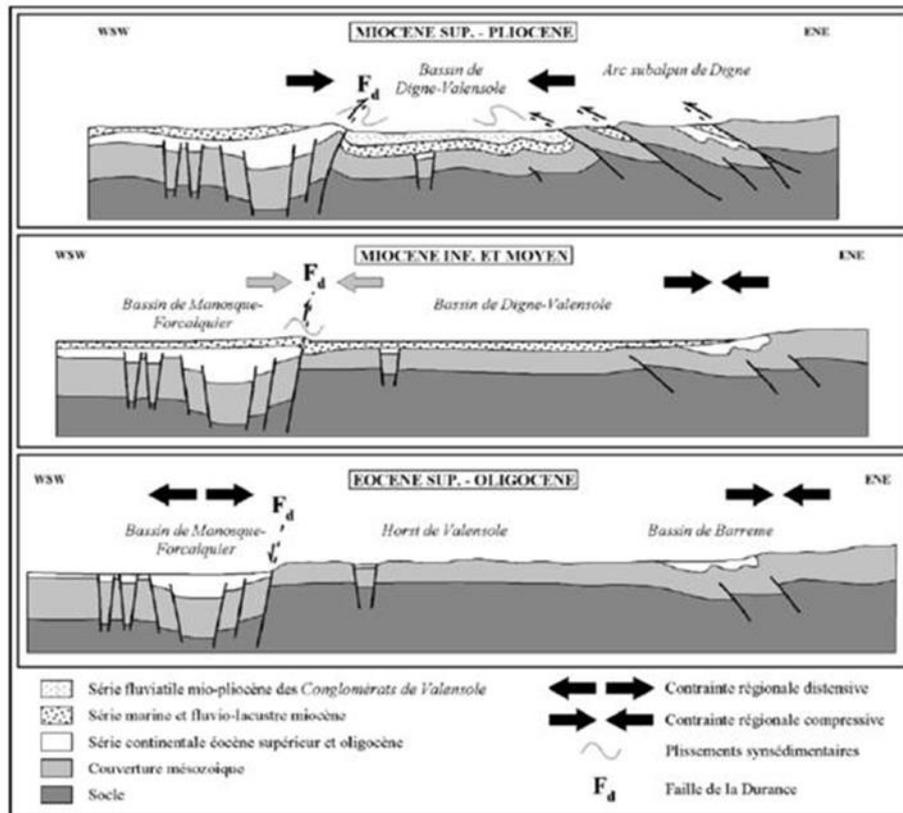


Figure 1.5 – Evolution du domaine subalpin méridional sur la transversale Barrême – Digne – Forcalquier, depuis l'Eocène supérieur jusqu'au Pliocène (extrait de Gigot et al., 1975 modifié).

Illustration 115 : évolution du domaine sub-alpin sur une coupe Barrême-Digne-Forcalquier depuis l'Eocène jusqu'au Pliocène (Gigot et al., 1975). A l'Oligocène, le horst de Digne-Valensole correspond au haut structural de l'Asse.

Concernant l'impact de la crise messinienne sur les carbonates mésozoïques situés sous les formations molassiques, il faudrait que l'incision messinienne atteigne le substratum carbonaté. Or au nord du Pont de Mirabeau, aucun forage ne permet de mettre en évidence un tel fait. En effet, les évidences de la crise messinienne dans la vallée de la Moyenne Durance sont plus ténues. Les témoins de l'incision sont bien présents mais l'épaisseur des formations miocènes est importante. Au nord du pont de Mirabeau, des paléo-vallées remblayées par du matériel continental se retrouvent en rive gauche de la Moyenne Durance : ce sont les paléo-vallées de Cadarache au sud, et d'Oraison au nord. Si l'âge de l'incision est encore inconnu pour la vallée de Cadarache (Guyonnet-Benaize et al., 2015), la paléo-vallée d'Oraison, incisée dans la formation tortonienne de la formation de Valensole I, est scellée par la formation pliocène du Valensole II (Dubar, 1983). Un forage reconnaît la présence de marnes bleues d'origine marine au fond de cette paléo-vallée (de 35 à 52m de profondeur) avant de rencontrer les conglomérats de Valensole I et jusqu'à 60m de profondeur (Molliex, 2009) sans atteindre les carbonates. Dans le domaine molassique, les quelques forages qui atteignent le substratum mésozoïque montrent un approfondissement du toit du Jurassique vers le nord rendant impossible une karstification

messinienne au nord de la Bléone. Pour le reste du domaine, notamment en bordure ouest et sud des plateaux de Valensole et de Puimichel, elle n'est pas à exclure.

En effet, les gorges du Verdon constituent un cas emblématique de l'évolution de la karstification messinienne à actuelle avec une structuration étagée en lien avec les variations du niveau de base néogènes et quaternaires (Blanc, 1992; Nicod, 2004, 2018). Actuellement, le Verdon et son affluent l'Artuby sont des rivières issues de bassins montagnards, bien alimentés, spécialement lors des phases glaciaires sur le Haut Verdon. Mais l'écoulement de surface est affecté par ses relations avec l'hydrosystème karstique. Sauf en hautes eaux, l'Artuby est totalement absorbé dans son canyon et le Verdon ainsi que le Jabron subissent des pertes (Nicod, 2018). Les traçages indiquent que la plus grande partie du débit des pertes et infiltrations sur l'impluvium abouti au système constitué par la source vaclusienne pérenne de Fontaine-l'Évêque qui est aujourd'hui noyée sous les eaux du lac artificiel de Sainte-Croix.

5.5.4. Informations hydrogéologiques

Fontaine-l'Évêque (09971X0001/SOU, Illustration 116) était une source majeure (Nicod, 2018). De type vaclusien, elle était à la fois résurgence et exsurgence comme l'ont montré de nombreux traçages (Cova et Durozoy, 1983). Résurgence, car l'hydrosystème karstique est alimenté à l'amont par les pertes du Verdon supérieur et de ses affluents, le Jabron et surtout l'Artuby. Elle profite donc de l'apport des eaux de ces rivières exogènes, issues de bassins montagnards, donc bien alimentées. Sauf en hautes eaux, l'Artuby est totalement absorbée dans son canyon et le Verdon (à la Mescla) comme le Jabron subissent des pertes. Exsurgence, car elle recevait la plus grande partie de son débit des pertes et des infiltrations sur l'impluvium des Plans. Ces apports aboutissaient au système constitué par la source elle-même (débit moyen de 5,7 m³/s) et les exsurgences temporaires des Garrubys, toutes maintenant noyées dans le réservoir EDF de Sainte-Croix. La source principale manifestait une belle régularité (débit d'étiage absolu de 2,3 m³/s sur 75 ans ; crue maximale de 19,0 m³/s ; Cova et Durozoy, 1983) et une certaine homothermie (autour de 12°C) dues à l'importance du réservoir karstique et au rôle de trop-plein joué par les Garrubys.

Outre la profondeur importante du Jurassique sous Valensole, la question se pose des modalités d'alimentation en eau de cette formation largement sous couverture. Mis à part les affleurements du Jurassique situés à proximité immédiate du Lac de Sainte-Croix qui font partie du bassin d'alimentation de Fontaine l'Évêque (Illustration 116), le Jurassique affleure dans les Gorges du Verdon à Quinson. Aucune perte du Verdon n'est signalée dans ce secteur et le maintien d'un niveau d'eau haut dans le canyon en lien avec la retenue du Lac d'Esparron en aval en témoigne. Il n'apparaît pas envisageable non plus qu'il y ait des fuites du bassin d'alimentation de Fontaine l'Évêque vers le nord, au-delà de la structure chevauchante. La littérature ne mentionne pas de bilan quantitatif sur cette source, mais les études réalisées par EDF sur l'impact de la mise en eau du barrage de Sainte-Croix sur le réseau karstique de la source (Mayer, 2019) et la réalité de cette mise en eau démontrent qu'elle est l'exutoire unique du bassin d'alimentation identifié.

Le potentiel hydrogéologique du Jurassique sous le Plateau de Valensole apparaît donc très limité.

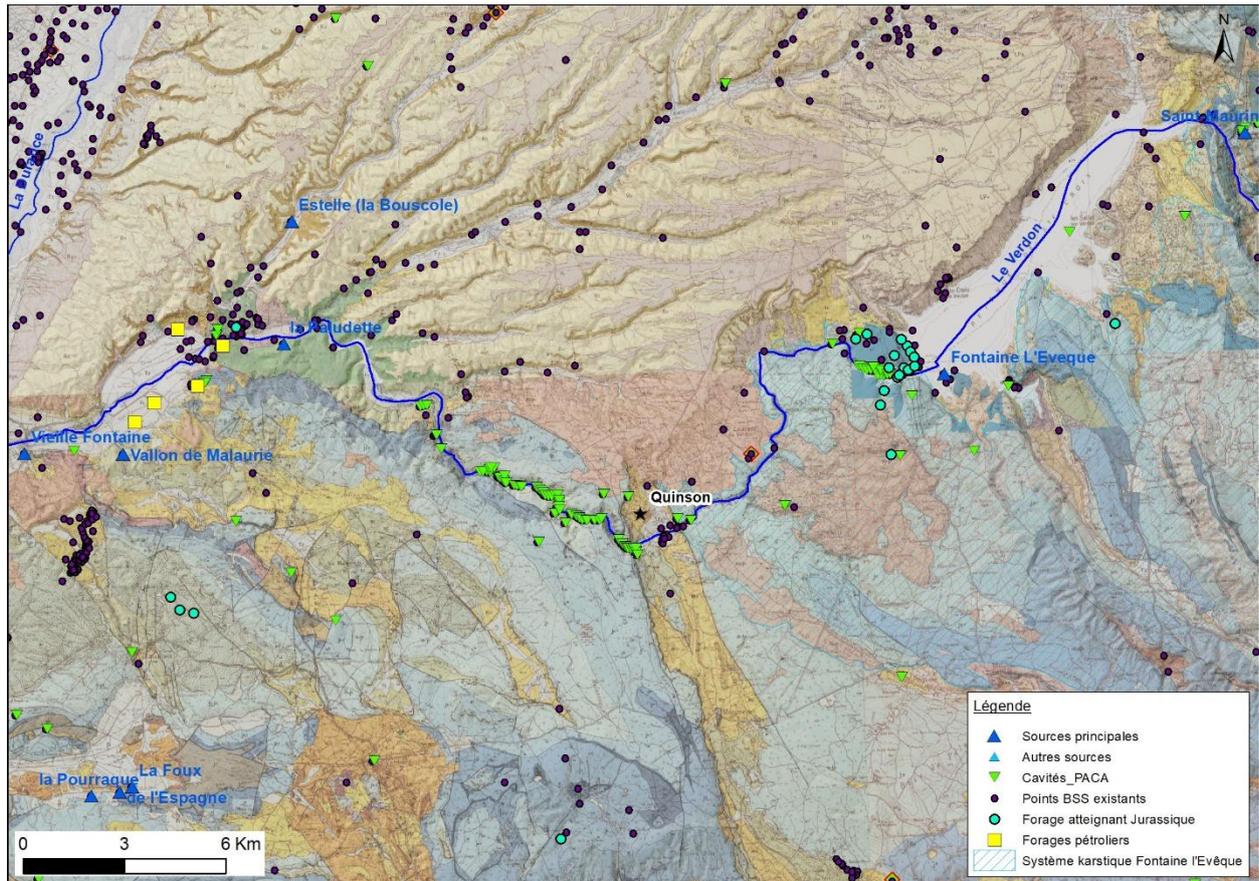


Illustration 116 : carte du contexte hydrogéologique du Jurassique aux abords du Plateau de Valensole.

5.5.5. Perspectives et investigations sur le domaine molassique

Les critères favorables de ce potentiel aquifère sont :

- Aucun.

Critères défavorables :

- potentiel de karstification faible : incision messinienne a peu joué au droit du Plateau (à l'exclusion du Verdon où le Jurassique affleure), mais quid de ce qu'il s'est passé anté-miocène. La seule zone concernée par un potentiel éventuel concerne le sud, proche du Verdon ;
- Profondeur du Jurassique élevée (> 1000m au droit Plateau) ;
- recharge du Jurassique potentiellement faible : affleurement de la formation très limité et drainage du miocène vers le Jurassique inconnu.

Les perspectives résident donc dans l'évaluation des caractéristiques hydrogéologiques du Jurassique sous le Plateau de Valensole par la réalisation d'un sondage de reconnaissance d'au moins 1200 m de profondeur.

Pré-chiffrage des postes budgétaires de travaux spécifiques :

Poste budgétaire	Coût estimé (€ HT)
Sondage de reconnaissance de 1200m	500 000

L'intérêt de ce secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Potentiel faible	> 1000m	Inconnue	Inconnue	Faible

5.6. LE DOMAINE PROVENÇAL : SECTEURS 8- BASSIN DE L'ARC ET ETANG DE BERRE ET 10- BASSIN DE CARAMY-ISSOLE

Le domaine provençal est situé entre la faille de la Durance à l'ouest, le Verdon et l'arc de Digne-Castellane au nord (Illustration 117) et limité au sud par le chevauchement de l'Etoile, de la Sainte-Baume et sa continuité dans le secteur de Brignoles, jusqu'au massif des Maures à l'est. Ce domaine très hétérogène présente une forte structuration tectonique dont la segmentation visible aujourd'hui est issue des déformations pyrénéo-Provençales et de la reprise au cours de la phase alpine. On peut le subdiviser en deux, de part et d'autre de la dépression triasique NS de Bras, avec a) une partie occidentale principalement constituée par les formations carbonatées affleurantes du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur et supérieur, structurées par des accidents essentiellement EW et b) une partie orientale dont le relief est armé par les formations du Trias et du Jurassique fortement affectées par la déformation alpine.

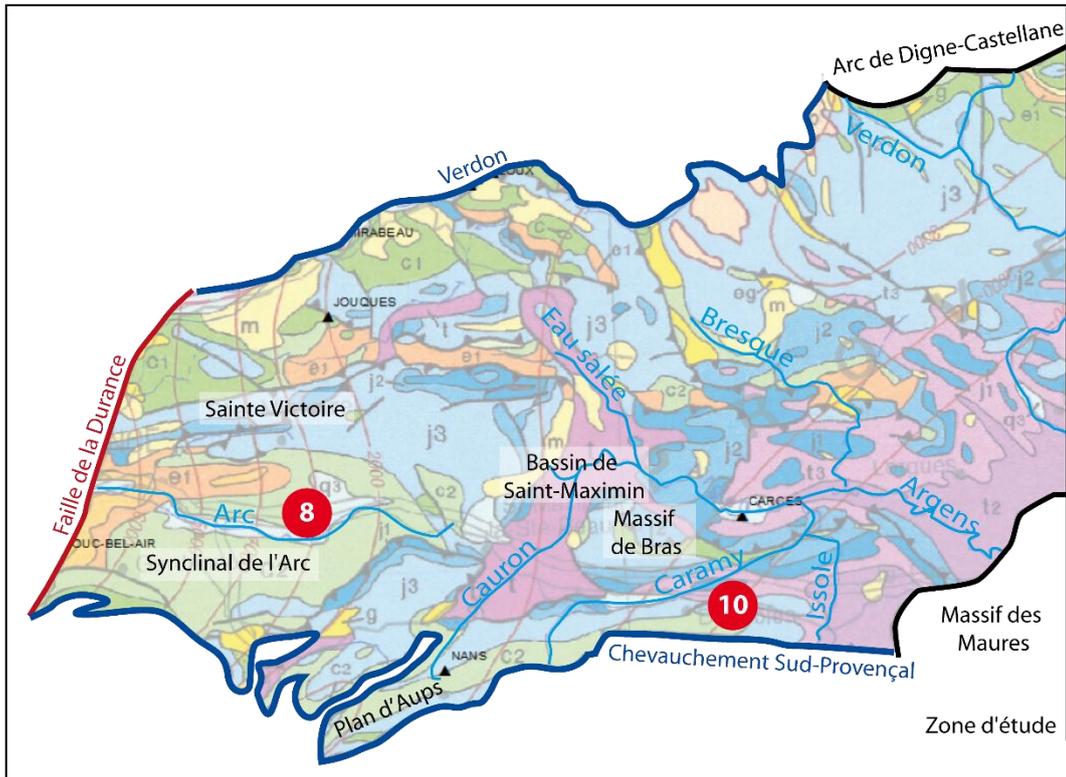


Illustration 117 : domaine provençal de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique et localisation des forages pétroliers (triangle noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000^e.

Le choix du secteur du bassin du Caramy-Issole repose sur la pression qui existe sur la ressource en eau et les études récemment réalisées apportant de nouvelles données et connaissances (Rivages, 2018). Concernant le secteur du Bassin de l'Arc et de sa terminaison sous l'Étang de Berre, les études menées sur les puits de l'arc (AE, SCP et BRGM, 2016) ont permis d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement de l'aquifère multi-couches du fuvélo-Jurassique mais la question de l'existence d'un exutoire vers l'ouest au-delà de la faille de la Durance reste entière.

5.6.1. Les réservoirs carbonatés

Les formations carbonatées « réservoirs » du domaine susceptibles d'être karstifiées et d'héberger des karsts profonds sont (de haut en bas) :

- les formations du Crétacé inférieur, localisées au Nord de la Sainte Victoire, jusqu'à Gréoux-les-Bains et au Sud de l'Arc de Castellane. Les formations du Néocomien sont calcaires et réservoirs sur toute leur épaisseur ;
- les formations du Jurassique. Le Malm est un calcaire à faciès dolomitique et constitue un bon réservoir. Il est séparé d'un second réservoir constitué par les calcaires du Dogger et les dolomies du Jurassique inférieur par les marnes du l'Oxfordien et du Callovien. Au Nord les forages sur la commune de Gréoux-les-Bains rencontrent la répétition des calcaires et calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur. Les forages de Gréoux 1 et 2 ont été effectués en perte totale dès le début du forage et jusqu'à plus 300 m de profondeur en traversant les calcaires du Dogger et les dolomies du Lias. Au Sud, le forage de Nans 1 rencontre des venues d'eau à 395m dans les calcaires et dolomies du Malm ;

- les formations du Muschelkalk (Trias), qui contient des niveaux calcaires et dolomitiques. Ces niveaux sont associés à une forte présence de gypse et d'anhydrite, qui ont aussi la capacité de se dissoudre et former des vides. En revanche, les eaux des aquifères contenus dans ces formations peuvent être impropres à la consommation car trop minéralisées.

5.6.2. La géométrie des formations

Pour imaginer la géométrie des formations en profondeur, la couverture du domaine par les profils sismiques disponibles et retraités par le BRGM est assez lacunaire. Le profil régional SE 07 traverse la zone d'étude du NO (secteur Gréoux-les-bains) jusqu'aux contreforts du massif des Maures. Pour pallier à ce manque, on s'appuiera donc sur les coupes disponibles en bibliographie pour la partie Ouest et Sud.

a) Partie Ouest & Nord à dominance jurassique et crétacée

La structuration du domaine est largement influencée par l'orogénèse pyrénéenne et, de façon moindre, par les déformations alpines. Il est limité au Sud par le chevauchement sud-provençal qui émerge sur le flanc Sud du relief de la Sainte Baume. Son relief est armé par les formations jurassiques qui constituent le flanc redressé du synclinal à cœur crétacé du Plan d'Aups.

Le synclinal de l'Arc est limité au Sud par le chevauchement du massif de l'Etoile de l'Aurélien et au Nord il est chevauché par la Sainte Victoire. Vers le Nord, le zone se découpe selon une série d'anticlinaux sur rampe de chevauchements et synclinaux (Illustration 118).

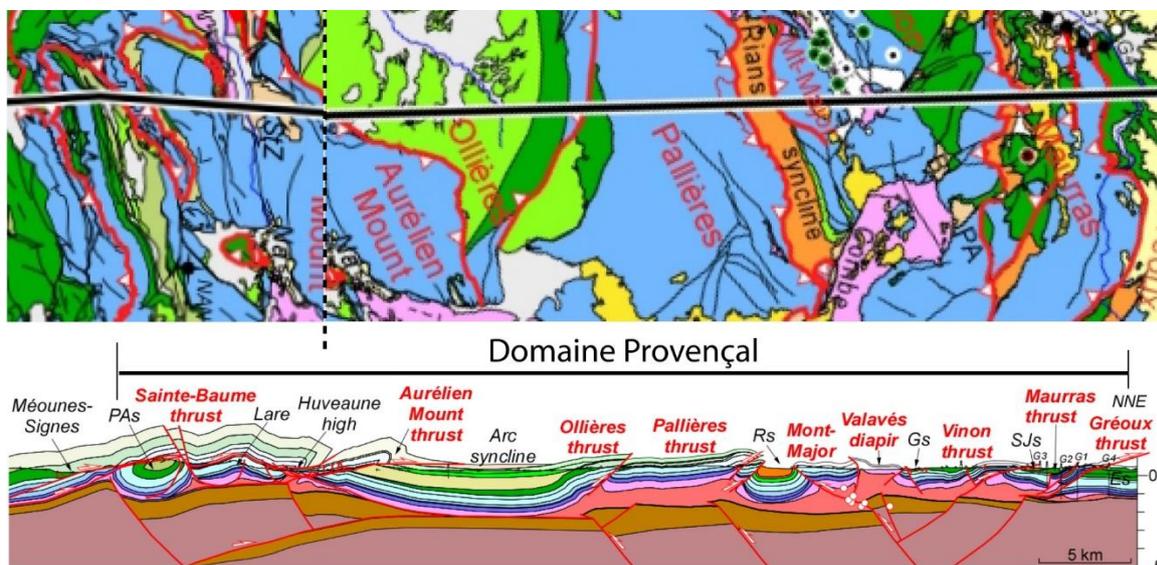


Illustration 118 : coupe géologique SN illustrant le style structural du domaine Provençal entre le chevauchement Sud-Provençal (Sainte Baume) et la structure de Gréoux-les-Bains au Nord (modifié d'après Thèse J.Balansa (en cours)).

A l'Est du Bassin de l'Arc, les formations du Crétacé sont moins conservées et c'est le Jurassique qui arme la majorité des reliefs de cette partie de la Provence. Ces reliefs sont structurés par des chevauchements pyrénéens réactivés à l'alpin. Au Nord, on retrouve les formations crétacées inférieures impliquées dans la structure de Gréoux-les-Bains, mais disparaissent vers le Sud à la faveur de la surrection du Massif du Plan de Bury (Illustration 119). De l'autre côté de la faille se trouve le fossé de Montmeyan à cœur Eocène.

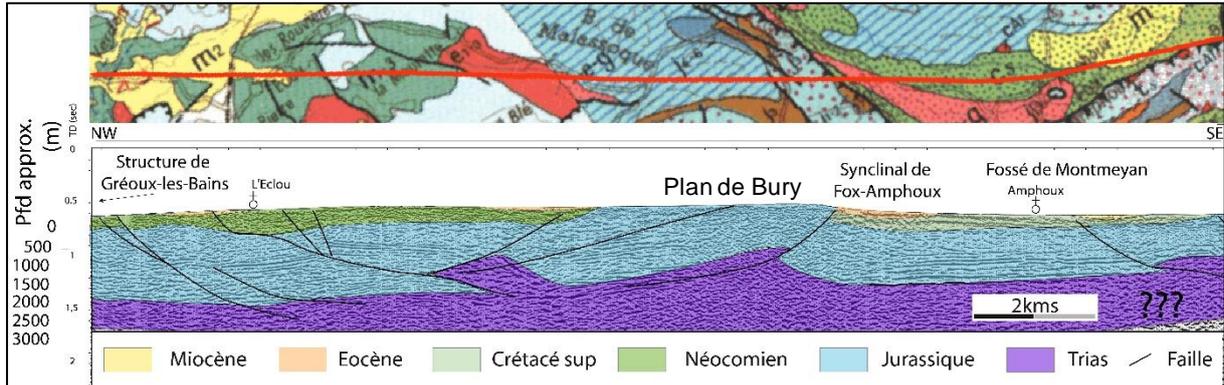


Illustration 119 : partie centrale du profil sismique « Régional SE-07 » interprété, voir localisation sur l'illustration 49.

b) Partie Est à dominance triasique

Cette partie du domaine commence à partir du bassin de Saint Maximin et se poursuit vers l'Est. Elle est très segmentée, ce qui est due à la position de cette zone entre deux orogènes - pyrénéenne et alpine- et d'une tectonique de couverture importante favorisée par le trias évaporitique sous-jacent. En plus du profil régional SE-07, d'autres profils ont été retraités dans le cadre de ce projet. Malheureusement, les profils sismiques dans cette zone sont fortement bruités et les réflecteurs perturbés, ce qui rend l'interprétation difficile, et l'observation de détails impossible (Illustration 120). Néanmoins, elles traduisent le style structural du secteur et ont permis la construction de deux coupes géologiques qui appuient les interprétations des essais par pompage sur le bassin de Caramy-Issole (voir chapitre 5.6.5).

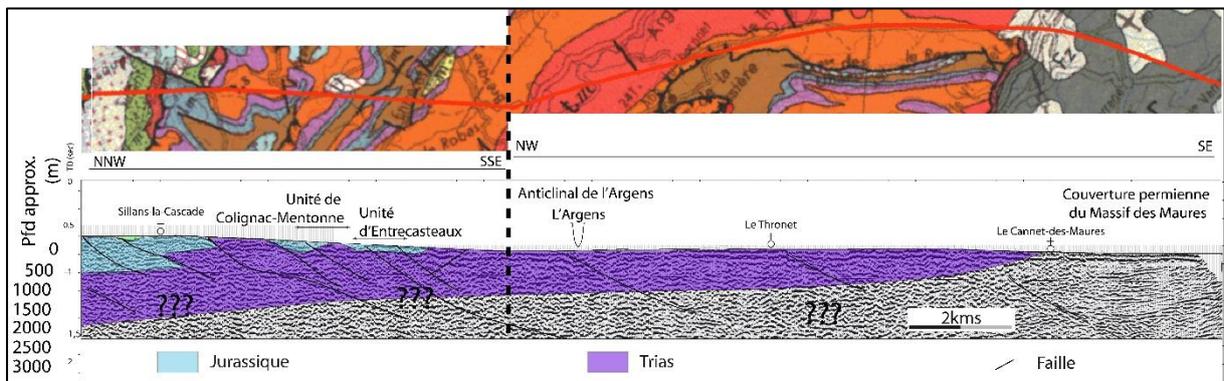


Illustration 120 : partie Sud du profil sismique « Régional SE-07 » interprété, voir localisation sur l'illustration 49.

5.6.3. Karstification

Le paysage est marqué par de nombreuses formes karstiques, telles que de très nombreux lapiés - parfois impressionnants (Massif de Bras) - les tournes du Plan d'Aups (au pied de la Sainte-Baume), le grand canyon du Verdon et les lacs issus d'effondrements karstiques sur substratum triasique comme à St Maximin (Lac de l'Etendard). Comme pour les autres secteurs, ces formes sont issues de différentes périodes et de processus variés en lien avec le contexte géologique et paléo-hydrogéologique.

Le domaine Provençal présente de nombreuses occurrences de gisements bauxitiques. Les gisements sont largement repartis sur l'ensemble du secteur (Lajoinie & Laville, 1979) :

- l'unité de Brignoles (grande unité bauxitifère varoise) est composée de plusieurs synclinaux bauxitifères : au sud, dans l'aire de la Saint Baume, les synclinaux de Ste-Zacharie et de Nans-les-Pins de part et d'autre du massif de la Lare, le synclinal de Mazaugues du Plan d'Aups à Camp-la-Source et le synclinal de Pélicon (Brignoles) ; au nord plusieurs tronçons synclinaux s'échelonnent de l'ouest à l'est : le Val-Vins, Carcès, et du Rigoulier au Recou ;
- l'unité de Bessillon est exceptionnellement bauxitifère et les gisements sont situés uniquement dans les replis synclinaux ;
- l'unité de Tavernes-Villecroze est composée de deux ensembles synclinaux bauxitifères : le synclinal de la Meyrère à Pontevès et le synclinal d'Aups-Montmeyran ;
- l'unité de l'Aurélien contient quelques affleurements contenus dans une petite écaille tectonique ;
- l'unité de la Sainte-Victoire est composée du synclinal de Gardanne (ou synclinal de l'Arc), le synclinal d'Ollières et le Graben du Puits-de-Rians ;
- l'unité de Jouques-Rians est une bande synclinale E-O peu bauxitifère.

Tous les gisements du secteur appartiennent à la catégorie des bauxites karstiques et reposent sur un mur carbonaté plus ou moins karstifié. En effet, la bauxite se retrouve soit en mince couche (lentille) ou piégée dans des poches karstiques et des diaclases plus ou moins isolées, au sein d'un substratum marno-calcaire à calcaire d'âge varié : Barrémien, Hauterivien, Berriasien et Portlandien dans la partie ouest et jusqu'au Dogger dans la partie est. Dans l'aire de Bras-Recou, la formation bauxitique forme une couche de puissance irrégulière de 0,5 à 10 m (Lajoinie & Laville, 1979) qui traduit une ondulation du toit jurassique pouvant être interprétée comme une forme de crypto-karstification (karstification sous couverture). Ces auteurs mentionnent aussi une morphologie karstique « en chicots » qui témoigne de ce processus de dissolution sous couverture. Nicod (1967) mentionne la présence de lapiés géants dans le massif de Bras (Illustration 121).

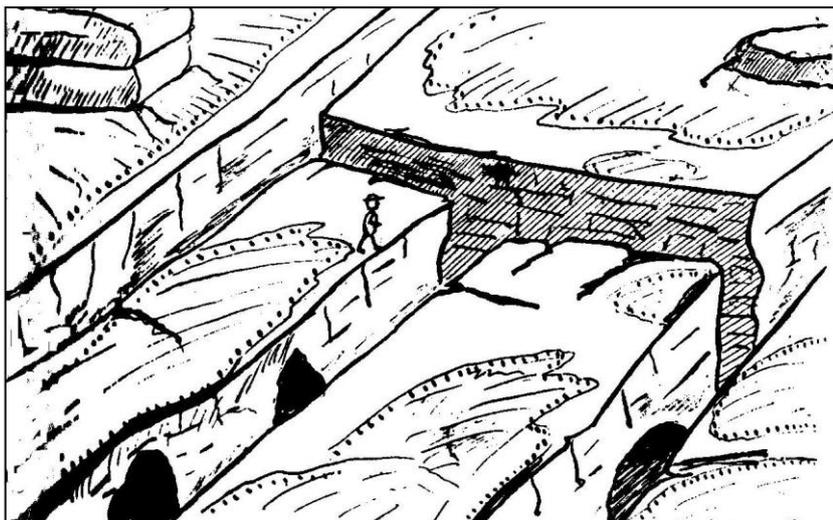


Illustration 121 : schéma des lapiés géants de Bras, dans le secteur de Mas-Bœuf, au voisinage de la D 28 près de la cote IGN 351 (NICOD, 1967).

Le toit qui recouvre la bauxite s'échelonne du Santonien, pour la période la plus restreinte, au Maastrichtien. De nombreux gisements n'ont plus de toit du fait des érosions postérieures et il

n'est pas rare de trouver, déjà au sein des formations du Crétacé supérieur, des éléments de remaniement de la formation bauxitique.

Le domaine provençal se situe à l'aplomb du bombement varois constituant l'un des hauts structuraux du bombement durancien. Ce bombement d'orientation EO est largement mis en évidence par la restauration « à plat » de la surface des bauxites sur des coupes NS ou la corrélation entre forages (Illustration 122).

La tectonique pyrénéo-provençale a fortement déformé cette surface des bauxites, l'entraînant sous les chevauchements et au sein des synclinaux et l'érodant sur les têtes d'anticlinaux. Les aramonites (faciès de soutirage karstique d'une couche de bauxite), issues de la remobilisation des formations bauxitiques, forment fréquemment une constellation de petits gisements en avant des affleurements du toit de la bauxite et présentent une proportion de quartz (Lajoinie & Laville, 1979) qui témoigne de l'important remaniement des altérites avec le stock détritique du toit de la bauxite au cours des érosions paléogènes.

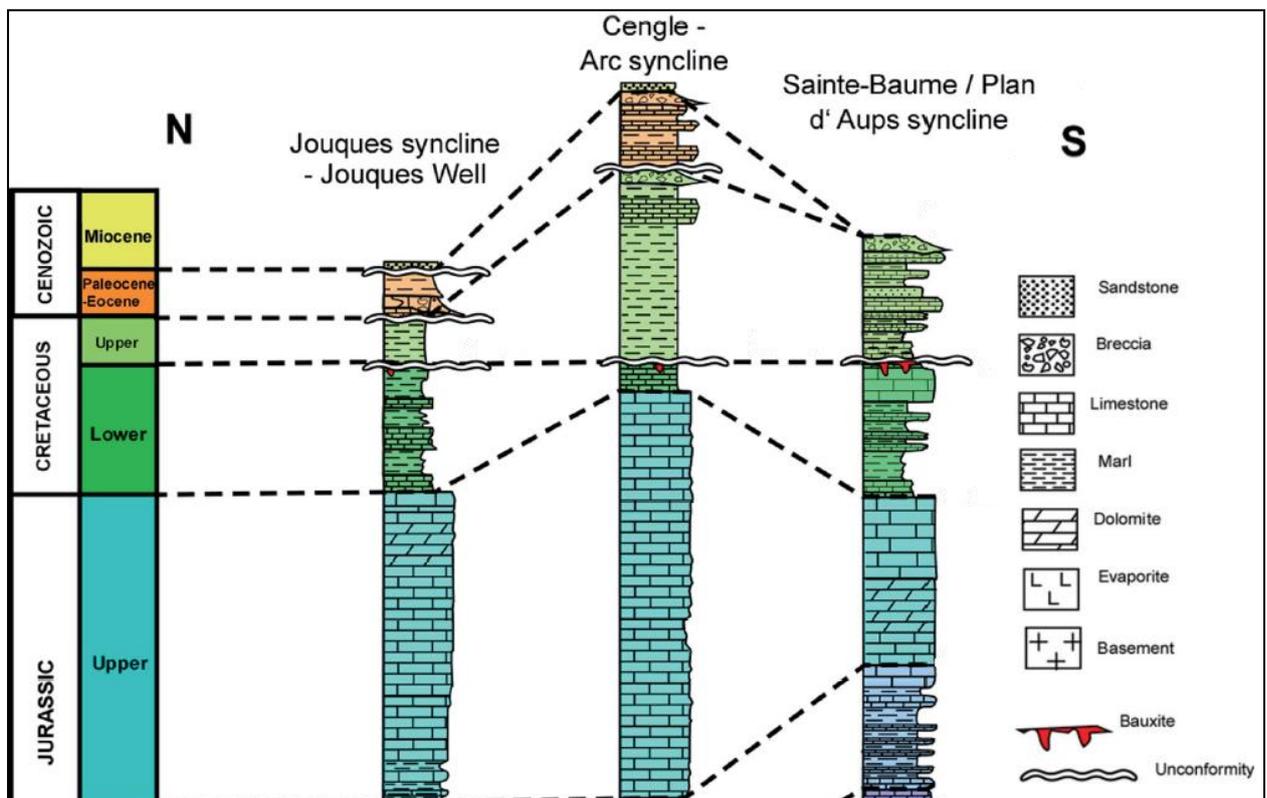


Illustration 122 : corrélations entre logs du Nord au Sud du domaine provençal (modifié d'après Bestani, 2015). La surface des bauxites est positionnée comme surface de référence (à plat) ; cela permet de mettre en évidence une surrection plus importante dans la partie centrale, avant une inversion lors des déformations pyrénéo-provençales avec la formation du synclinal de l'Arc dont la subsidence permet accommoder le dépôt-centre des sédiments crétacés supérieurs et éocènes.

L'évènement pyrénéo-provençal a de fortes répercussions sur le domaine Provençal. L'orientation E-O des structures tectoniques a influencé la position et la direction des écoulements de nombreux cours d'eau (ou portion de cours d'eau) : l'Arc, la Durance, le Caramy, l'Isole, et la partie amont de l'Argens (pour les principaux). Le maintien aérien de ces écoulements de surface est dû à la nature plus ou moins imperméable des formations présentes dans les synclinaux.

Cet épisode de raccourcissement est suivi à l'Oligocène d'une période d'érosion interne et d'une phase distensive de direction approximative E-O ce qui favorise le fonctionnement diapirique des formations triasiques déjà mobilisées pendant la déformation pyrénéenne. Les grandes dépressions triasiques du Var (bassin de Saint-Maximin, vallée de la Meyronne et de l'Argens, large couloir de Seillons à Brue-Auriac) correspondent à des fossés tectoniques issus de cette phase. Cette période est aussi responsable de grands aplanissements qui tronquent les structures pyrénéennes avec la mise en place de la surface fondamentale, cachetée par les formations continentales et marines du Miocène, conservées dans les dépressions causées par le jeu tectonique lors de la phase alpine.

La zone nord-est est la plus affectée par les déformations alpines. En se rapprochant de l'Arc de Castellane, les structures pyrénéennes E-O prennent une direction NO-SE. Là aussi, cette orientation se retrouve dans certains ruisseaux de surface.

A la fin du Miocène, l'évènement messinien provoque l'abaissement du niveau de base. Cela se traduit par l'abaissement et l'érosion des cours d'eau ou l'enfoncement des systèmes karstiques selon les contextes hydrogéologiques. La question étant : quel a été l'impact de la crise sur les cours d'eau de l'Arc, la Durance et l'Argens et sur leur bassin versant respectif ?

Concernant le bassin versant de la Durance, l'incision messinienne est reconnue jusqu'au forage de Pont Mirabeau (Illustration 123), où elle atteint le substratum jurassique à 145 m de profondeur (+87 m NGF).

En amont, le Verdon est lui aussi impacté par la crise messinienne. La vague d'érosion induite par la régression messinienne dans le bassin de Valensole (Clauzon et al., 1987) a eu comme conséquence l'abaissement des circulations karstiques (Nicod, 2004). À l'amont des moyennes gorges du Verdon, le deuxième niveau des galeries supérieures (Illustration 124) est attribué à ce stade et se situe entre 250 et 130 m sous la surface fondamentale (Blanc, 1992). Il reste cependant difficile, dans l'état actuel des connaissances, et du fait de la conjonction des phénomènes, de faire la part entre les deux facteurs (surrection alpine et abaissement messinien), dans le creusement du canyon, et des modalités d'organisation du réseau du paléo-Verdon au début de l'encaissement. Il n'en reste pas moins, que ce début d'incision génère une spéléogenèse sur la rive gauche du Verdon avec la mise en place de réseaux linéaires ou anastomosés, orientés par des failles NO. La plupart de ces conduits sont colmatés et souvent écroulés; leur remplissage est soit argileux, soit lié à la formation remaniée de Valensole (Blanc, 1992). Les pentes semblent réduites.

Le fleuve Argens traverse le domaine provençal depuis la dépression de Saint Maximin à l'ouest, jusqu'à la Méditerranée à l'est. La partie amont du fleuve est alimentée par des sources karstiques qui drainent la partie est de la Sainte-Victoire (plateau des Selves, Illustration 127). Ses affluents sont ensuite alimentés par les massifs du Haut Var et les plateaux de Canjuers au nord (Eau salée, la Bresque) et par le massif de la Sainte-Baume au Sud (le Cauron, le Caramy et l'Issole).

Lors de l'abaissement du niveau de base messinien, l'Argens a lui aussi été affecté. Sous la plaine de Fréjus, la vallée pré-pliocène de l'Argens a été atteinte en sondage à -350 m NGF (Gouvernet, 1968), chiffre qui excède largement les 500 m si on le réfère à la topographie finimiocène (Clauzon, 1975). Le creusement des basses vallées au moment de la régression du Messinien est assimilé à un phénomène d'érosion régressive à partir du niveau de base marin de l'époque qui pénètre de plusieurs dizaines de km à l'intérieur des terres. Concernant l'Argens, l'incision messinienne est visible sous la plaine de Fréjus du fait du caractère non karstifiable des formations de socle du massif des Maures qu'elle traverse. On retrouve cette incision jusqu'au vallon de Sourn (à plus de 65 km du trait de côte), à la sortie de la grande dépression de Saint

Maximin, aux abords du village de Châteauvert (Illustration 127). L'incision du canyon résulte de l'effet combiné de l'exhaussement régional et de l'abaissement du niveau de base avec la régression messinienne (Nicod, 2017). L'impact de cet épisode sur la karstification et sur l'étendue de son bassin versant est difficile à évaluer mais la composante profonde importante des aquifères karstiques alimentant les sources du bassin versant de l'Argens laisse peu de doute quant à la structuration profonde du karst lors de l'épisode messinien.

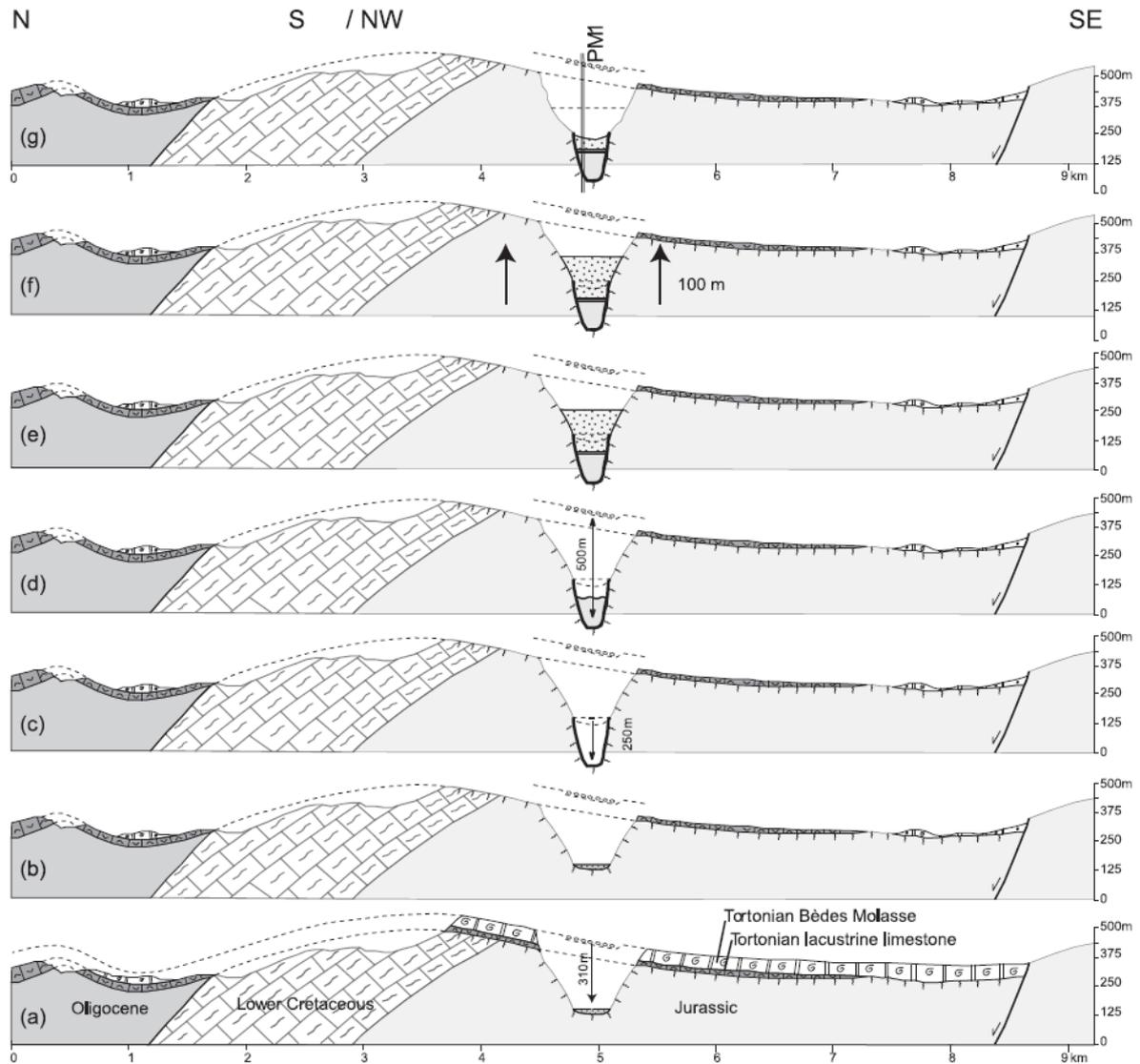


Illustration 123 : évolution des surfaces et marqueurs géologiques en lien avec l'incision de la Durance, dans le secteur de l'anticlinal de Mirabeau du Miocène à l'actuel (Clauzon et al., 2011). a) canyon antécédent de la Durance concomitant à la surrection du pli (9 à 6 Ma) ; b) situation à la veille du déclenchement de la crise messinienne (6 Ma). Une partie de la molasse a été érodée ; c) seconde incision du canyon due à l'érosion eustatique messinienne (5,4 Ma) ; d) remise en eau du bassin méditerranéen à 5,3 Ma, le canyon est métamorphosé en ría et la surface d'érosion messinienne est fossilisée en surface de dépôt (5,3 Ma) ; e) achèvement de l'édification du « Gilbert-delta » durancien comportant ses deux prismes : le prisme sous-jacent sous-aquatique marin constitué de bottom-set marneux bleus ; le prisme sub-aérien constitué par des conglomérats continentaux : le cailloutis de Valensole II. Entre les deux, la transition marin-continental pliocène est marquée par une série sableuse. La partie sommitale du remplissage constitue la surface d'abandon pliocène à 2 Ma ; f) exhaussement général plio-pléistocène d'environ 100 m ; g) situation actuelle. Le remplissage sédimentaire a été en

partie érodé par les phases eustatiques glacio-eustatiques quaternaires. PM1 correspond au forage Pont de Mirabeau 1.

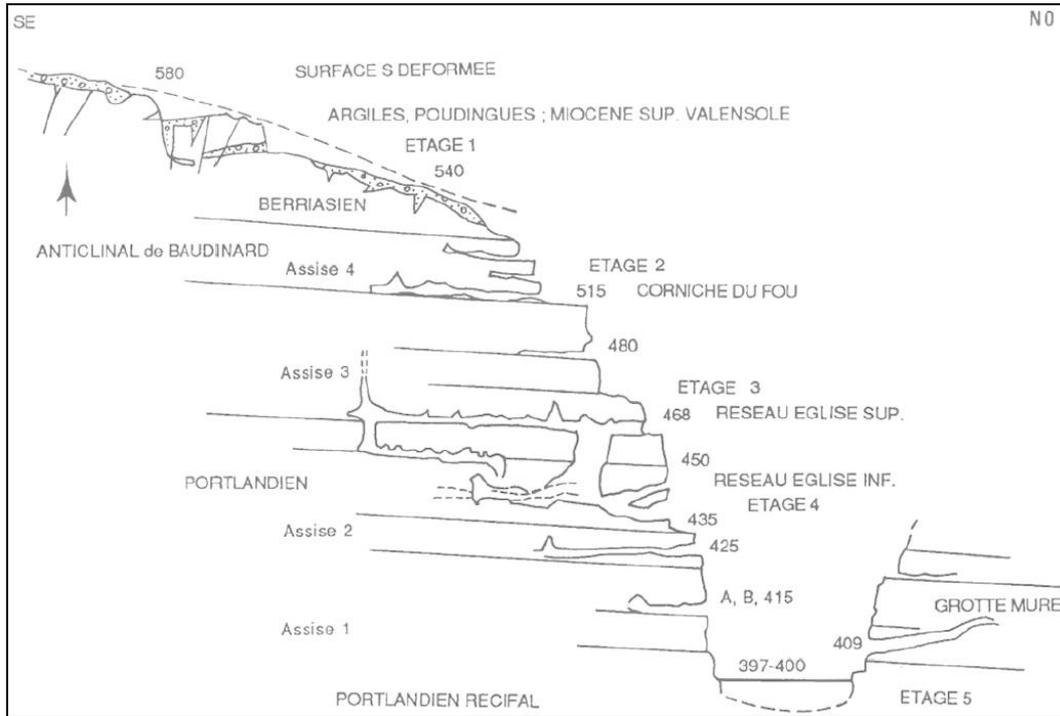


Illustration 124 : profil du canyon du Verdon au niveau de l'anticlinal de Baudinard et étagement karstique schématique (Blanc, 1992). Les réseaux suspendus de l'étage 2 correspondraient au niveau messinien.

5.6.4. Informations hydrogéologiques du Bassin de l'Arc et sa terminaison en direction de l'étang de Berre (n°8)

L'Arc traverse le domaine géologique Provençal d'est en ouest. Il relie le massif de la Sainte Victoire à l'étang de Berre, par un cours aérien développé sur les formations du Crétacé du synclinal de l'Arc. Le bassin versant de l'Arc draine en surface une partie des massifs de la Sainte-Victoire et du massif du Regagnas. L'incision messinienne n'a pas été reconnue dans le bassin de l'Arc. Si cette incision est absente, cela signifie que les apports aériens étaient très réduits et qu'une grande partie des écoulements du bassin versant a dû passer en souterrain, calqués sur un niveau de base abaissé sous la topographie. Cette hypothèse semble être confortée par deux faits (Cavalera, 2007) :

- le bilan hydrique du massif de la Sainte-Victoire fait apparaître un déficit hydrique de 15 % dans son ensemble ;
- les affleurements du Régagnas et de la Sainte-Victoire alimentent de manière certaine l'aquifère profond du bassin de l'Arc (forage de l'Arc, Cavalera, 2007 ; Dewandel et al. 2017).

Le déficit hydrique du massif de Sainte-Victoire est expliqué d'une part par l'alimentation en profondeur du Jurassique du bassin de l'Arc. Ce fait est aujourd'hui largement adopté, mais il ne suffit pas à expliquer la perte en eau du massif. Deux hypothèses de drainage profond de la partie sud-est de l'unité peuvent être prises en compte (Cavalera, 2007) :

- une suralimentation du karst triasique de l'unité de Tourves-Barjols, à l'est ;

- une alimentation profonde des unités jurassiques du Beausset vers Port-Miou, au sud.

L'étude du BRGM de 2010 (Moulin et al., 2010) identifiait l'existence de ressources en eau profondes dans le bassin d'Aix-Gardanne dans les formations du Jurassique supérieur, dans l'axe du synclinal. L'étude de 2017 réalisée par le BRGM en partenariat avec l'Agence de l'Eau RMC, le Conseil Régional PACA, le Conseil Départemental du 13 et la Société du Canal de Provence (SCP) (« Projet ARK » ; Dewandel et al., 2017) a permis d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de cet aquifère des calcaires fuvélo-jurassiques sous couverture du bassin.

Le projet ARK a été défini sur la base d'un pompage à gros débit sur les puits de l'Arc (>1 000 l/s) afin d'acquérir des données pertinentes pour modéliser le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère capté par les puits de l'Arc. Les puits de l'Arc sont d'anciens puits de mine jumeaux dont l'exploitation a été éphémère au début du XX^{ème} siècle. Creusés entre les années 1908 et 1918, ces ouvrages ont accidentellement été noyés en 1918 lors d'une tentative d'exploitation des niveaux de lignite à 400 m de profondeur (-180 m NGF). Selon les données de l'époque, la forte venue d'eau rencontrée noya les deux puits en quelques heures et créa un artésianisme dont le débit s'est stabilisé vers 600 l/s. L'exploitation minière a cessé et les eaux servent depuis à l'alimentation en eau industrielle.

Avant le projet ARK, il était supposé que l'on était en présence globalement d'un seul aquifère. En réalité, plusieurs aquifères sont en cause avec des caractéristiques très distinctes et le niveau aquifère majeur est celui des calcaires jurassiques (mais non atteint par les puits de l'Arc, Illustration 125 et Illustration 126).

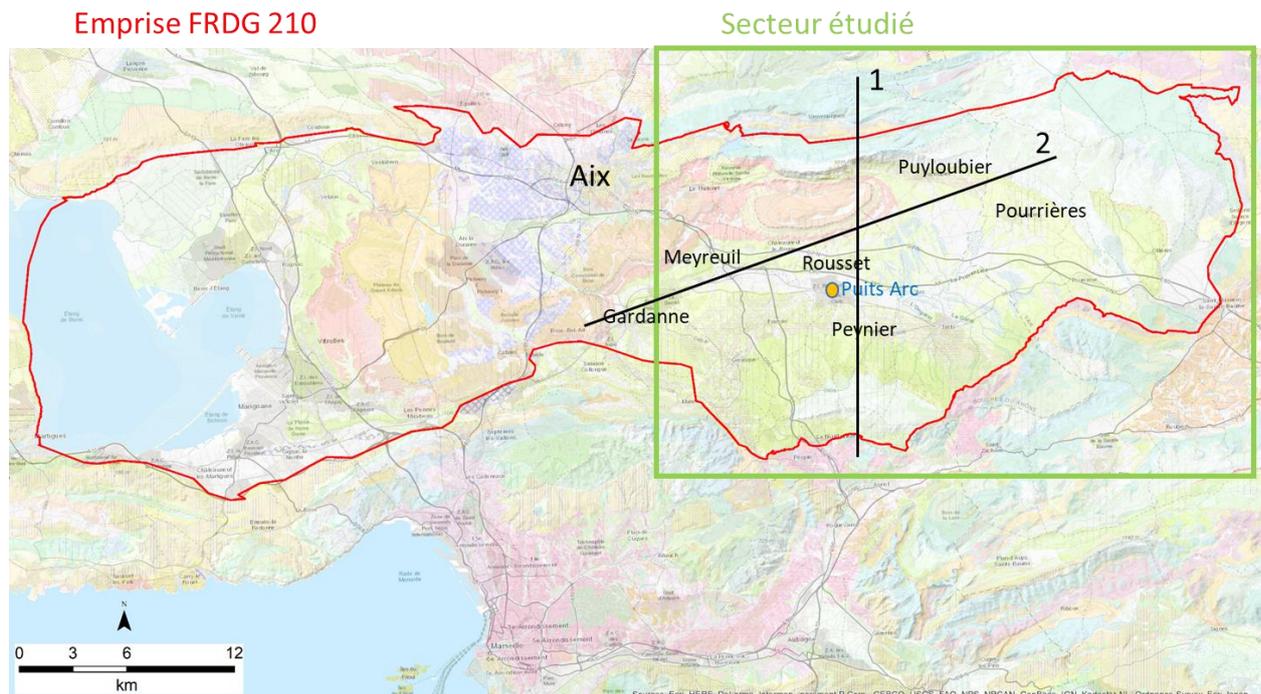
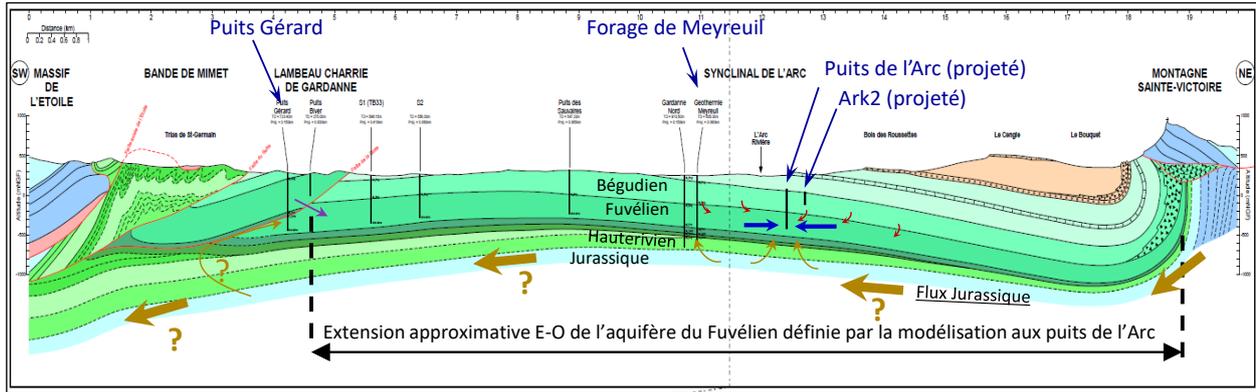


Illustration 125 : délimitation de la masse d'eau souterraine des formations variées et calcaires fuvéliens et jurassiques du bassin de l'Arc (FRDG210).



Origine des flux d'eau durant le pompage

- Fuvélien
- Jurassique: drainance
- Bégudien: drainance
- Fuvélien charrié: drainance

Illustration 126 : coupe géologique interprétative n°2 (cf. carte précédente) du bassin de l'Arc. Origine des flux souterrains durant le pompage sur les puits de l'Arc (essai de pompage longue durée, été 2014) (Dewandel et al., 2017).

A partir des approches hydrodynamiques (pompages d'essai), géochimiques et des modélisations menées, les conclusions majeures suivantes ont été établies :

- les connexions hydrauliques du Fuvélo-Jurassique avec le Bégudien (sus-jacent) et l'Hauterivien (sous-jacent) traduisent un système stratifié horizontalement et compartimenté latéralement (type aquifère fermé, limité par la géométrie du synclinal au Nord, au Sud à l'Est, et à l'Ouest par un réseau de failles [avant les mines de Gardanne]) ;
- les résultats obtenus laissent envisager la possibilité d'une exploitation à forts débits de l'aquifère Fuvélo-Jurassique, notamment dans le secteur des puits de l'Arc. Toutefois, les essais réalisés n'ont permis d'apprécier que de façon indirecte la productivité réelle de l'aquifère des calcaires jurassiques ;
- la qualification du fonctionnement du karst jurassique et la ré-évaluation du bilan hydrogéologique permettent de préciser que l'emprise de l'impluvium où se produit la recharge du Jurassique sous couverture, dont une part contribue à l'alimentation du Fuvélien du bassin d'Aix-Gardanne, est estimée à 95 km² environ (81 km² pour la Sainte-Victoire et 14 km² pour le Regagnas) ;
- l'aquifère jurassique impose ou contrôle la signature géochimique du réseau de fissures/drains du réservoir Fuvélien mobilisé par le pompage ;
- les eaux pompées résultent d'un mélange entre une eau ancienne (anté 1930) et une eau récente. La part récente est liée à la recharge par le Jurassique ;
- dans le Jurassique, le(s) réseau(x) de drain(s) karstique(s) qui contribue(nt) à alimenter les puits de l'Arc apparaît(ssent) bien connecté(s) à sa zone de recharge, les transferts de masse sont rapides lors des crues (mobilisation d'une eau récente subactuelle d'âge inférieur à un an) ;
- la modélisation hydrogéologique réalisée confirme les conclusions des approches géochimiques et hydrodynamiques : (a) le réservoir Fuvélien exploité est connecté au Bégudien et au Jurassique, (b) il y a une forte inertie du réservoir (lié à son volume

important), (c) il y a un transfert rapide de pression du Jurassique vers le Fuvélien (quelques jours) ;

- le bilan hydrologique apporté par l'approche modélisation indique (a) une alimentation du Fuvélien par le Jurassique de 12 à 15 Mm³/an, (b) une fuite du Jurassique de 2,5 à 5 Mm³/an et (c) une vidange du Fuvélien de 1,5 à 2 Mm³/an ;
- l'estimation de l'impact d'une exploitation des calcaires jurassiques reste mal contrainte. La définition du volume prélevable ou l'incidence sur le débit de fuite vers Gardanne d'une exploitation des calcaires jurassiques sont des éléments qu'il conviendra de mieux préciser ;
- la ressource renouvelable en eau souterraine des calcaires jurassiques est estimée à environ 17 Mm³/an, dont 14 Mm³/an alimentent le réservoir Fuvélien dans lesquels ils sont prélevés (pompage et surverse).

Sur la base de l'avancée notable dans la compréhension du fonctionnement de l'aquifère des calcaires fuvélo-jurassiques du bassin d'Aix-Gardanne, le projet ARK a ouvert diverses perspectives dont les suivantes (Dewandel et al., 2017) :

- la première perspective concerne une approche très opérationnelle axée sur l'optimisation de l'exploitation du gisement via les puits de l'Arc. Des interventions sur les ouvrages eux-mêmes pourraient permettre d'augmenter la productivité de ces puits et de réduire les coûts de production (pompage) ;
- la deuxième perspective concerne un aspect plus réglementaire, en lien avec la notion de « gestion durable » du gisement et donc la notion de « volume prélevable ». Des interrogations risquent en effet de voir le jour quant aux autorisations à accorder pour exploiter ce gisement à l'avenir (quand devra t-on considérer qu'il y a surexploitation ?). Pour répondre à ces questions, il sera nécessaire de disposer d'un réseau de suivi et de données complémentaires sur cet aquifère afin d'obtenir une vision plus large (3D) du gisement et de consolider l'ébauche de fonctionnement hydraulique que le projet a apporté. La réponse aux questions pourrait nécessiter la réalisation d'ouvrages complémentaires pour le suivi de l'aquifère, dans le Jurassique en particulier.

En somme, le potentiel aquifère du bassin de l'Arc peut être résumé ainsi :

Critères favorables de ce potentiel aquifère :

- La karstification des formations du Jurassique s'avère probablement importante et constitue un réservoir puissant (dont on a la preuve qu'il alimente per ascensum les calcaires fuvéliens au droit du secteur minier de Gardanne) ;
- Les ressources mobilisables (\approx 110 millions de m³/an) sont très supérieures aux prélèvements actuels (de l'ordre de 1,5 million de m³/an), ce qui donne une marge d'exploitation non négligeable ;
- De plus, mis à part dans l'enceinte du secteur minier où l'exploitation des gisements de lignite ont engendré une détérioration de la qualité des eaux d'exhaure, la qualité de l'eau dans les calcaires du Jurassique est très bonne, les zones d'infiltration étant exemptes de sources de pollution, et les formations jurassiques étant naturellement protégées par les terrains sus-jacents.

Critères défavorables :

La structure pincée du synclinal et le contexte tectonique fait que :

- d'une part, les profondeurs à atteindre pour exploiter les calcaires du Jurassique sont importantes, voire excessives dans le cadre d'une recherche d'eau (au centre du bassin, ces formations sont estimées se trouver à plus de 2000 m ; elles seraient moindres si on s'éloignait de l'axe du synclinal, mais rien ne dit que les débits exploitables seraient alors aussi élevés) ;
- d'autre part, la modélisation menée en 2017 aux puits de l'Arc a montré que des prélèvements importants sur un secteur pouvaient impacter d'autres secteurs sur le bassin : soit directement dans les calcaires du Jurassique, soit, indirectement dans les formations sus-jacentes qui sont en continuité hydraulique avec celles-ci.

5.6.5. Informations hydrogéologiques du bassin de Caramy-Issole (n°10)

Dans le secteur du bassin du Caramy-Issole, ce sont les formations du Jurassique qui sont visées pour l'identification de cibles aquifères déconnectées des écoulements de surface.

Le fonctionnement des sources du Haut-bassin de l'Argens est en rapport avec un système hydrogéologique complexe, alimenté par la multitude des points d'infiltration résultant de la fracturation des calcaires et des dolomies du plateau de Selves (Illustration 127), et du développement probable des réseaux karstiques profonds (on ne connaît toutefois que quelques avens).

La source karstique vaclusienne de la Grande Foux alimentant le Cauron (Illustration 127), affluent de l'Argens, appartient à la nappe karstique de la Foux. Cette dernière s'étend jusqu'à Mazaugues et possède des réserves très importantes dans les calcaires dolomitiques du massif au sud de la Sainte Baume (Mazet & Nicod, 2012). La source de Figuière située dans les gorges du Caramy (Illustration 127) pourrait provenir de ce même réservoir karstique (traçage des pertes du Grand Gaudin détecté à Figuière). Le réseau du Petit Saint Cassien appartenant au système karstique de la Grande Foux (Illustration 127) présente plusieurs paliers séparés de puits verticaux interprétés par Blanc (1997) comme la résultante du creusement messinien et quaternaire. Cependant, sur ce secteur, la structuration du bassin versant messinien n'est pas tranchée, car une grande interrogation demeure sur l'étendue de la zone noyée sous le massif de la Sainte-Baume et sur ses prolongements éventuels. Les bilans hydrologiques établis entre la tranche d'eau infiltrée et le débit des émergences montrent un déficit d'écoulement qui a été interprété (Blavoux et al., 2004) par la présence d'une circulation profonde en direction de l'exurgence sous-marine de Port-Miou, près de Cassis (voir chapitre 5.7.3).

Si jusqu'à présent l'incision des gorges du Caramy est attribué au Quaternaire (Blanc & Monteau, 1997), on ne peut exclure une pré-configuration héritée du messinien, car rien ne prouve le contraire.

De façon plus générale les bilans hydriques des massifs de la Sainte Baume, du Mont Aurélien de la Lare et de la Sainte Victoire sont déficitaires (Blavoux et al., 2004; Cavalera, 2007), alors que l'impluvium proche des sources littorales (calcaires urgoniens occidentaux du Beausset) montre un bilan hydrique excédentaire. De nombreux auteurs suggèrent l'existence d'un drainage profond des massifs carbonatés déficitaires vers les exutoires de Port-Miou et Bestouan.

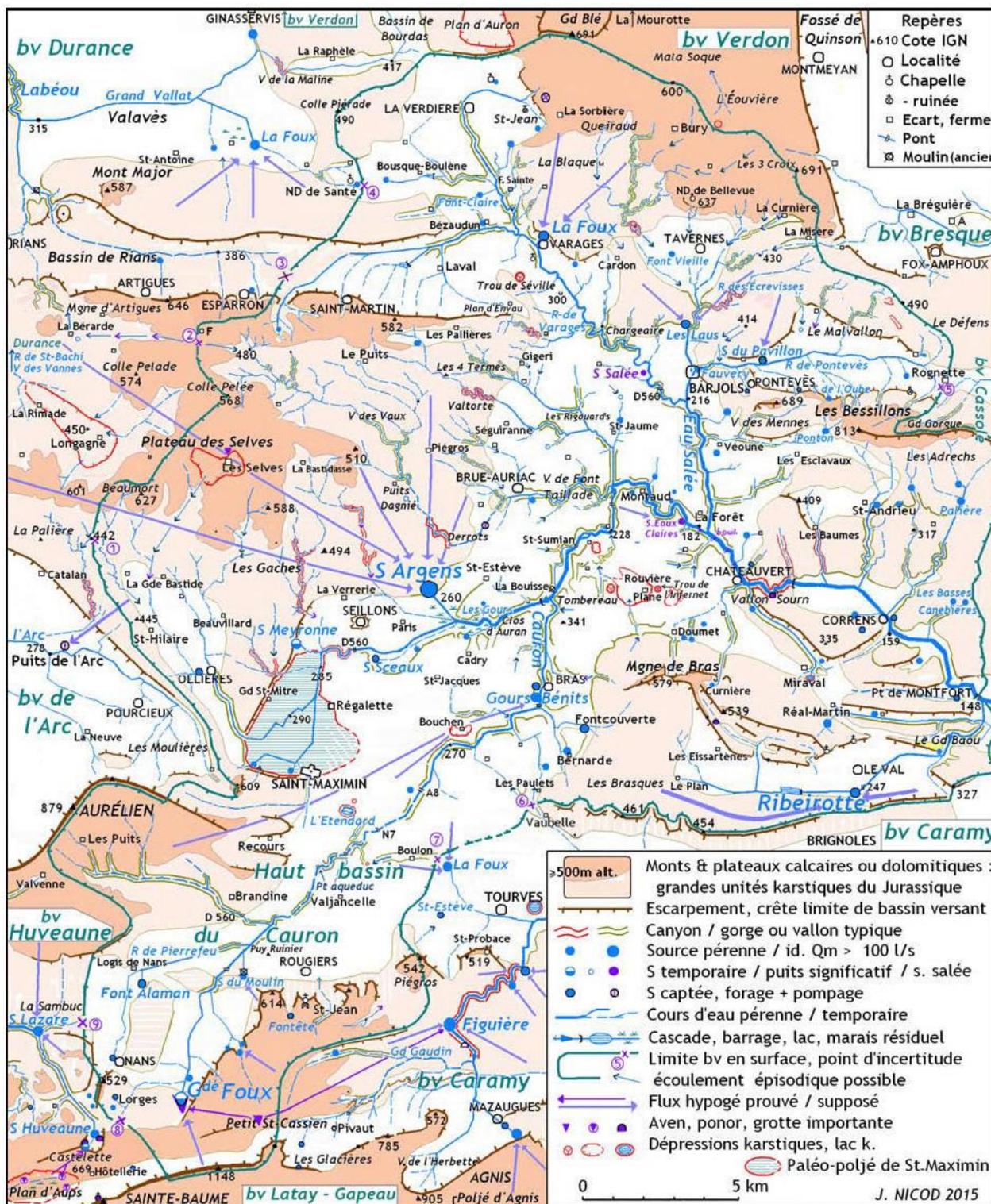


Illustration 127 : carte du système hydrologique du haut bassin de l'Argens (Nicod 2017).

La particularité de la partie orientale du domaine géologique Provençal concerne les karsts développés dans le Trias. En Provence, le paysage s'exprime par la mise en relief de monts ou de barres de Muschelkalk calcaire, par opposition aux sillons ou bassins creusés dans le Keuper argilo-gypseux (Nicod, 1967).

La série triasique est d'une grande complexité structurale et hydrogéologique. Les plis aigus des calcaires et dolomies du Trias moyen (Muschelkalk) constituent des monts allongés. Les argiles du Trias supérieur (Keuper) donnent les vallons et les bassins. Les lentilles d'évaporites (gypse, anhydrite et halite) déterminent de nombreux processus karstiques (Nicod, 2017) : des pertes locales dans les cours d'eau, le drainage karstique des dépressions au nord-est de Bras, des exurgences-dolines d'effondrement comme les Gours Bénits. Les dimensions et les formes de ces dépressions vont de l'entonnoir élémentaire à des cuvettes de longueur pluri-hectométrique, profondes de plusieurs dizaines de mètres, notamment dans les cargneules. A cela il faut ajouter le développement de cavités souterraines, certes de dimensions modestes.

Deux ouvrages profonds disposent de pompages d'essai sur le secteur du Caramy-Issole et qui ont été réinterprétés dans le cadre du projet (Illustration 128) :

- Le puits de Mazaugues (ouvrage minier lié à l'exploitation de la bauxite) ;
- Le forage du Clos à Garéoult.

L'analyse menée éclaire l'influence du contexte structural du secteur sur les écoulements souterrains.

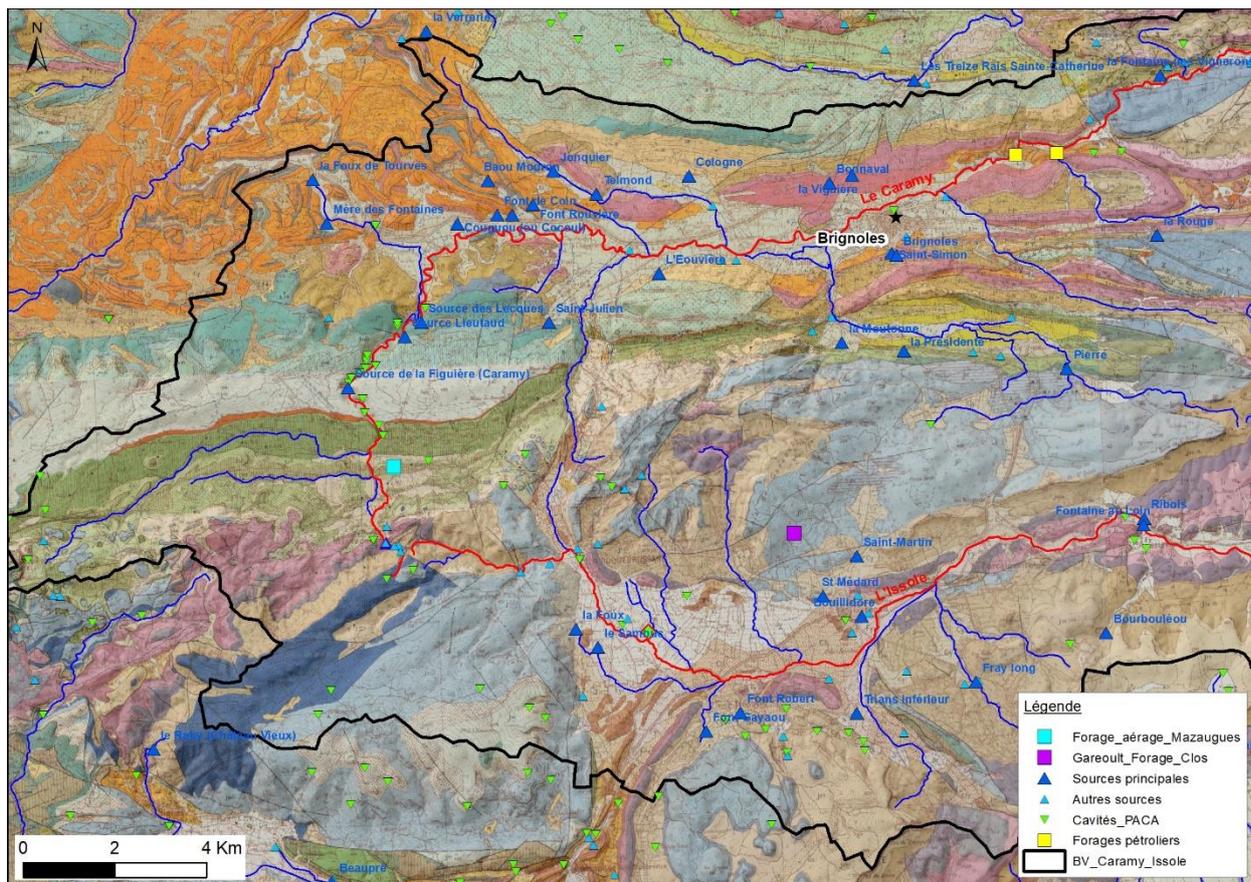


Illustration 128 : éléments du contexte hydrogéologique de la partie amont du bassin versant du Caramy-Issole.

a) Réinterprétation des essais sur le forage des Clos

Le forage des Clos est situé sur la commune de Garéoult au sein d'un synclinal formé par les formations du Jurassique (Illustration 131 et Annexe 2). Selon RIVAGES (2018), « [le Jurassique] est découpé par plusieurs failles, subverticales, de direction ENE-OSO, d'extension décakilométrique et espacées de 1 à 2 km environ. Ainsi, le gîte aquifère [celui du forage des Clos] correspond à une cuvette compartimentée en plusieurs parties de largeur kilométrique. Le forage des Clos est implanté à proximité de l'axe du synclinal, à équidistance (~500 m) entre deux failles ».

Le forage des Clos est implanté dans le Jurassique et est profond de 613 m. Il capte le Jurassique dolomitisé entre 563 et 613 m de profondeur sous plus de 440 m de formations marno-calcaires peu perméables (Bajocien). C'est la seule zone productive rencontrée dans l'ouvrage (voir coupe technique et géologique à l'annexe 2 ; RIVAGES, 2015).

• Essais sur le forage

Une série de pompages a été réalisée sur cet ouvrage : du 22 au 24/07/2015 (pompages enchainés à 60 et 65 m³/h), du 27 au 29/07/2015 (pompages enchainés à 40, 50 et 60 m³/h), puis un pompage de longue durée du 30/07 au 30/08/2015 (40 à 41 m³/h ; RIVAGES, 2015). Les données de ces essais ont été numérisées à partir des documents pdf disponibles. Durant l'essai de longue durée, la conductivité et la température de l'eau pompée ont été suivies. Ces deux paramètres sont restés à peu près stables durant l'essai (conductivité env. 1060-1070 μS/cm et

température env. 16°C ; voir annexe 2). Durant les essais, le niveau a aussi été suivi sur le forage de reconnaissance, réalisé avant le forage d'exploitation. Les modélisations sur l'ouvrage de reconnaissance n'ont pas pu être réalisées car on ne connaît pas la distance entre les deux ouvrages.

Le diagnostic de l'essai de longue durée montre (Illustration 129) :

- du début de l'essai à environ 100 min, un effet de capacité lié au puits, éventuellement influencé par un possible captage partiel de l'ouvrage ;
- de 100 à environ 400 minutes : un écoulement radial (stabilisation de la dérivée), permettant d'estimer la transmissivité de l'aquifère à environ 7×10^{-4} m²/s ;
- de 400 à environ 20 000 minutes : la dérivée suit d'abord un pente de 0,5 puis de 1. Le premier comportement traduit un écoulement chenalisé (atteinte de deux limites étanches parallèles), puis le second l'atteinte de toutes les limites du réservoir (un réservoir fermé limité par exemple par quatre limites étanches orthogonales) ;
- enfin de 20 000 min à la fin de l'essai, la dérivée tend à diminuer montrant d'éventuels effets de drainance (par exemple de la formation peu perméable plus en surface).

Ce diagnostic suggère que l'ouvrage des Clos capte, éventuellement partiellement, un aquifère de transmissivité voisine de 10^{-3} m²/s, qu'il est limité dans l'espace et fermé, et qu'il est soumis à un effet de drainance provenant, a priori, des formations moins perméables plus en surface (Bajocien).

La Illustration 130 présente la modélisation de l'essai de longue durée avec le modèle d'aquifère multicouche (§5.1.3.b0) et le Tableau 5 présente les paramètres hydrodynamiques qui ont été déduits. La modélisation des autres essais est disponible en annexe. Les modélisations sont de bonne qualité.

L'analyse suggère que la zone captée par l'ouvrage (50 m entre 563 et 613 m de profondeur) ne capte qu'environ la moitié de l'aquifère. Potentiellement son épaisseur serait d'une centaine de mètres ce qui est cohérent avec l'épaisseur du Jurassique inférieur (dolomies de l'Hettangien) du secteur, 80 à 100 m selon la carte géologique du secteur. La transmissivité de l'aquifère est estimée à $7,6 \times 10^{-4}$ m²/s, et son emmagasinement, évalué de façon approximative car au puits de pompage, est de l'ordre de 10^{-4} . La perméabilité de l'aquitard que constitue le Bajocien est comprise entre 8×10^{-11} et 7×10^{-10} m/s (pour une épaisseur B' unitaire) suivant les modélisations, et les propriétés de l'aquifère de surface sont évaluées à 10^{-5} m²/s pour sa transmissivité (évaluation approximative de T_0) et à 6×10^{-3} pour son emmagasinement (S_y). Des limites étanches ont été nécessaires pour modéliser l'essai, deux sont parallèles et situées à 600-700 m du puits, et les deux autres (orthogonales aux deux précédentes) viennent fermer le système à 1,2 et 3,8 km. Les deux premières limites semblent correspondre aux failles subverticales de direction ENE-OSO d'extension décakilométrique (RIVAGES, 2018) alors que les deux autres pourraient correspondre aux failles de direction ONO-ESE ou à la fermeture du synclinal.

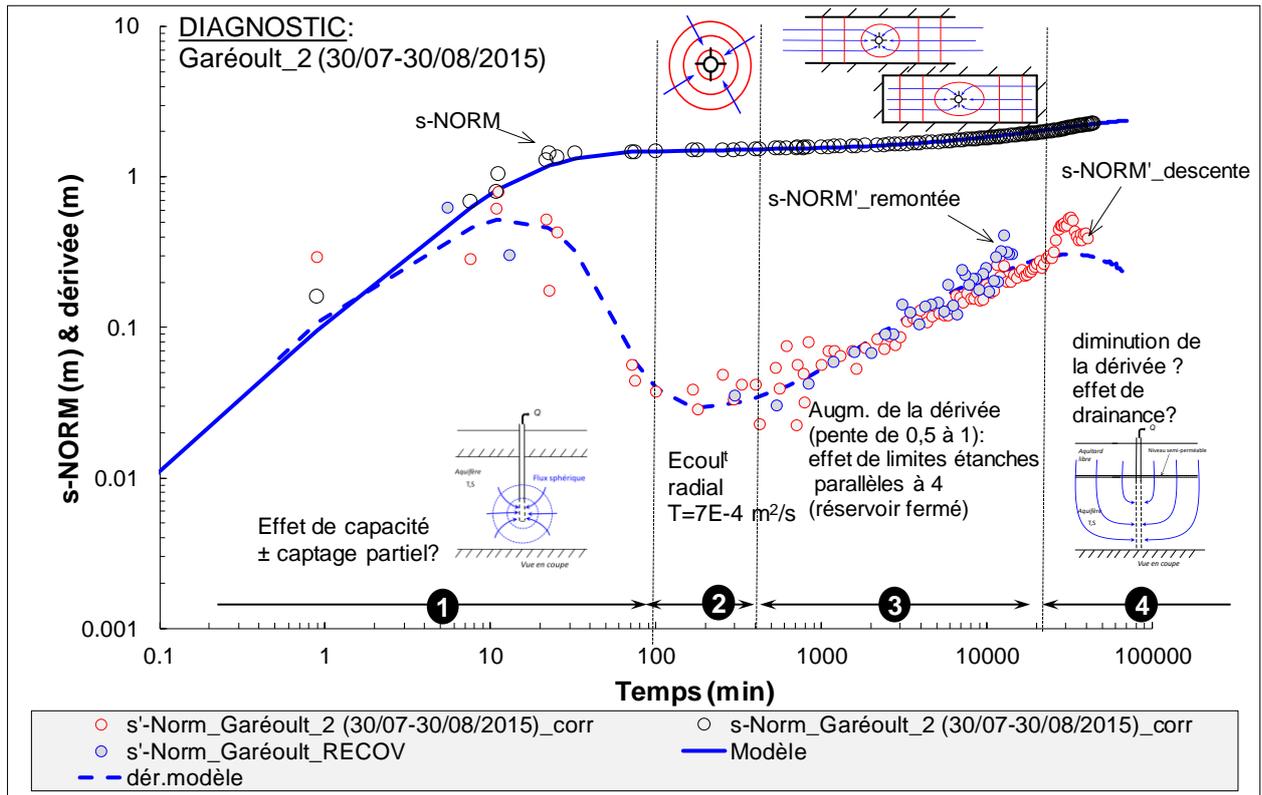


Illustration 129 : diagnostic de l'essai sur le forage des Clos (30/07-30/08/2015). Modèle : aquifère multicouche.

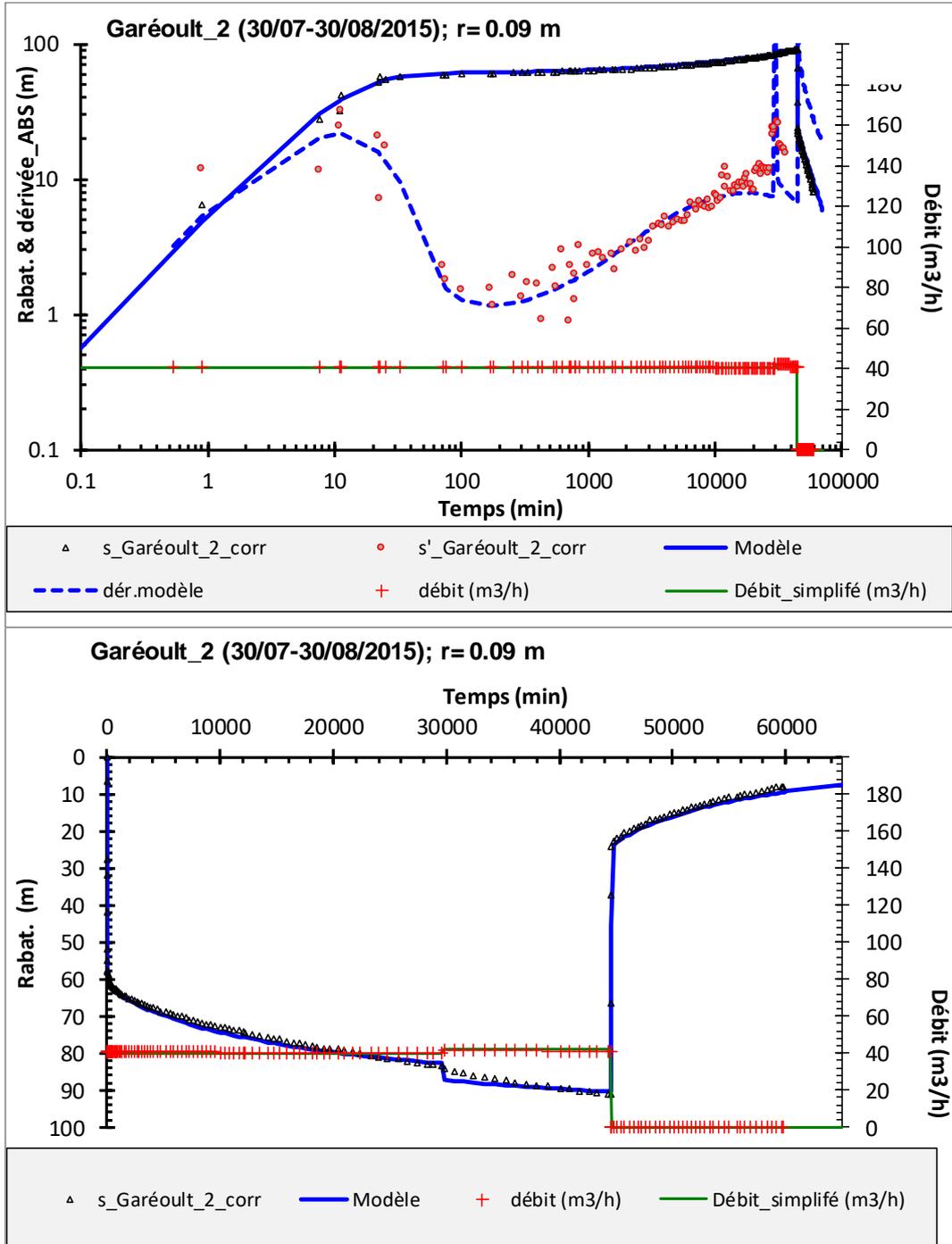


Illustration 130 : modélisation de l'essai sur le forage des Clos (30/07-30/08/2015). Modèle : aquifère multicouche. Suivi au puits de pompage des Clos.

Graphe du haut : échelle log-log ; graphe du bas : échelle arithmétique.

	Garéoult_2 (30/07-30/08/2015)	Garéoult_2_paliers (22-29/07/2015)
r (m)	0.09	0.09
T (m ² /s)	7.6E-04	7.6E-04
S (-)	1.0E-04	1.0E-04
B (m)	100	100
k' (m/s)	8.0E-11	7.0E-10
e' (m)	1	1
$T0$ (m ² /s)	1.0E-05	1.0E-05
Sy (-)	6.0E-03	6.0E-03
l (m)	100	100
d (m)	40	40
Th/Tv (-)	1.0	1.0
Dist.lim. 1 (min)	200	200
Dist.lim. 2 (min)	300	300
Dist.lim. 3 (min)	800	800
Dist.lim. 4 (min)	8000	8000
Dist.lim. 1 (m)	604.0	604.0
Dist.lim. 2 (m)	739.7	739.7
Dist.lim. 3 (m)	1208.0	1208.0
Dist.lim. 4 (m)	3819.9	3819.9
Rc (m)	0.15	0.15
C (m-5s ²)	260000	260000

Tableau 5 : paramètres hydrodynamiques, aquifère multicouche. Forage des Clos (30/07-30/08/2015).
Les pertes de charge quadratiques (C) sont celles estimées à partir des paliers (voir annexe).

• Ce qu'il faut retenir

Le forage des Clos sur la commune de Garéoult recoupe en profondeur sous plus de 400 m de formations marno-calcaires peu perméables du Jurassique, des formations fracturées et dolomitisées du Jurassique inférieur. L'analyse des essais par pompage montre que l'ouvrage ne capte a priori pas toute la zone productive de l'aquifère, celle-ci pourrait s'étendre d'une cinquantaine de mètres en profondeur. L'épaisseur totale, de l'ordre de la centaine de mètres, est cohérente avec l'information géologique disponible sur le secteur (épaisseur des dolomies de l'Hettangien : 80 à 100 m). L'aquifère capté est compartimenté et limité par les jeux de failles de direction ENE-OSO et ONO-ESE (Illustration 131 et Illustration 132). La superficie approximative de l'aquifère est évaluée à quelques km² (6,5 km²). Il est par ailleurs soumis à des effets de drainance provenant a priori des formations sus-jacentes peu perméables du Jurassique (marno-calcaires du Bajocien).

Si les propriétés hydrodynamiques du forage des Clos sont relativement satisfaisantes et cohérentes avec ce qui pouvait être attendu sur un tel ouvrage dans ce contexte géologique, la qualité de l'eau de l'aquifère capté n'est pas totalement satisfaisante. De premières analyses réalisées montrent un dépassement pour la conductivité électrique, les sulfates, l'ammonium et l'activité alpha globale (Rivages, 2016).

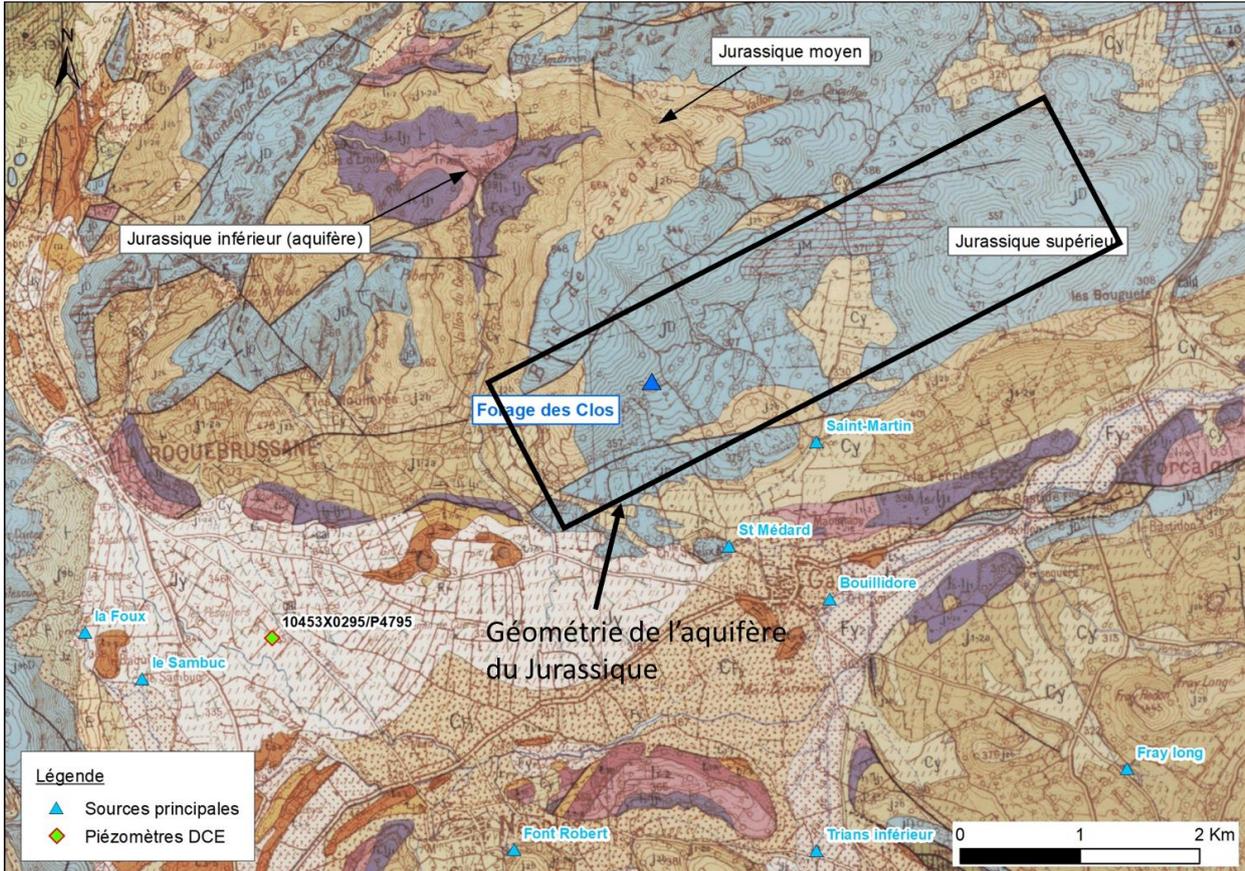


Illustration 131 : géométrie approximative de l'aquifère jurassique au forage des Clos déduite de l'analyse des essais par pompage, sur fond de carte géologique (1/50 000).

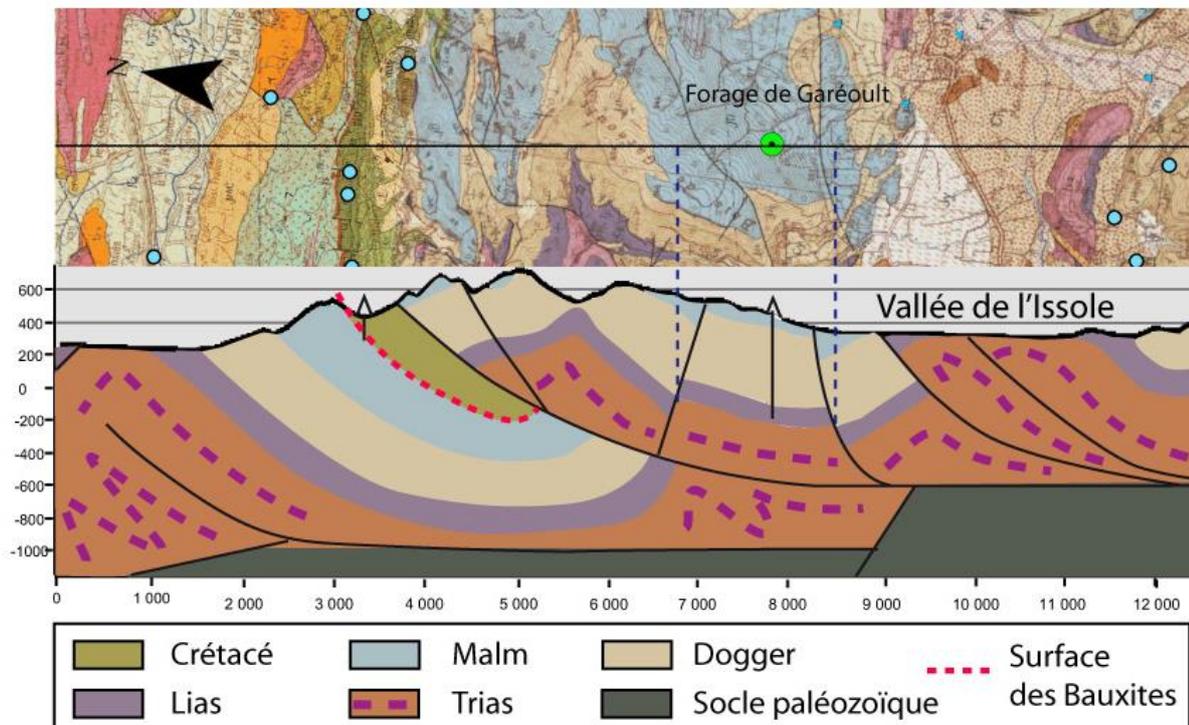


Illustration 132 : coupe NS passant par le forage de Garéoult (en vert). Les limites en tirés bleus foncés correspondent à la limite approximative Nord et Sud du réservoir héttangien capté.

b) Réinterprétation des essais sur le puits de mine de Mazaugues

Le puits d'aération de Mazaugues (puits d'aération de la mine) est situé sur le gisement de bauxite de Mazaugues Aval (Illustration 135). Ce gisement est situé au sein d'un synclinal Jurassique-Crétacé orienté Est Ouest avec un pendage de 10 à 20° Sud. D'après GEEM/SDN & CES (2006), les travaux miniers ont exploité la bauxite du synclinal situé entre les calcaires et dolomies du Jurassique supérieur (mur de la bauxite) et les calcaires du Crétacé supérieur (un banc de 80 à 100 m d'épaisseur constituant le toit). Le reste de la série du Crétacé supérieur comprend une alternance de bancs calcaires et de niveaux argilo-gréseux. La minéralisation est discontinue et les parties exploitées se présentent sous une forme lenticulaire, trois entre les côtes 150 et 250 m NGF (lentilles 1, 3 et 4), une entre les côtes 80 et 170 (lentille 2) et une entre les côtes 260 et 290 (lentille 4 bis à l'amont immédiat du puits de retour d'air). Le site a été exploité par la société PECHINEY jusque'en 1982. Des figures à l'Annexe 3 présentent le cadre géologique.

Le principal niveau aquifère est karstique et est situé dans les dolomies du Jurassique supérieur et le banc calcaire satin du Crétacé supérieur situé au toit de la bauxite. La couche discontinue de bauxite est noyée dans la nappe aquifère en raison des fractures qui affectent le toit et le mur de la couche. Cette puissante nappe donne naissance aux principales émergences aquifères karstiques situées dans le vallon du Caramy (Sources des Figuières, des Lecques et Lieutaud, Illustration 135). Les venues d'eau drainées par les travaux miniers durant l'exploitation étaient intégralement rejetées dans le Caramy après décantation avec un débit moyen de 1 000m³/h. Après arrêt des pompages début 1985, le niveau statique a repris progressivement sa côte d'origine aux environs de 310 – 320 m NGF.

• Essais sur le Puits

Des essais ont été réalisés en 2006 (essai de 93 jours ; GEEM/SDN & CES, 2006) et 2007 (essai de 141 jours conduit par Véolia ; SAFEGE, 2011) sur l'ancien puits de retour d'air situé à l'amont de la lentille 4bis (n°BSS : 10452X0240/P56). Ce puits d'aération a une profondeur de 121 m, les grès et marnes des 40 premiers mètres ont été isolés (boulonnés et grillagés, et revêtus de béton) et le calcaire de la base a été laissé en l'état. Le diamètre de l'ouvrage est de 3,65 m (2,05 m intérieur disponible).

Au cours de l'essai de 2006, quelques paramètres chimiques des eaux d'exhaure ont été suivis (TAC, Dureté, concentrations en Fe et Al, et sulfates ; voir quelques exemples à l'Annexe 3 ; CG83, 2006). Si les valeurs de TAC, de la dureté et des concentrations en Fe et Al sont restées acceptables, c'est la concentration en sulfates qui a fortement augmenté durant l'essai (82 mg/l au début, 342 mg/l à la fin). Cette augmentation serait, d'après le Conseil Général du Var (2006), liée à la nature géologique des roches traversées et du temps de contact avec celles-ci. Elle pourrait correspondre au drainage des formations exploitées par la mine.

De plus, durant cet essai de 2006, plusieurs sources karstiques du secteur ont été suivies (source des Lecques, source Lieutaud et source de Figuières ; CG83, 2006, voir figures à l'Annexe 3). La source des Lecques (débit moyen durant l'essai de 105,5 m³/h) n'a montré aucune baisse significative de son débit pendant la durée de l'essai. Cependant, il est possible que la source soit alimentée en partie par des pertes amont du Caramy, ce qui aurait pu limiter l'impact du pompage. La source Lieutaud (débit avant l'essai de 160 m³/h) a montré en août une augmentation de son débit (160 m³/h), puis une diminution entre le 02 et le 23 octobre (120 puis 105 m³/h). Cependant, il n'a pas été possible de faire la part entre une diminution naturelle due à l'étiage estival et les éventuels effets de l'essai. Pour la source de Figuières, il n'a pas pu être fait de mesure directe, du fait de la configuration de sa zone d'émergence, cependant les observations visuelles semblent montrer une diminution de son débit au cours de l'essai.

Le diagnostic des essais de 2006 et 2007 (Illustration 133) montre :

- du début de l'essai à 20 000 min environ, un très important effet de capacité lié aux vides miniers (galeries) ;
- de 20 000 à environ 33 000 minutes : un écoulement linéaire assimilable à celui d'une fracture correspondant au drainage de l'aquifère par l'ensemble des vides miniers ;
- de 33 000 à environ 50 000 minutes : une sorte d'écoulement radial (pseudo-stabilisation de la dérivée), la transmissivité de l'aquifère est évaluée à environ $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$;
- de 50 000 à environ 93 000 minutes : la dérivée augmente suivant une pente approximative de 0,5. Cet écoulement chenalisé traduit l'atteinte de deux limites étanches parallèles ;
- puis de 93 000 minutes à la fin de l'essai, la dérivée suit une pente voisine de 1 traduisant l'atteinte de toutes les limites de l'aquifère (par exemple quatre limites étanches orthogonales).

Ce diagnostic suggère que le puits d'aérage, et donc la mine, capte un aquifère de transmissivité voisine de $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, et qu'il est limité dans l'espace par au moins quatre limites étanches.

La Illustration 134 présente les modélisations des deux essais de longue durée avec le modèle à fracture verticale (§5.1.3.b) où la fracture du modèle représente une approximation des vides miniers. La Illustration 135 présente le schéma de calcul utilisé et le Tableau 6 les paramètres hydrodynamiques qui ont été déduits. Les modélisations sont de bonne qualité, hormis pour la remontée de l'essai de 2007 qui a été perturbée par les pluies. La transmissivité de l'aquifère est estimée à $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, et son emmagasinement, évalué de façon approximative car au puits de pompage, est de l'ordre de 2×10^{-3} . La surface de l'aquifère est assimilable à un rectangle de 4,6 x 6,4 km, soit d'une trentaine de km^2 ; son estimation est cependant peu précise car assujettie à la valeur de l'emmagasinement. Sa largeur (environ 5 km) semble contrainte par la largeur du synclinal (voir figure à l'Annexe 3), par contre sa longueur (environ 6 km) pourrait correspondre à des jeux de failles de directions NNO à NNE ou à la fermeture du synclinal (Illustration 135 et Illustration 135).

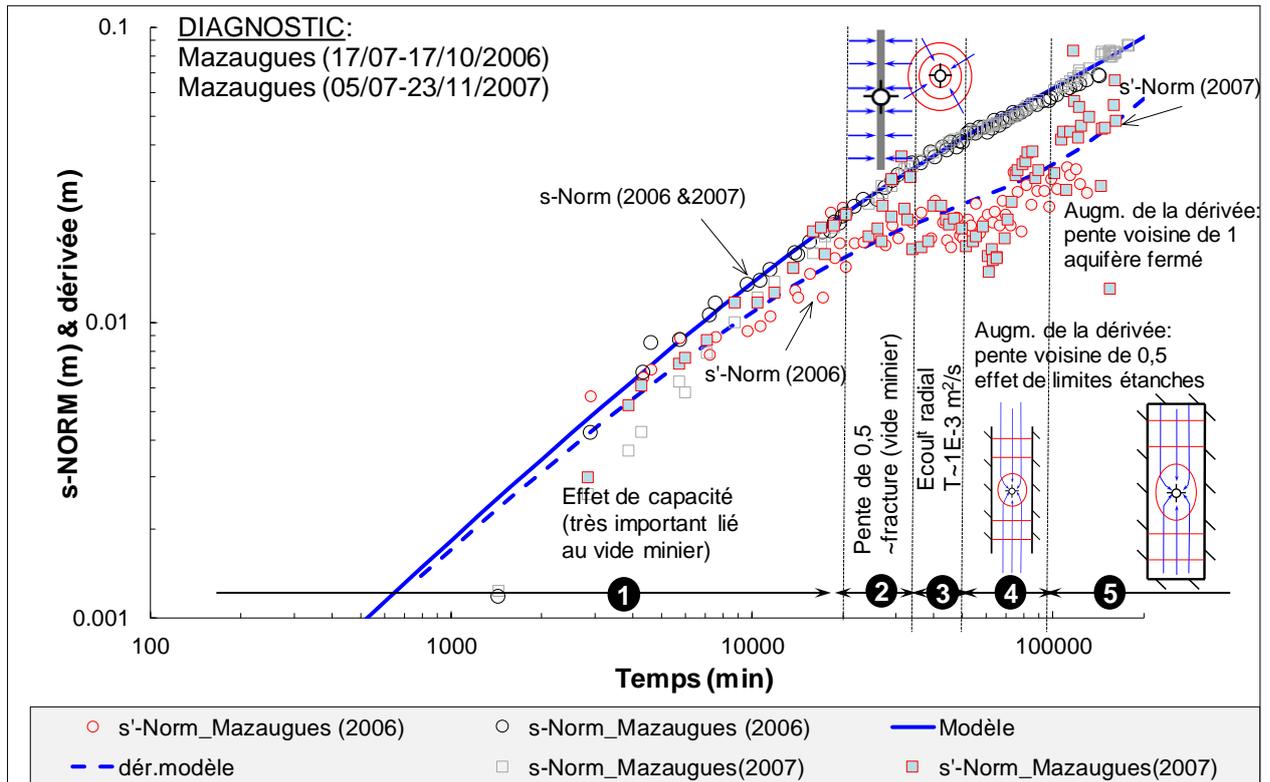


Illustration 133 : diagnostic des essais de 2006 et 2007 sur le puits d'aération de Mazaugues. Modèle à fracture verticale et aquifère limité dans l'espace.

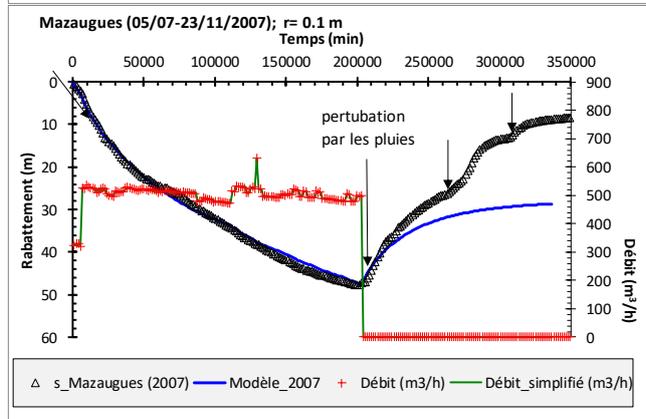
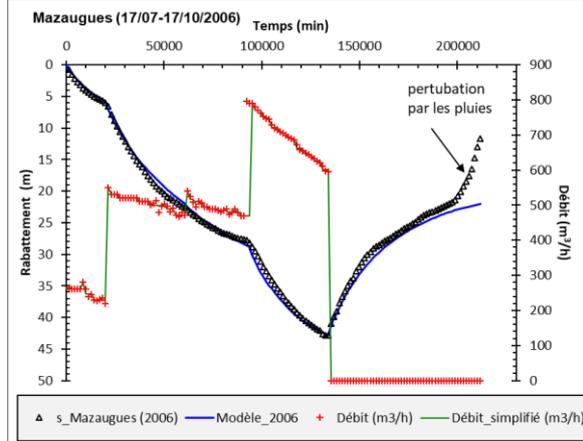
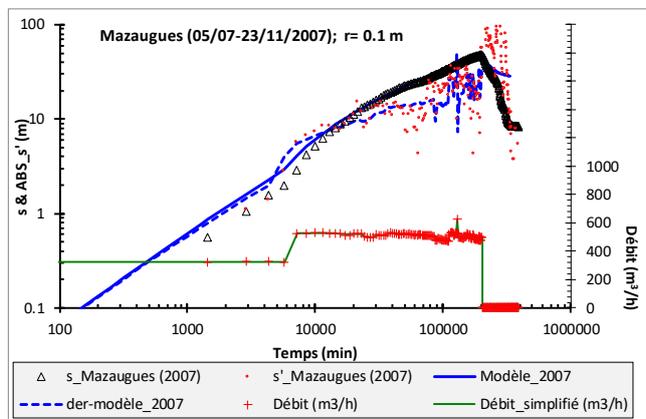
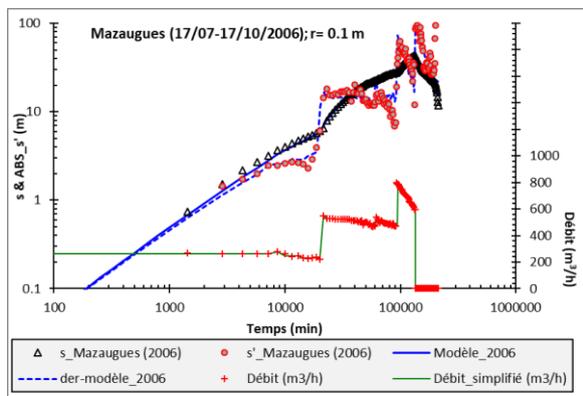


Illustration 134 : modélisations des essais de 2006 (gauche) et 2007 (droite) sur le puits d'aérage de Mazaugues. Modèle à fracture verticale et aquifère limité dans l'espace (Graphes du haut : échelle log-log ; graphes du bas : échelle arithmétique).

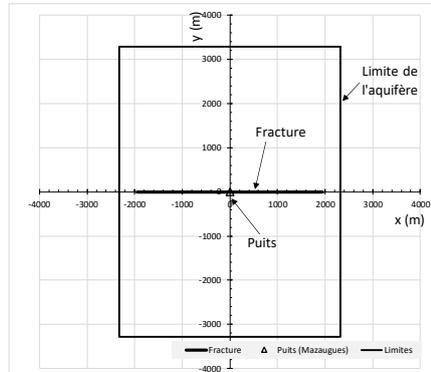


Illustration 135 : schéma de calcul utilisé pour les modélisations des essais sur le puits d'aérage de Mazaugues. Modèle à fracture verticale et aquifère limité dans l'espace.

	Mazaugues (17/07-17/10/2006)	Mazaugues (05/07-23/11/2007)
r (m)	0.1	0.1
T (m ² /s)	1.0E-03	1.0E-03
S (-)	2.0E-03	2.0E-03
xf (m)	1950.0	1950.0
Ty/Tx (-)	1.0	1.0
dist. lim. Et.1 (min)	45000.0	45000.0
dist. lim. Et.2 (min)	45000.0	45000.0
dist. lim. Et.3 (min)	90000.0	90000.0
dist. lim. Et.4 (min)	90000.0	90000.0
dist. lim. Et.1 (m)	2323.8	2323.8
dist. lim. Et.2 (m)	2323.8	2323.8
dist. lim. Et.3 (m)	3286.3	3286.3
dist. lim. Et.4 (m)	3286.3	3286.3
Rc (m)	50.0	50.0
C (m-5s ²)	80.0	80.0

Tableau 6 : paramètres hydrodynamiques, modèle à fracture verticale et aquifère limité dans l'espace. Puits d'aérage de Mazaugues.

- **Ce qu'il faut retenir**

Le puits d'aérage des anciennes mines de Bauxite de Mazaugues recoupe un aquifère formé par le banc calcaire satin du Crétacé supérieur suralimenté par les dolomies du Jurassique supérieur et sous une quarantaine de mètres de grès et de marnes peu perméables. L'analyse des essais par pompage de longue durée sur cet ouvrage montre, comme on pouvait s'y attendre, une très forte influence des vides miniers (galeries). Il montre aussi que l'aquifère est compartimenté et limité dans l'espace, a priori au nord et au sud par la largeur du synclinal (Illustration 137), et probablement par des jeux de failles pour les limites Est et Ouest, comme la faille NS de la Roquebrussane pour la limite Est (Illustration 136). Il est aussi probable, même si les essais ne

l'ont pas mis en évidence, que les formations sus-jacentes puissent alimenter cet aquifère par drainance. Celle-ci, si elle existe, devrait être faible. Concernant les sources du secteur (sources des Lecques, Lieutaud et Figuières), l'essai de 2006 n'a pas mis en évidence de façon formelle une baisse de leur débit, sauf peut-être pour la source de Figuières (constat visuel, absence de mesure). Cependant, on ne peut pas écarter que ces sources aient pu être impactées par cet essai (trop faibles variations au regard des valeurs de débit mesurées).

L'analyse de première adduction réalisée sur l'eau du puits a montré un dépassement de la norme pour les sulfates. C'est a priori lié aux sulfures contenus dans la Pyrite du secteur minier. Le réseau minier dont dépend le puits de Mazaugues ayant justement exploité le niveau de bauxite situé à l'interface entre le Jurassique et le Crétacé, il est difficilement envisageable de capter une eau dont la teneur en sulfates ne sera pas élevée. Donc outre l'influence du pompage sur le débit des sources alimentant le Caramy, ce problème de qualité est de nature à remettre en question le projet d'exploitation de cette ressource en eau.

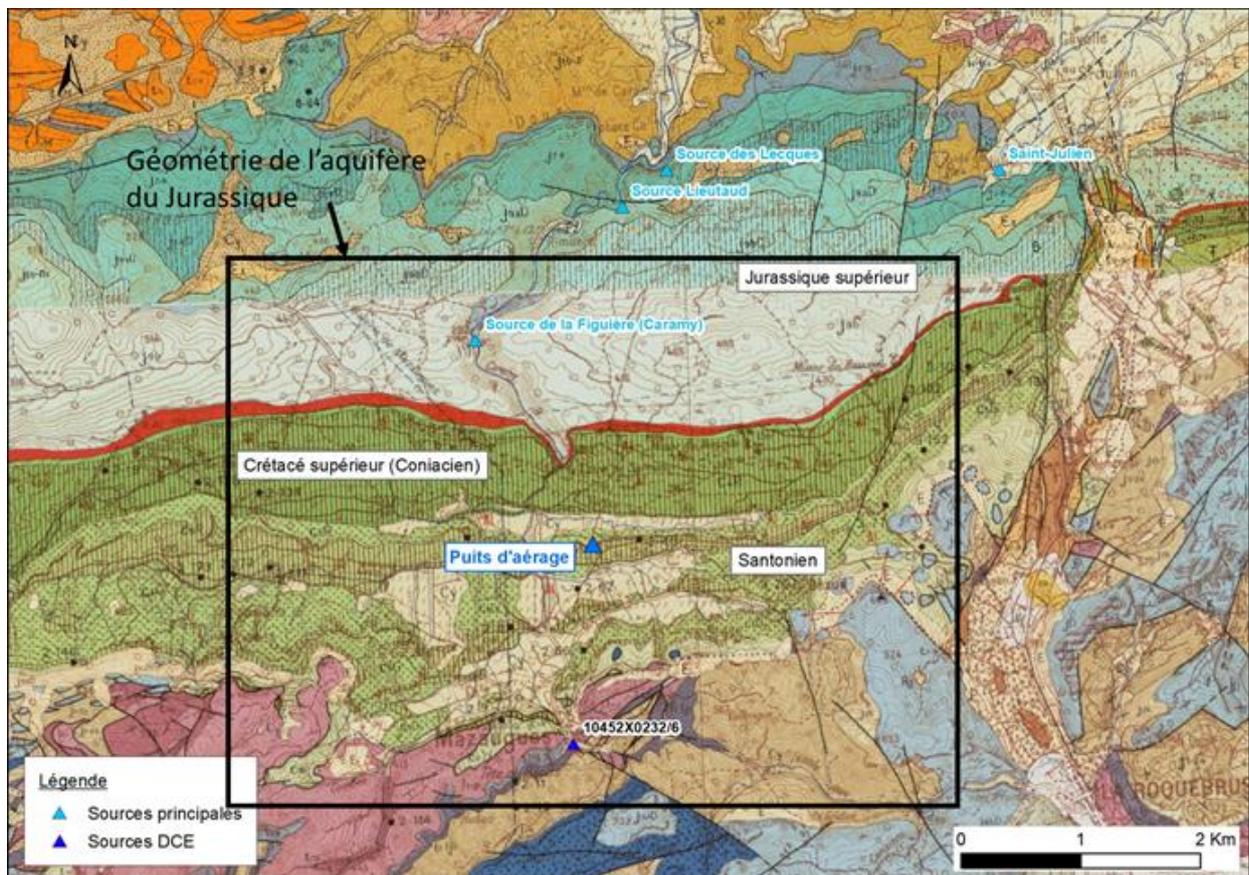


Illustration 136 : géométrie approximative de l'aquifère Crétacé-Jurassique du puits de mine de Mazaugues déduite de l'analyse des essais par pompage. En haut selon une coupe géologique S-N (extraite de SAFEGE, 2011), et en bas en plan sur fond de carte géologique (1/50

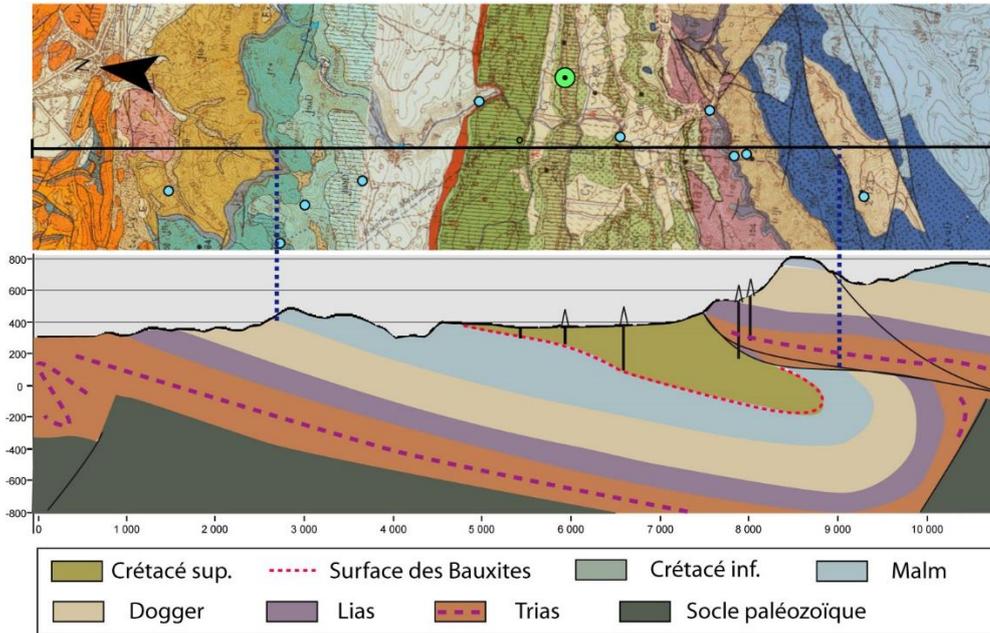


Illustration 137 : coupe NS passant par le forage de Mazaugues (en vert). Les limites en tirés bleus forcés correspondent à la limite approximative Nord et Sud du réservoir jurassique supérieur capté.

5.6.6. Perspectives et investigations sur le domaine Provençal

a) Bassin de l'Arc

Les interrogations à lever portent sur les débits prélevables en un point spécifique, car les débits prélevés à ce jour le sont via des ouvrages existants mais initialement non conçus pour cet usage (puits de mine). De plus, des accidents transverses au bassin peuvent avoir induit des effondrements (ou au contraire des surrections) rendant aléatoire les profondeurs cibles de forage.

La bonne connaissance de la géométrie du bassin, à une échelle opérationnelle, impliquerait une reconnaissance géophysique (sismique) embrassant tous les horizons, ce qui pourrait constituer un préalable à la réalisation de forages de petit diamètre permettant d'atteindre les couches cibles en divers points du synclinal, que ce soit dans l'axe et dans des positions plus latérales, mais aussi de part et d'autre du secteur d'Aix-en-Provence, pour rechercher l'Urgonien.

Des profils sismiques anciens sur le bassin avaient déjà été traités dans le cadre d'études menées dans les années 2000. À défaut de pouvoir réaliser des profils sismiques, il faudrait les réinterpréter à la lueur des connaissances récentes sur le bassin, pour guider les implantations de forages.

L'intérêt de ce secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Jurassique et Urgonien karstifiés à l'affleurement	Plus de 500 m en général et parfois plus de 1000 m	Bonne. Température peu élevée (< 28°C) à	Au moins 600 L/s (débit d'exhaure des puits de l'Arc,	Élevé

mais peu d'indice sous couverture	dans l'axe du synclinal	plus de 800 m de prof dans l'Hauterivien à Meyreuil	quand ils débordent).	
-----------------------------------	-------------------------	---	-----------------------	--

Il est désormais nécessaire d'organiser le partage de la ressource entre les différents usages (industriels et eau potable).

b) Secteur du Caramy-Issole

Un potentiel aquifère existe sur le secteur mais les connexions avec les hydrosystèmes de surface sont fréquentes et les aquifères sont compartimentés par les nombreuses discontinuités structurales.

Critères favorables de ce potentiel aquifère :

- Karstification avérée ;
- Formations de couverture peu perméables du Jurassique inférieur.

Critères défavorables :

- Compartimentation des aquifères limitant leur productivité ;
- Teneurs élevées en sulfates sous l'influence des évaporites contenues dans les formations du Trias.

Les investigations à mettre en œuvre pour tenter d'améliorer le taux de réussite de forages profonds déconnectés de la surface et avec une qualité de l'eau satisfaisante sont les suivantes :

- Etude de la structuration du synclinal de Mazaugues et du chevauchement Sud-provençal associé (massif Agnis) ;
- Caractériser le contexte hydrogéochimique du secteur et l'influence du Trias sur la qualité des eaux des aquifères constituant des ressources profondes potentielles.

L'intérêt de ce secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Elevée	Variable, jusqu'à 500m sous couverture	Présence de sulfates (Trias)	Oui, mais compartimentation des aquifères et connexion fréquente avec les hydrosystèmes de surface.	Faible

5.7. LE DOMAINE SUD-PROVENÇAL : SECTEURS 9- MASSIF DE LA NERTHE ET DE L'ETOILE ET 11- MASSIF DE LA SAINTE-BAUME

Le domaine Sud-provençal (Illustration 138) est limité au nord par le chevauchement sud-provençal de la Nerthe à la Sainte-Baume, par la côte méditerranéenne au sud et à l'ouest, et le Massif des Maures à l'est. Ce domaine est aussi appelé « Basse Provence » ou bien « l'Allochtone » ou encore « sous bassin Sud Provençal » et chevauche le domaine provençal et durancien. Il est constitué par les chainons de la Nerthe, de l'Etoile et de la Sainte-Baume, du bassin de Marseille, du massif d'Allauch, du massif des Calanques, du synclinal du Beausset et à l'est, des petits massifs jurassiques déchaussés par des vallées triasiques (Agnis, Gareoult, Pilon Saint-Clément).

Le réseau hydrographique est dominé en surface par le cours de l'Huveaune, d'une cinquantaine de kilomètres qui prend sa source au nord du Plan d'Aups avant de se jeter à la mer à la plage du Prado (Marseille). A l'est, le Gapeau, fleuve débouchant aux Salins d'Hyères, prend sa source sur la commune de Signes, alimenté par le massif d'Agnis. Dans le bassin du Beausset, le réseau hydrographique est dominé par les fleuves du Las, de la Reppe et du Grand-Vallat. Enfin, l'Issole prend sa source sur le versant nord-est de la Sainte-Baume.

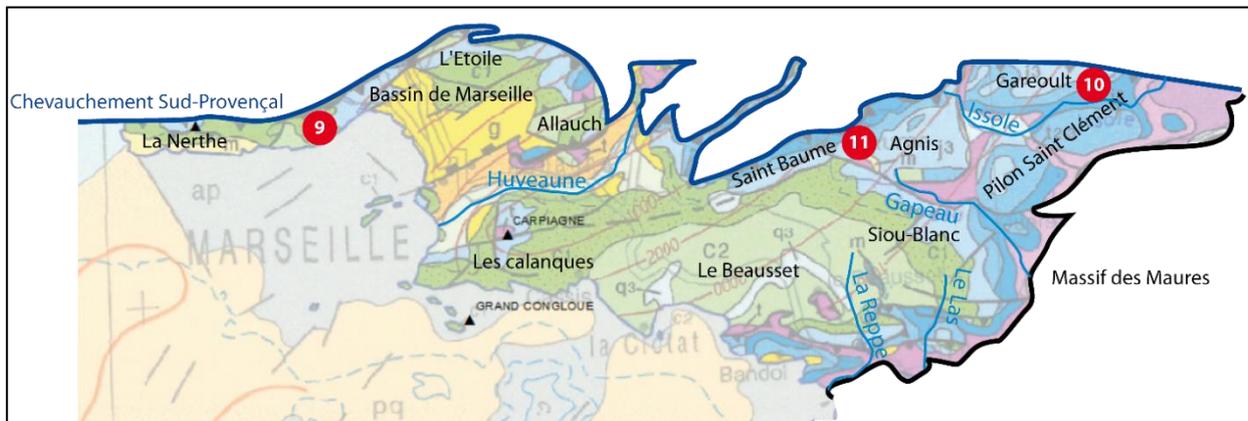


Illustration 138 : domaine sud-provençal de la zone d'étude, position des secteurs d'intérêt hydrogéologique, et localisation des forages profonds (triangles noirs) sur la carte géologique au 1/1 000 000^e.

5.7.1. Les réservoirs carbonatés

Les formations carbonatées « réservoirs » du domaine susceptibles d'être karstifiées et d'héberger des karsts profonds sont (de haut en bas) :

- les formations du Crétacé inférieur. Pour les Massifs de la Nerthe, l'Etoile et d'Allauch, les réservoirs se situent dans le Berriasien inférieur et moyen, le Valanginien inférieur et concernent toutes les formations de l'Hauterivien et du Barrémien que constituent les faciès urgoniens. Dans l'unité du Beausset, le Crétacé inférieur est constitué par des calcaires Valanginien à Barrémien avec les faciès Urganien au sommet. Cet intervalle est séparé de l'aquifère du Jurassique par le Berriasien marneux et du réservoir crétacé supérieur par les formations plus argileuses de l'Aptien. La série est traversée par le forage de Grand Conglou, en mer, qui est affecté par de nombreuses pertes totales dans les formations urgoniennes à 183 m de profondeur et les formations du Valanginien entre 530 et 555 m de profondeur ;

- les formations du Jurassique. Les réservoirs jurassiques sont, pour ce domaine, les dolomies du Jurassique supérieur et les calcaires du Callovien. Cet ensemble réservoir est séparé du réservoir calcaro-dolomitique du Lias par les marno-calcaires du Dogger (Bathonien et Bajocien). Le forage La Folie implanté sur la Nerthe est affecté par une perte totale à 360 m et des pertes partielles entre 400 et 633 m dans les calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur. Sur le forage de Carpiagne une perte totale apparaît dès le début du forage jusqu'à 226 m dans les formations du Jurassique supérieur et du Callovien. Au Sud, en mer, le forage de Grand Conglou est affecté par une perte totale à 813 m de profondeur dans ces mêmes faciès ;
- les formations du Trias, qui à l'Est du domaine affleurent ou sont proches de la surface. Les réservoirs carbonatés sont composés par les dolomies du Muschelkalk.

5.7.2. La géométrie des formations

Pour imaginer la géométrie des formations en profondeur, la couverture du domaine par les profils sismiques disponibles et retraités par le BRGM est assez lacunaire. Pour pallier à ce manque, on s'appuiera donc sur les coupes disponibles en bibliographie pour la partie Ouest et Sud (Illustration 139). Pour la partie Est, des profils sismiques ont donc été retraités dans le cadre de ce projet (Illustration 139, Illustration 49). Malheureusement, les profils sismiques dans cette zone sont fortement bruités et les réflecteurs perturbés, ce qui rend l'interprétation difficile, et l'observation de détails impossible. Néanmoins, elles traduisent le style structural du secteur et aident à la construction de deux coupes géologiques qui traversent le chevauchement Sud Provençal (Illustration 139).

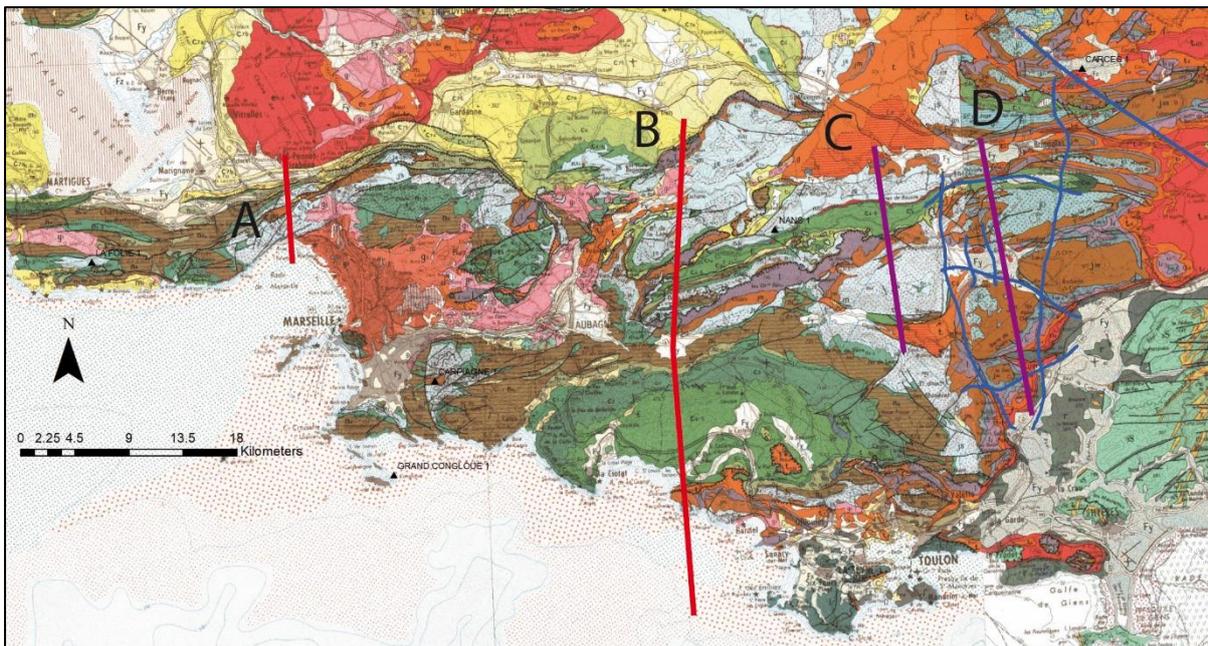


Illustration 139 : localisation des profils sismiques retraités pour cette étude (en bleu) qui ont servi à la construction des coupes C et D. Les coupes A et B sont issues de la littérature.

a) La Nerthe et l'Etoile

Il s'agit d'une chaîne de montagne formée d'un anticlinal chevauchant à vergence Nord qui sépare le domaine Sud-Provençal du domaine Durancien au Nord. Son flanc Sud est composé d'une assise rigide composée par les dolomies du Jurassique et des formations du Crétacé

inférieur. Il s'agit d'un chevauchement pyrénéo-provençal dont l'initiation a commencé au Crétacé terminal et dont l'essentiel du plissement et du déplacement s'est fait à l'Eocène (Bartonien). Cette structure, visible en gravimétrie, se poursuit dans le domaine Rhodanien (Illustration 69).

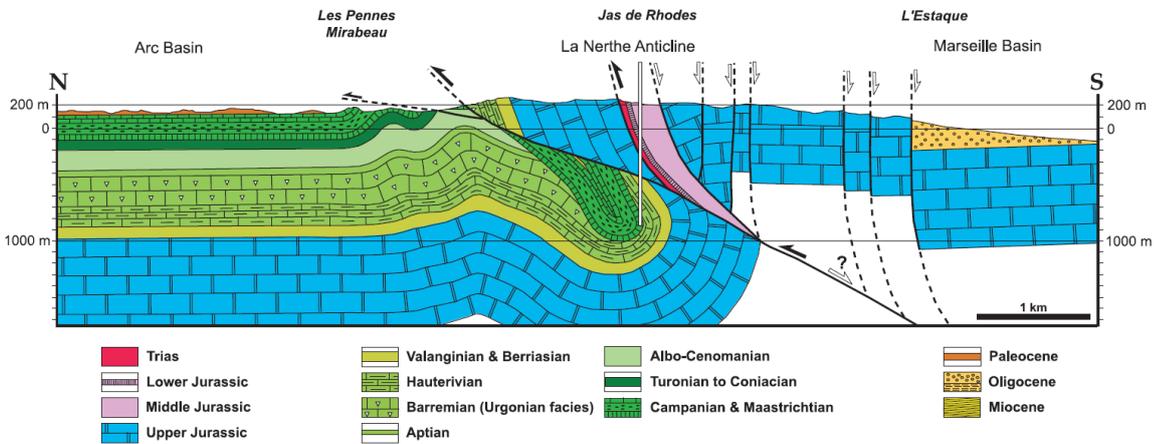


Illustration 140 : coupe géologique NS de la Nerthe (Andreani et al., 2010). Coupe A sur l'illustration 139.

b) L'unité du Beausset et la Sainte Baume

L'unité du Beausset est un synclinal à cœur crétacé limité au Sud par le chevauchement de socle de Bandol. Il constitue la partie chevauchante décollée sur le Trias du chevauchement Sud Provençal. L'émergence actuelle du chevauchement se situe sur le flanc Sud de la Sainte Baume, mais la flèche de déplacement vers le Nord de ce chevauchement a été importante car le bloc chevauchant, érodé aujourd'hui, a atteint le Sud du synclinal de l'Arc (Illustration 141).

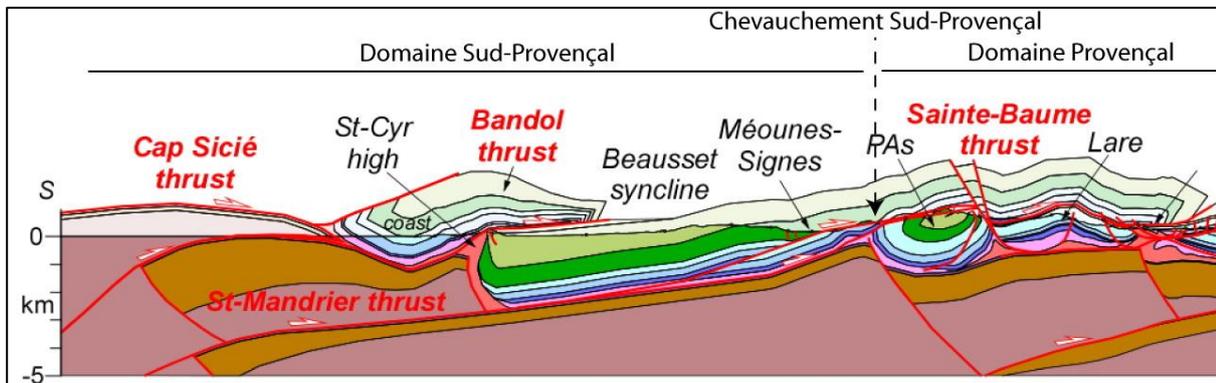


Illustration 141 : coupe géologique SN illustrant le style structural du domaine Sud-Provençal entre le Cap Sicié et le chevauchement Sud-Provençal (modifié d'après la thèse J.Balansa, en cours). L'émergence actuelle du chevauchement se situe au niveau de la Sainte Baume mais le bloc chevauchant érodé aujourd'hui, est allé plus loin au Nord. Coupe B sur l'illustration 139.

c) L'Est de la Sainte Baume

Plus à l'Est le chevauchement Sud-Provençal se poursuit dans une configuration similaire, en chevauchant vers le Nord le synclinal crétacé de Mazaugues qui appartient au domaine Provençal dans la continuité du synclinal de la Sainte Baume et du Plan d'Aups. Ici les reliefs jurassiques qui arment les reliefs appartiennent au domaine Sud-Provençal.

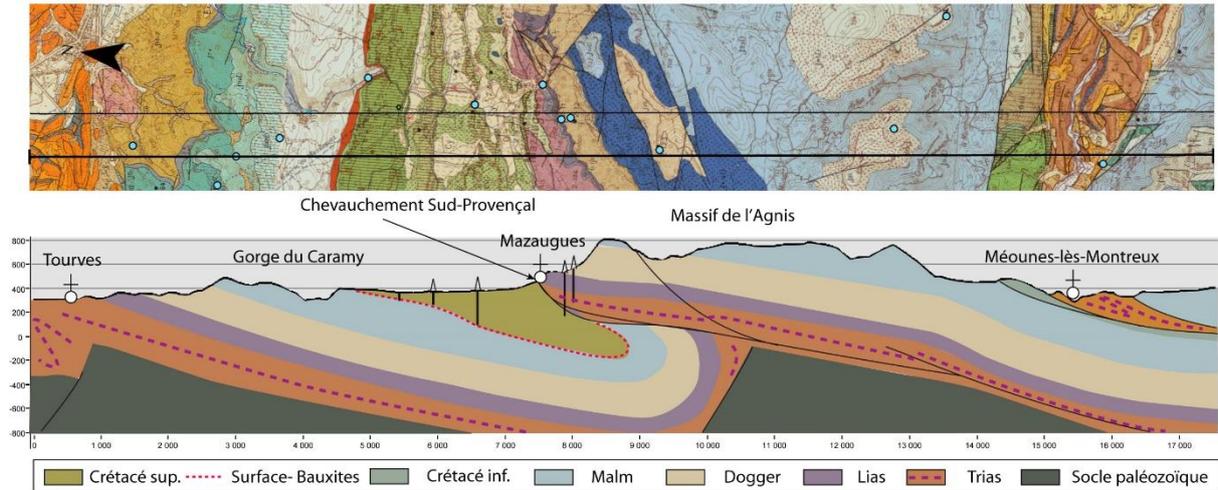


Illustration 142 : coupe géologique NS passant par le Massif de l'Agnis et le chevauchement Sud-Provençal. Coupe C sur l'illustration 139.

A l'Est de la faille de Roquebrussane, le Trias est plus proche de la surface et les mouvements tectoniques de décollement sont plus importants voire diapiriques. C'est notamment le cas de la Vallée de l'Issole, dont le substratum est triasique (Illustration 143). La complexité des déformations dans le Trias est difficile à contraindre car la résolution de la sismique n'est pas suffisante et la vallée est recouverte par les alluvions quaternaires de l'Issole. L'émergence du chevauchement Sud-Provençal apparaît dans ce secteur au Nord du massif de Garéoult (Illustration 143). On retrouve aussi la forme synclinale à cœur Crétacé qui se poursuit dans la continuité du synclinal de la Sainte Baume.

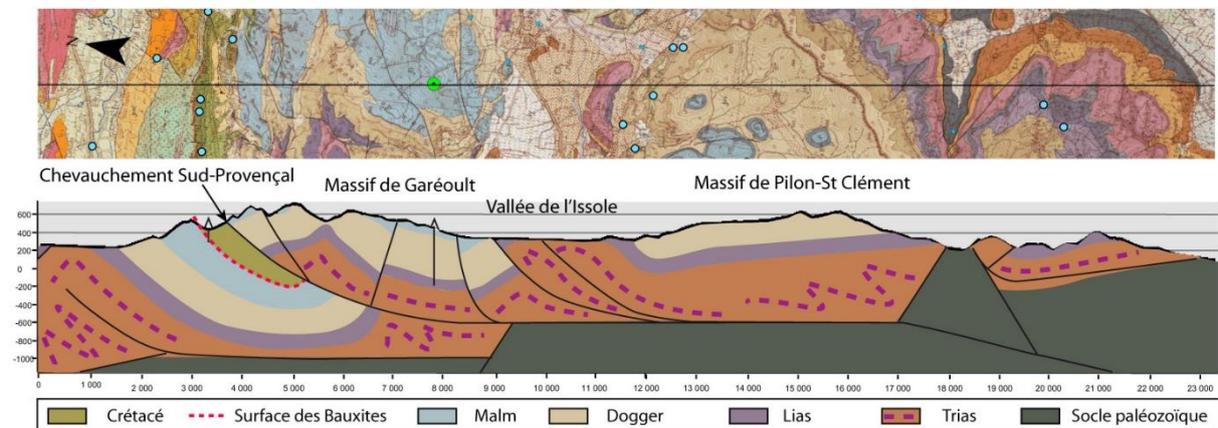


Illustration 143 : coupe géologique NS passant par les massifs de Pilon St-Clément et Garéoult, et le chevauchement Sud-Provençal. Coupe D sur l'illustration 139.

5.7.3. Karstification

Ce domaine a été très étudié concernant les manifestations karstiques et le fonctionnement des systèmes karstiques. Les phases de karstification en Provence associées aux phases tectono-eustatiques montrent que le karst peut potentiellement être très ancien. La datation des phases de karstification reste cependant difficile. Seuls quelques indices disparates permettent un calage temporel de l'évolution et la structuration des réseaux karstiques. Il est alors difficile d'estimer parmi toutes les phases possibles lesquelles sont prépondérantes. Néanmoins, le Messinien semble jouer un rôle majeur car il représente une variation eustatique considérable qui a permis la structuration des karsts en profondeur.

Concernant les épisodes d'altération et de karstification au Crétacé inférieur, la bauxite constitue ici aussi un marqueur de cet épisode. Le plus emblématique étant situé sur le massif d'Allauch (Illustration 144) car la bauxite possède un mur d'âge Barrémien et un toit cénomanien, ce qui constitue la période la plus restreinte pour l'épisode bauxitique. Le toit cénomanien a subi un ravinement important sous les sédiments turoniens qui au final, constituent le toit le plus fréquent des altérites sur le massif (Lajoinie & Laville, 1979). Certains gisements se trouvent sous forme de poches recueillant les résidus d'une ancienne couche bauxitique remaniée par la transgression turonienne. Le mur barrémien de la bauxite est de plus en plus érodé vers le NE sous le turonien transgressif.

Au sud-est du massif d'Allauch, l'absence d'indice bauxitique et la présence des formations marines de l'aptien au sein de la série renversée indique que la formation bauxitique est absente au sud. Dans le bassin de Marseille, les formations du Crétacé inférieur, aptiennes et albiennes, sont aussi conservées (Illustration 145). Le massif de la Nerthe, où les formations aptiennes sont présentes, n'est d'ailleurs pas non plus une unité bauxitifère. Sur ce massif, les forages révèlent des écaillés de Crétacé supérieur recouvrant le Crétacé inférieur sans rencontrer de bauxite, ce qui suggère le non développement de la formation bauxitique ou son érosion complète. Au sein du massif de l'Etoile, aucune formation bauxitique n'est connue. L'occurrence semble d'autant plus faible que cette zone avait une situation plus méridionale lors de la période de bauxitisation et qu'elle avoisine des séries sans lacune de sédimentation de l'Aptien au Cénomaniens inférieur (Guieu & Philip, 1972).

La bauxite est présente dans l'aire du synclinal du Beausset, en particulier dans sa partie est (Evenos et le Revest les Eaux), où leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres d'après les forages Péchiney jusqu'à plus de 150 m (Lajoinie & Laville, 1979). Ailleurs, la surface des bauxites est présente partout, exceptée dans la partie sud (au nord du Massif du Gros Cerveau).

Comme précédemment, la surface scellée sous la bauxite présente une morphologie en creux et bosse typique d'une altération sous couverture (Illustration 144).



Illustration 144 : témoin de l'altération de la phase des bauxites. A gauche : crypto-lapiaz de la surface des bauxites au nord du stade de Revest (Camus & Jouves, 2018). A droite : Mur de l'érosion médio-crétacée scellé par les bauxites dans le Massif d'Allauch (Foumillon, 2012 ; cliché N. Romeuf).

Sur la bordure sud de l'Isthme Durancien, dans le secteur de l'Huveaune, on retrouve des morphologies karstiques dans les niveaux triasiques comblés postérieurement par des dépôts lacustro-palustres de calcaires à oncoïdes d'âge Santonien (Arnaud et al., 1990). La karstification est interprétée comme étant contemporaine du Crétacé supérieur et vraisemblablement du

Campanien (Valdo-Fuvélien). Ceci atteste que le nord de l'unité du Beausset dans le secteur de Signe était en partie exondée dès le Campanien et qu'affleurerait à cet endroit le Trias.

Ces phases de structuration karstique les plus anciennes (durant le bombement de l'Isthme Durancien, puis après l'épisode marin du Crétacé supérieur durant toute la période continentale qui a suivi le Crétacé terminal et le Paléocène) sont à l'origine de discontinuités majeures au sein du réservoir qui ont été fixées dans leur géométrie après la mise en place des structures pyrénéo-provençales. Elles s'expriment par la surface des bauxites ou le maillage des couloirs d'altération (Jouves, 2018; Jouves et al., 2020).

Concernant les indices de karstification hypogène, ils ont été répertoriés au nord de l'unité du Beausset (Jouves, 2018) dans le massif des Morières et au sud sur les massifs du Croupatier et du Gros Cerveau. Ils indiquent une première phase de karstification par remontée de fluides en bordure du bassin. Peu de marqueurs chronologiques permettent de proposer un calage temporel pour cette phase de karstification, mais celle-ci s'est certainement produite alors que les massifs étaient encore en fonctionnement captif, enfouis au moins partiellement sous les couvertures sédimentaires du Crétacé supérieur (Camus & Jouve, 2018). Étant donné que la karstification postérieure épigène réutilise les couloirs d'altération préalablement formés, cette phase est attribuée aux premiers stades de karstification du massif, possiblement durant le Paléocène-Éocène (Camus & Jouves, 2018). Cette phase de karstification est certainement responsable de l'altération par fantômisiation des dolomies jurassiques du massif des Morières.

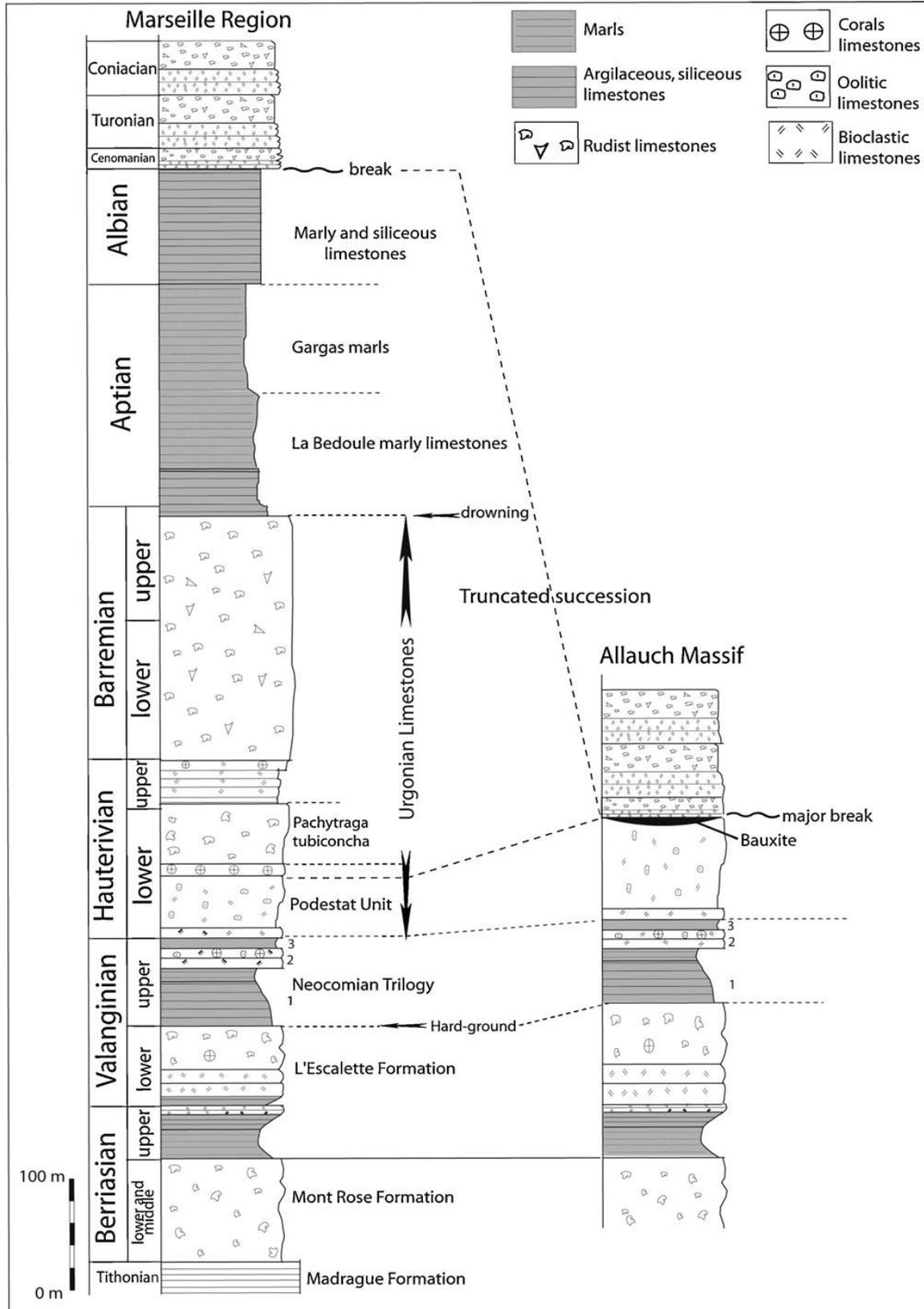


Illustration 145 : corrélation entre les séries sédimentaires régionales de Marseille et d'Allauch (Guyonnet-Benaize et al., 2010). La surface des bauxites est absente à Marseille puisque les formations crétaées inférieures sont conservées.

A la suite de cette structuration pyrénéenne, une surface d'érosion se met en place en position haute et recoupe la surface des bauxites et les chevauchements pyrénéo-provençaux. Ainsi, dans le domaine Sud-provençal, de vastes morphologies planes affectent aussi bien les zones sommitales que les piedmonts des massifs de la Nerthe ou de la Sainte-Baume, ou du plateau du Camp. Ces surfaces peuvent résulter soit d'un aplanissement continental, soit d'un façonnement marin (surface d'abrasion marine). Localement ces surfaces sont scellées par divers niveaux du Miocène inférieur à supérieur, mais lorsque celles-ci ne comportent aucun indice marin, leur origine reste plus spéculative. Ainsi, ces surfaces apparaissent dès l'Oligocène et dans un milieu continental pour Nicod (1967) et Nury (1988), et à partir du Miocène et dans un milieu marin (abrasion marine) pour d'autres (Rousset, 1973; Tassy, 2012). Selon Jouvès (2018), deux surfaces peuvent être distinguées :

- une première surface, en place en position haute, qui recoupe la surface des bauxites et les chevauchements pyrénéo-provençaux. Cette surface apparaît très déformée et est portée en altitude par plusieurs phases tectoniques. En raison de la proximité du niveau de base, la morphogenèse est dominée par la crypto-altération et le développement d'aplanissements par recul basal de bordures de corrosion au détriment de reliefs résiduels, les buttes karstiques (Jouvès, 2018). On retrouve cette surface à buttes karstiques sur les hautes surfaces des massifs d'Agnis et des Morières. L'âge de cette surface est attribué à l'Oligocène, en lien avec le rifting ouest européen (Séranne, 1999) ;
- une deuxième surface s'emboîte à une côte inférieure au sein de l'aplanissement précédent. La genèse de cette surface est attribuée à la fin de l'Aquitainien. Sur le Massif cristallin méridional et le massif des Maures, cette surface "aérienne" aurait été le siège d'écoulements de type fluvial provenant de l'ouest et du sud (Blanc, 2010). Elle se retrouve dans le secteur du Beausset, où elle est jalonnée de traceurs fluviaux provenant du massif cristallin méridional et traduit un transit sédimentaire du sud-est vers le nord-ouest (Jouvès, 2018). L'aval de cette paléo-surface correspond aux replats du plateau du Camp (Camus & Jouvès, 2018) qui correspond à un vaste fluvio-poljé qui évolue par emboîtement. Enfin cette surface se poursuit vers l'ouest où la proximité de la mer est attestée par un remplissage marin daté par une faune du Langhien-Serravalien dans le paléokarst du Douard (Philip et al., 1975). La topographie de la péninsule de la Nerthe correspond aussi à cet aplanissement qui tronque la structure pyrénéo-provençale et est antérieure à la transgression burdigalienne (Clauzon et al., 1990).

Au Miocène supérieur, la région est soumise à la phase de compression alpine, mais le domaine Sud-provençal reste moins affecté que le reste de la Provence (Combes, 1984; Champion et al., 2000; Bestani et al., 2015). Il n'en reste pas moins que la région subit un soulèvement, notamment l'ensemble des massifs autour de l'unité du Beausset. Cela est attesté par le remplissage marin du Douard, daté du Langhien-Serravalien (Philip et al., 1975), porté à une altitude de 235 m NGF. Le climat durablement chaud et humide permet la reprise de la karstification de la "surface fondamentale". Ce climat favorable, associé à la mise en place d'un gradient hydraulique, entraîne l'emboîtement de petits poljés au sein de la surface précédente. La communication hydraulique entre ces poljés s'établit par de grands réseaux horizontaux actuellement suspendus (Nicod, 1967; Blanc, 1997). L'épisode tortonien se traduit aussi dans le karst par des ruptures de spéléothèmes et des déformations de galeries (Blanc, 1992).

L'épisode messinien conserve dans ce domaine Sud-provençal des marqueurs, tels que des paléo-canyons sous-marins (Tassy, 2012) et le fonctionnement sous-aquatique de sources sous-marines reliées à de grands systèmes karstiques terrestres. Les plus importantes sources connues sur le littoral provençal émergent à la base des falaises urgoniennes du massif des Calanques, sur la partie occidentale de l'Unité du Beausset. Ce sont les sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan, situées dans la baie de Cassis et dont l'exutoire est situé quelques

mètres sous le niveau marin actuel. Ces sources sont étudiées depuis longtemps (Corroy et al., 1958; Douchet, 1992 ; Gilli, 2002; Blavoux et al., 2004; Cavalera et al., 2007).

L'origine messinienne de ces sources est communément acceptée. Le réseau exploré en spéléoplongée montre un développement sub-horizontale de plusieurs kilomètres. Concernant le réseau de la source de Port-Miou, la galerie s'arrête sur un puits vertical plongé jusqu'à - 223 m NGF après un développement de deux kilomètres (Illustration 146). Concernant ce puits, il est encore impossible de trancher entre une origine descendante lors de la chute du niveau de base ou bien un creusement « *per ascensum* » lors de la remise en eau au Pliocène.

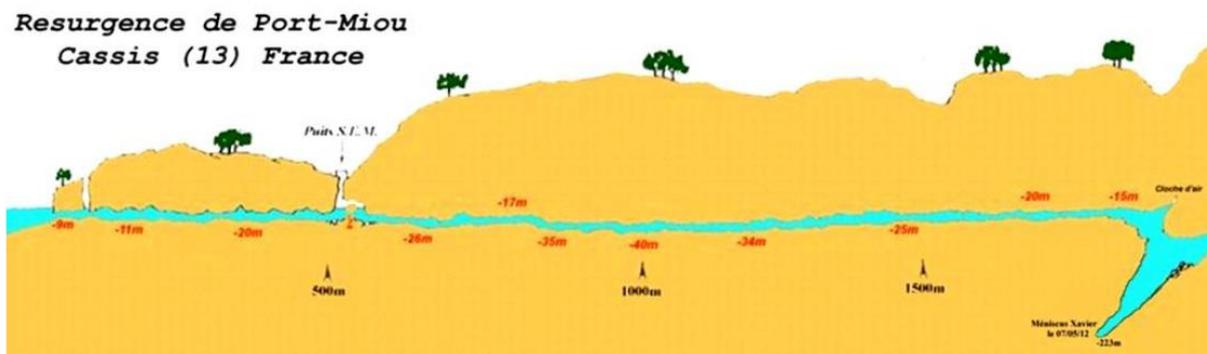


Illustration 146 : coupe développée du réseau de Port-Miou après l'exploration de Xavier Méniscus à - 223m en 2012 (Tassy, 2012 ; d'après Meniscus, 2012)

En mer, de profonds canyons messiniens ont incisé le plateau continental dans le secteur (Guennoc et al., 2000; Gorini et al., 2005; Tassy 2012) : canyon de Planier, canyon de Cassidaigne et sa prolongation avec le canyon de Bandol (Illustration 147; Illustration 148). Or ces canyons ne sont connectés à aucun système fluvial sur le continent. A terre, cette incision n'existe pas. L'absence de réseau fluvial de surface en amont et la forme supposée de reculée karstique de la tête des canyons de Cassidaigne et de Bandole suggèrent une connexion entre les systèmes karstiques terrestres et les canyons (Audra et al., 2004). Ces canyons constituent donc les paléo-exutoires des systèmes karstiques terrestres du domaine Sud-provençal, lors de la crise messinienne.

Le paléo-canyon de Bandole semble constituer l'exutoire de la partie est de l'Unité du Beausset, peut-être même jusqu'au chevauchement de la Sainte-Baume (Tassy, 2012; Illustration 148). En revanche, l'absence d'incision fluviale dans le socle cristallin en aval du Las et du Gapeau, indique que ces vallées n'existaient pas encore ; le massif n'était donc pas drainé par le réseau hydrographique de surface au Messinien (Jouves, 2018). Si la vallée du Gapeau n'existait pas, elle ne déconnecte pas encore le massif de l'Agnis ni des massifs jurassiques de la partie orientale (Gareoult, Pilon Saint Clément), ce qui signifie que la karstification messinienne de cette aire a pu s'organiser selon ce drainage.

Le paléo-canyon de Cassidaigne se situe au droit des rivières souterraines de Port-Miou et du Bestouan qui draine la partie ouest de l'unité du Beausset (Tassy, 2012; Fournillon, 2012) et peut-être les massifs de la Sainte-Victoire et de la Sainte-Baume (Cavalera, 2007; Cavalera et al., 2009). On notera que le flanc sud de la Sainte-Baume est percé de nombreux avens verticaux (Fournillon, 2012). Cette spéléogénèse tranche avec son flanc nord alimentant le bassin de l'Argens qui présente de grands réseaux étagés (tel le Saint-Cassien). Cette différence pourrait s'expliquer par une structuration différente au cours du messinien et un abaissement du niveau de base plus important sur le flanc sud.

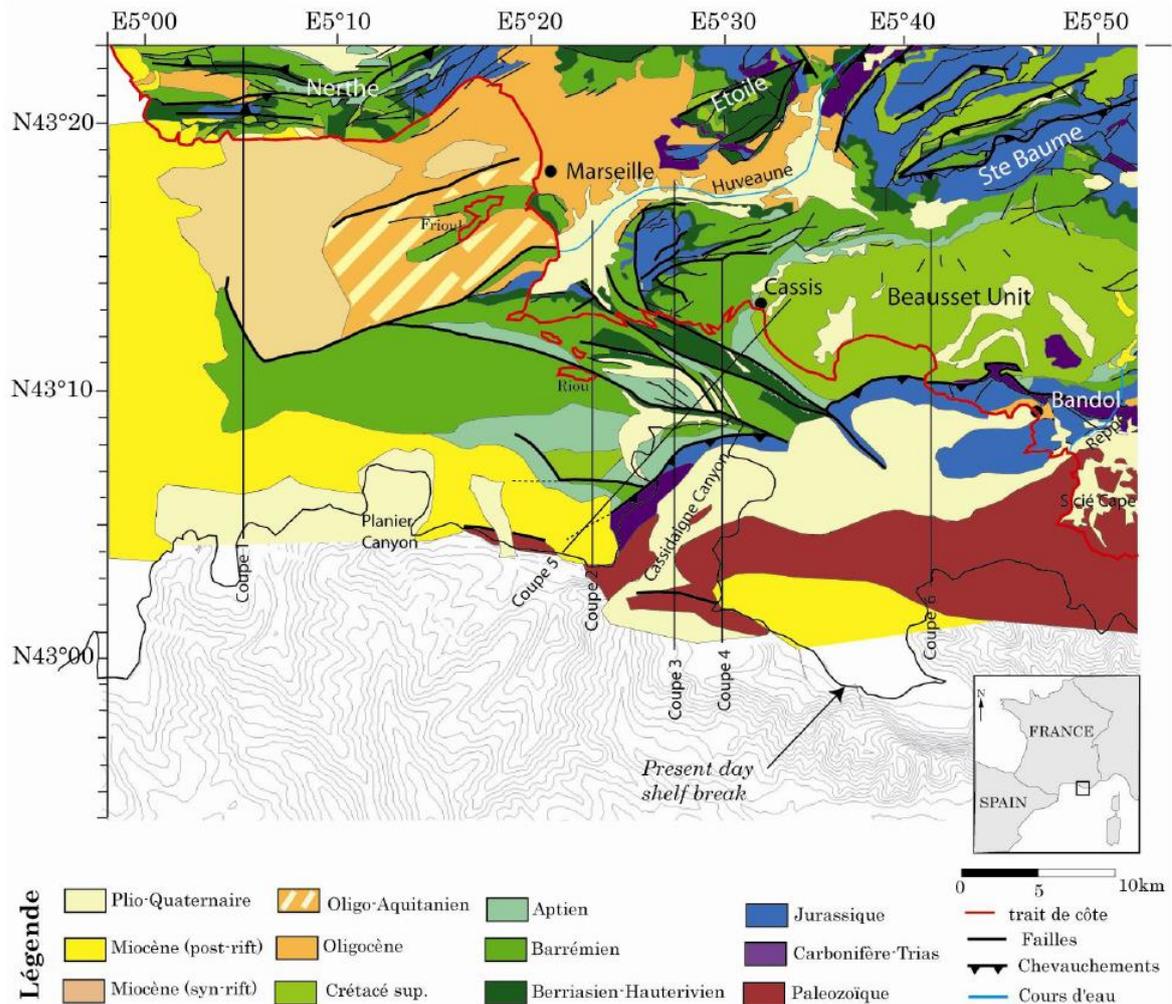


Illustration 147 : carte géologique de la Basse Provence à terre complétée par la carte géologique en mer (Tassy, 2012 ; Tassy et al., 2014). La production de la carte en mer est déduite de l'interprétation des profils sismiques (issus de plusieurs campagnes) et des échantillons récupérés sur le fond marin. L'unité 6 (Plio-Quaternaire) apparaît sur la carte depuis le secteur de Bandol à terre, et relie le canyon de Cassidaigne en mer.

Le bassin de l'Huveaune ne présente pas non plus d'incision messinienne. Tassy (2012) suggère une paléo-connexion entre le système fluvial messinien de l'Huveaune et le paléo-canyon du Planier (Illustration 148).

Enfin, concernant la Nerthe, là non plus, aucune incision messinienne n'est répertoriée impliquant un paléo-drainage souterrain et un paléo-exutoire en mer. A ce stade toutes les hypothèses sur la position de ces paléo-exutoires sont spéculatives: Port-Miou ? Paléo-canyon du Planier ? Ou plus à l'ouest, dans le bassin des Arlésiens ou au Grand Faraman (situation Illustration 39) ?

Lors de la remontée du niveau de base au Pliocène, l'oblitération des anciennes sorties force les systèmes karstiques à se réorganiser pour ressortir à de nouvelles localisations. Si les vallées et canyons que l'on observe aujourd'hui ne sont pas messiniennes, cela rejette au post-messinien l'organisation des réseaux karstiques en lien avec les sorties actuelles.

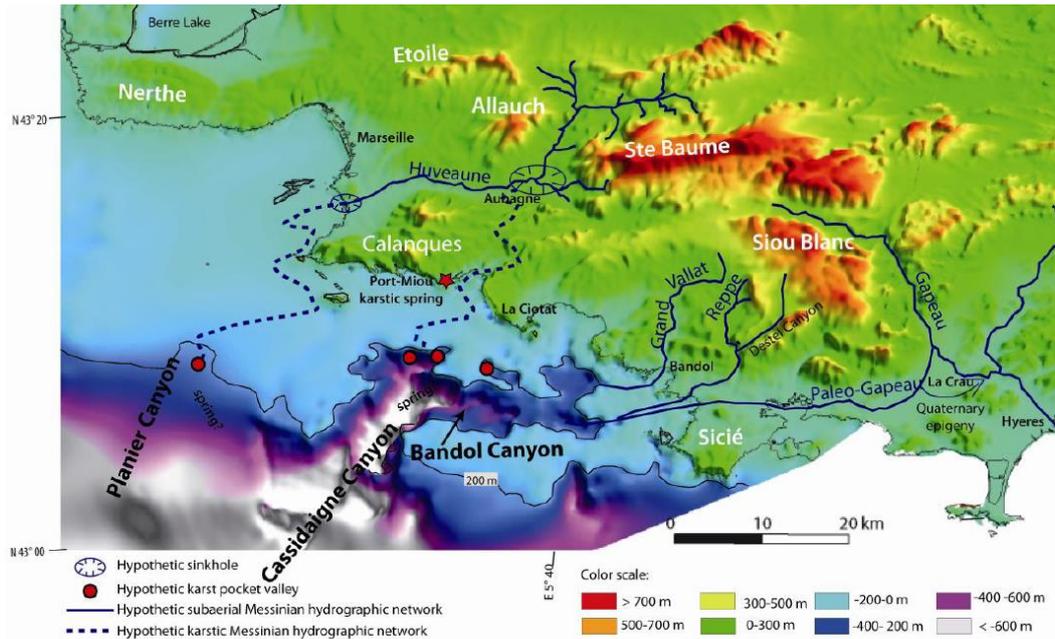


Figure 5- 23 : Figure 19: Messinian hydrographic network display on the base Plio-Quaternary surface of Provence shelf. Dashed lines: if the hydrographic network is of karstic nature; full lines if it is subaerial. Hypothetical Messinian springs are indicated in Planier and Cassidaigne canyons heads by red circles. Present-day rivers and massifs onland are also drawn.

Illustration 148 : MNT de l'incision messinienne (base du Plio-Quaternaire). Position hypothétique des circulations karstiques, en pointillé, en lien avec les canyons messiniens. Tassy, 2012.

Tassy (2012) met en évidence un basculement de la marge provençale durant le Pliocène avec une surrection de 100 à 300 m au niveau du massif de Siou-Blanc. Avec l'abaissement du niveau de base consécutif à ce basculement, les canyons et vallées périphériques se développent, telle que la vallée du Gapeau, du Las et les canyons du Destel et de la Reppe (unité du Beausset). L'érosion différentielle et le recul des vallées plio-quaternaires engendrent la création de nouvelles zones de restitution. Ces nouvelles zones de restitution provoquent une dynamique de décolmatage régressif des systèmes de couloirs d'altération à l'intérieur du réservoir. Lorsque ces couloirs d'altération ont déjà été sollicités par des circulations karstiques, comme cela a été potentiellement le cas lors de l'oscillation du niveau de base messino-pliocène, ces phénomènes d'adaptation des zones de restitution consistent à creuser un conduit de raccordement entre les structures de drainage préalablement en place pour assurer la décharge de l'aquifère profond. Dans la vallée du Gapeau, la phase de creusement par érosion régressive post-messinienne est responsable du déchaussement des structures géologiques du Lias au Jurassique supérieur (Camus & Jouvès, 2018).

L'incision Pliocène, a donc permis au Trias d'affleurer au fond des vallées. Au sein des massifs jurassiques isolés par ces vallées, la karstification s'est réorganisée en fonction des points topographiques les plus bas ou des niveaux imperméables. Les lacs issus d'effondrements karstiques sur substratum triasique sur les communes de Besse-sur-Issole (Lac de Besse et Lac Gavoty), Flassans-sur-Issole (Lac redon), Gonfaron (Lac de Bonne Cougne), Saint Maximin (Lac de l'Etendard), La Roquebrussanne (le Petit Laoucien et le Grand Laoucien) sont la conséquence de ce dernier épisode d'incision et des variations glacio-eustatiques du Quaternaire, permettant l'existence d'un karst sous les vallées actuelles. Ces effondrements sont sensibles aux variations du niveau de base, car ils apparaissent du fait de la situation hydrique critique de ces bassins. C'est le cas notamment de la partie amont de l'Issole (Nicod, 2007, 2008), où les périodes de sécheresse persistante sont révélatrices d'une situation inquiétante, à laquelle contribue la surexploitation des aquifères.

5.7.4. Informations hydrogéologiques du secteur Nerthe-Etoile-Garlaban (n°9)

Ce massif a été très peu étudié.

Les massifs de la Nerthe (à l'ouest), de l'Etoile (au centre) et du Garlaban (à l'est) sont très compartimentés et faillés par la tectonique (Illustration 149). Ils sont principalement alimentés par les précipitations. Ils sont quasiment dépourvus d'écoulements de surface, les eaux s'infiltrant très rapidement vers le karst. Il n'est pas connu d'exutoire majeur de ces massifs bien que quelques sources pérennes soient recensées (Cavalera, 2007).

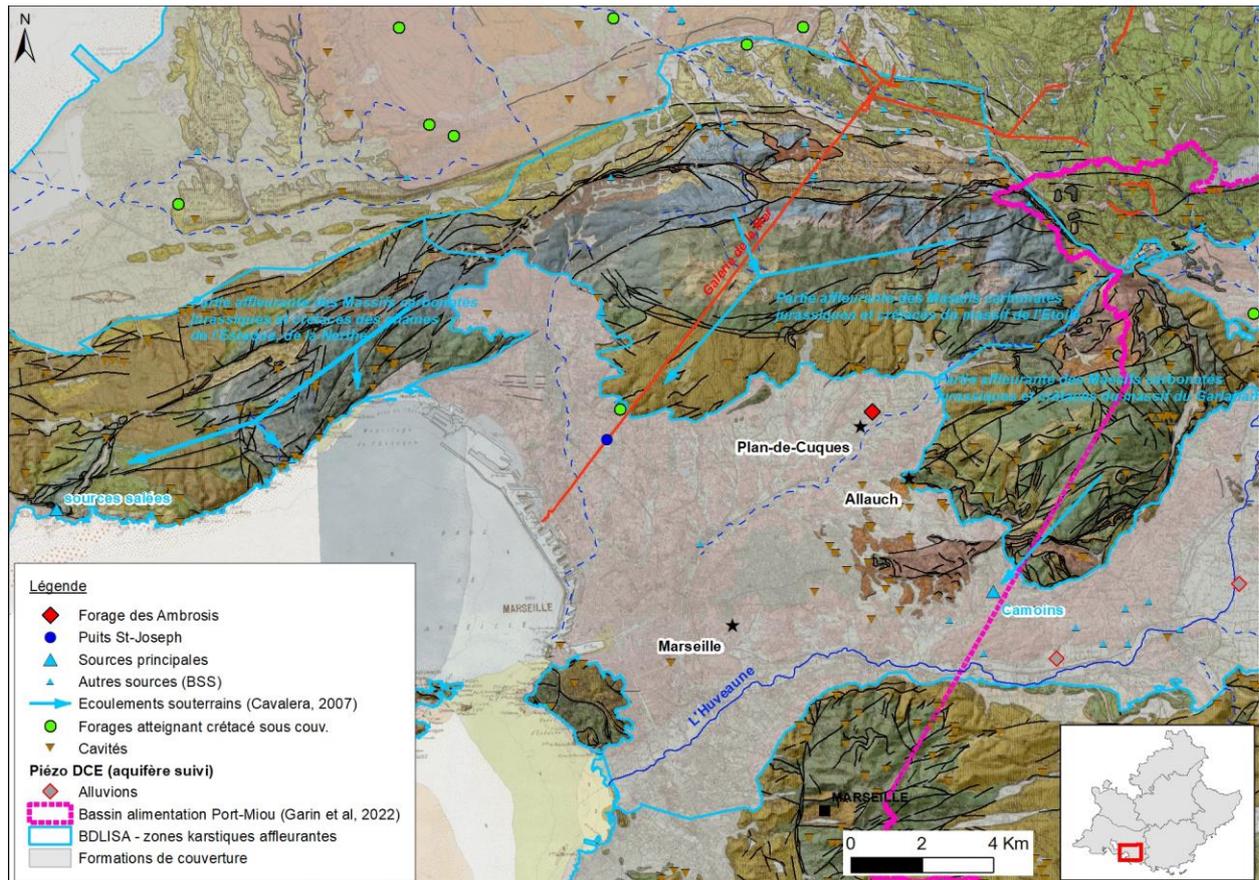


Illustration 149 : Eléments du contexte hydrogéologique du secteur Nerthe-Etoile-Garlaban.

La Galerie de la mer, qui permet l'évacuation des eaux d'exhaure des mines de lignite du bassin de l'Arc, et qui traverse le massif de l'Etoile, a été le siège de très nombreuses venues d'eau lors de la traversée des calcaires de l'Urgonien et du Jurassique (débit cumulé de $1.5 \text{ m}^3/\text{s}$, Damage 1905 d'après Chevenier, 1985). Des forages horizontaux ont été réalisés dans la galerie non loin du puits Saint Joseph. Le débit drainé par la galerie en provenance du terrain encaissant sur tout son parcours est actuellement de l'ordre de 600 l/s (Conrad, 2003). D'après les bilans hydriques réalisés par Cavalera (2007), l'ensemble Nerthe-Etoile apparaît déficitaire sur sa partie ouest, où l'aquifère est drainé majoritairement vers les sources littorales ou en mer. Le massif de l'Etoile est hydrauliquement bien équilibré par les venues d'eau observées au niveau des forages horizontaux de la galerie de la mer (puits Saint Joseph). Le bilan est déficitaire de 230 l/s (soient 20 %) à l'échelle des massifs Nerthe et Etoile réunis.

Des investigations ont été menées sur l'Urgonien sous couverture sur le secteur de Plan-de-Cuques. Sur les recommandations de M. Gravost, un forage a été réalisé sur la commune en 1997 : le forage des Ambrosis (Illustration 149).

La coupe géologique de l'ouvrage et le rapport des pompages d'essai n'ont pas été retrouvés, malgré plusieurs demandes auprès de Monsieur Gravost, Monsieur Rousset, hydrogéologue agréé ayant formulé un avis sur l'utilisation de l'ouvrage pour l'AEP, la mairie de Plan-de-Cuques et la Régie des Eaux et de l'Assainissement du Bassin Minier et du Garlaban (SIBAM). Seul l'avis de M. Rousset est disponible.

M. Rousset décrit les terrains traversés par le forage ainsi :

- 210 m d'argiles et de marnes à rares passées de calcaire, de lignite ou de conglomérats. Des venues d'eau ont été constatées à 80 et 110 m de profondeur mais ont été masquées lors de l'équipement de l'ouvrage ;
- 60 m de calcaire lacustre et de lignite avec quelques mètres de marnes à la base ;
- puis des calcaires dont les fractures sont remplies d'argiles ;
- puis sous 300 m, des calcaires fracturés, jusqu'à 365 m.

D'après son interprétation, le Crétacé inférieur aurait été atteint à 270 m de profondeur, surmonté par la série Oligocène. Le forage a été arrêté à 365 m car les débits recherchés avaient été atteints. De 275 m au fond, le trou a été laissé nu, les calcaires se tenant très bien.

Le niveau statique de l'ouvrage varie entre 90 et 106.50 m de profondeur, soit de 39 à 55 m NGF. Ces niveaux traduisent le caractère captif de l'aquifère capté sous la série oligocène, ainsi qu'une influence des conditions climatiques sur l'alimentation de l'aquifère. Messieurs Gravost et Rousset concluent que l'aquifère capté est en relation avec l'impluvium des calcaires crétacés de la Chaîne de l'Etoile. Cependant, le débit obtenu après développement du forage n'est que de 30 m³/h. L'aquifère capté est donc fissuré et seulement modérément karstifié, la transmissivité est apparemment restée faible malgré un gain appréciable lors de travaux menés. Lors de la visite de M. Rousset en 1999, la pompe en place sur le forage fournissait un débit de 570 m³/j avec un rabattement de 50 m.

D'après les échanges récemment menés avec la régie des Eaux, l'ouvrage ne serait actuellement plus utilisé. De nouveaux pompages d'essai pourraient y être réalisés et interprétés avec la méthode des dérivées afin d'aller plus loin dans la caractérisation de l'aquifère capté.

Le massif d'Allauch (massif du Garlaban) n'a fait l'objet d'aucune étude hydrogéologique. Tout comme la chaîne de l'Etoile, il est dépourvu d'écoulements en surface, les eaux s'infiltrant rapidement à travers l'épikarst. Seuls trois exutoires, situés en dehors de l'unité du massif d'Allauch, sont envisagés (Illustration 150) :

- la source sulfurée des Camoins ;
- la source des Trois Lucs ;
- la source littorale du Roucas Blanc.

Ces exutoires semblent indiquer un écoulement de l'eau selon le pendage, vers le Sud Ouest. Leur débit n'est pas connu avec précision. La source des Camoins et celle des Trois Lucs font l'objet d'exploitation dont les débits sont estimés respectivement à 7 m³/h (peut atteindre 12 m³/h) et 90 m³/h. La source des Camoins est exploitée par un établissement thermal (SCI des Camoins) et la source des Trois Lucs est exploitée par la brasserie Phénix (Heineken). Le débit de la source des Roucas Blanc est estimé à 10 l/s (35 m³/h), elle est exploitée par l'hôtel Palm Beach. A noter

la source des Marseillais qui délivrerait un débit de quelques litres/min (Cavalera T., 2007). Le bilan hydrique du massif dressé par Cavalera fait apparaître un déficit hydrique des écoulements de 80% (206 l/s). Le bilan mériterait d'être précisé, notamment par une meilleure quantification de la source du Roucas Blanc, si toutefois elle en constitue bien un exutoire.

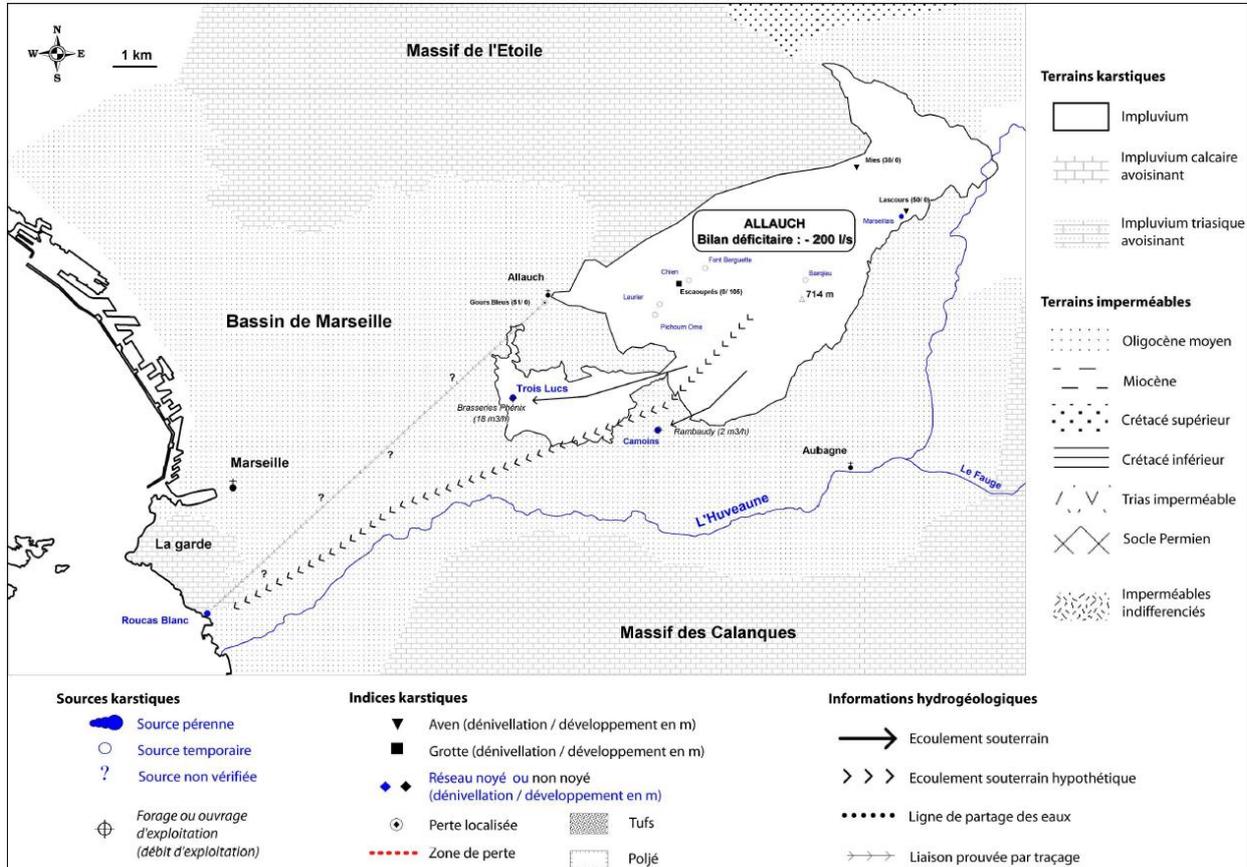


Illustration 150 : Carte hydrogéologique du massif karstique d'Allauch (Cavalera, 2007)

La BSS ne recense pas d'autres ouvrages au droit de la couverture Oligocène interceptant le Crétacé inférieur en profondeur.

5.7.5. Informations hydrogéologiques de la Sainte-Baume (n°11)

C'est un massif karstique très complexe avec différents niveaux aquifères. Il est principalement alimenté par l'infiltration des précipitations et drainé vers le point bas topographique du ravin de Saint-Pons à Gémenos, principal exutoire du massif avec un débit moyen de 60 à 80 l/s. Cette source draine en particulier l'épikarst urgonien. Le déficit des écoulements de surface indique qu'une partie des écoulements rejoint aussi le karst profond et pourrait alimenter la source de Port-Miou. En effet, le bilan hydrique établi par Cavalera (2012) fait état d'un déficit du système karstique de Saint-Pons de 57 %. Les réserves de ce système semblent intéressantes, mais la profondeur de la ressource est mal connue.

Le secteur ouest de la Sainte Baume fait actuellement l'objet de nombreux travaux dont :

- l'étude de définition des zones de sauvegarde des masses d'eau souterraine sur le territoire du parc naturel de la Sainte-Baume ;
- une étude d'implantation de sondages de reconnaissance par ANTEA ;

- et la thèse de Garin T. dont l'un des objectifs est de mettre en corrélation les résultats de tests en forages et la structuration karstique de l'aquifère carbonaté pour la caractérisation de la ressource en eau souterraine stratégique du bassin versant de l'Huveaune (de la Sainte-Baume à la mer).

Dans le cadre de sa thèse (en cours, non publiée), T. Garin a réinterprété plusieurs pompages d'essai menés sur des forages implantés sur les aquifères karstiques du bassin d'alimentation de la source de Port-Miou (Illustration 151). Les débits testés sont conséquents (> 100 m³/h). Aucun des aquifères étudiés ne se trouve dans un contexte sous couverture, mais ces travaux devraient fournir des éléments de compréhension sur la structuration des aquifères et leurs limites (limites d'alimentation et donc éventuelles interactions avec les hydrosystèmes de surface).

Nom/site	BSS	Commune	Bureau d'étude	Date et temps de pompage	Débit (m ³ /h)	Contexte géologique
Forage Puyricard	10448X0152	Cuges-les-Pins	ANTEA	08/10/2018 – 15h	150	Aquifère carbonaté fracturé
Forage F2017	BSS003TQOS	Roquevaire	Géosynergies	12/06/2018 – 71h	377 puis 352 après 17h	Aquifère carbonaté karstique
Forage P2 Coulin	10447X0213	Gémenos	HGM Environnement	26/06/2006 – 53h	55 (5h) – 117 (15h) – 130 (33h)	Aquifère carbonaté fracturé

Illustration 151 : Quelques pompages d'essai réinterprétés par T. Garin dans le cadre de sa thèse sur des forages interceptant un aquifère karstique (résultats non publiés).

5.7.6. Perspectives et investigations pour le domaine Sud-provençal

a) Nerthe-Etoile-Garlaban

Le potentiel aquifère du secteur Nerthe-Etoile-Garlaban peut être résumé ainsi :

Critères favorables de ce potentiel aquifère :

- karstification avérée ;
- Réservoir sous couverture de l'Oligocène ;
- Profondeur du toit du Crétacé inférieur relativement peu élevée (inférieure à 300 m au forage des Ambrosis) ;
- Qualité de l'eau bonne.

Critères défavorables :

- Très peu de données.

Les interrogations à lever sont :

- La géométrie du toit de l'Urgonien sous la couverture tertiaire ;
- La reconnaissance du potentiel aquifère du Crétacé inférieur par la réalisation de nouveaux sondages (un seul ouvrage existant actuellement).

L'état actuel des connaissances montre donc l'intérêt de mettre en œuvre de nouvelles investigations pour caractériser le potentiel aquifère du Crétacé inférieur sous couverture par :

- la réalisation de profils sismiques pour reconnaître la géométrie du toit du Crétacé inférieur sous l'Oligocène. Il n'existe aucun profil historique dans le secteur, de nouvelles acquisitions sont donc à mener ;
- la réalisation de sondages de reconnaissance à visée hydrogéologique d'une profondeur de 400 m minimum afin de recouper le Crétacé inférieur d'une épaisseur suffisante (à confirmer suite aux profils sismiques).

L'intérêt du secteur Nerthe-Etoile-Garlaban pour la recherche d'une ressource en eau profonde est synthétisé ainsi :

Karstification	Profondeur	Qualité de l'eau	Productivité avérée	Synthèse : intérêt
Potentiel élevé	Moins de 300 m	Bonne	Oui	Moyen

b) Sainte-Baume

Les travaux en cours sur le secteur étant nombreux, il n'est pas proposé de conclusion ni d'investigations.

6. Elaboration de fiches synthétiques

Des fiches synthétiques ont été élaborées pour chaque secteur et sont annexées « hors texte » à ce rapport.

Elles reprennent les informations essentielles pour chaque secteur au travers des sections suivantes :

- Contexte général du secteur :
 - o Contexte géographique
 - o Intérêt de la recherche de nouvelles ressources profondes sur le secteur
 - Informations générales sur la présence potentielle de ressources karstiques profondes
 - État quantitatif des masses d'eau superficielles et souterraines et risque de non atteinte du bon état écologique
- Formation cible et cadre structural
- Karstification
- Informations hydrogéologiques
- Perspectives et investigations à prévoir pour lever les interrogations et caractériser le potentiel aquifère
- Synthèse de l'intérêt du secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde.

Ces fiches sont destinées à être communiquées aux Service de l'Etat et aux collectivités (communautés de communes, syndicats, etc.) concernées par chaque secteur. Ce sont des outils de discussion sur les recherches de ressources en eau à mener pour soulager les hydrosystèmes de surface lorsque toutes les solutions d'économie d'eau ont été mises en œuvre.

Dix fiches ont été rédigées, pour les secteurs suivants : Valréas, bordure de la Vallée du Rhône d'Orange à Avignon, Carpentras, Alpilles, Luberon, Apt, Plateau de Valensole, Arc, Caramy-Issole, Nerthe-Etoile-Garlaban. Pour les secteurs de la Crau, du Toulourenc, de la Sainte-Baume, les fiches n'ont pas été rédigées devant le très faible intérêt de ces secteurs vis-à-vis de l'existence d'une ressource en eau profonde ou des nombreux travaux en cours (Sainte-Baume).

7. Conclusion

Dans le cadre du projet de recherche PROVEN-KARSTS, une analyse du contexte géologique, karstologique et hydrogéologique a été menée sur treize secteurs afin d'identifier et de caractériser la nature et l'intensité de la karstification dans les calcaires mésozoïques (crétacés et/ou jurassiques) en profondeur, et de faire un état des connaissances de leur potentialité en termes de réservoir en eau souterraine suffisamment indépendants des circulations de surface. L'objectif était de définir si la recherche d'une ressource en eau profonde était pertinente sur ces secteurs pour envisager ces aquifères comme des alternatives pertinentes aux hydrosystèmes actuellement exploités et réduire les prélèvements qui mettent à mal certains cours d'eau ou aquifères en connexion.

Un travail conséquent de synthèse de la bibliographie disponible a été mené et permet de retracer l'état des connaissances actuel sur l'histoire géologique de la Provence et sur les différents épisodes de karstification qu'a subi la région. L'implication de ces phases de karstification sur la création d'aquifères potentiels ou avérés a été analysée sur les treize secteurs étudiés. Le croisement de ces caractéristiques à l'analyse des données hydrogéologiques disponibles et de l'état des connaissances du fonctionnement hydrogéologique de ces secteurs a permis de hiérarchiser les treize secteurs vis-à-vis de leur intérêt pour la recherche et la caractérisation d'une ressource en eau profonde. L'intérêt de chaque secteur a ainsi été déterminé au regard de l'état d'avancement des prospections d'ores et déjà menées et des critères favorables à la présence d'un aquifère profond, à savoir : état de la karstification de la formation cible, sa profondeur, sa recharge potentielle, sa productivité avérée, sa déconnexion des hydrosystèmes de surface et la qualité de l'eau.

Trois catégories ont été définies : intérêt faible, moyen et élevé.

Les treize secteurs ont été hiérarchisés ainsi (Tableau 7) :

Intérêt faible	Intérêt moyen	Intérêt élevé
Valréas Crau Toulourenc Valensole Caramy-Issole	Vallée Rhône (Orange à Avignon) Carpentras Luberon Nerthe-Etoile-Garlaban <i>(Rive gauche du Rhône vers Mondragon)</i>	Alpilles Apt Arc Sainte-Baume

Tableau 7 : hiérarchisation des secteurs selon leur intérêt pour la recherche d'une ressource en eau profonde.

Ainsi, la mise en œuvre d'investigations pour la recherche d'aquifères karstiques profonds n'est pas recommandée pour les secteurs de Valréas, la Crau, le Toulourenc, le Plateau de Valensole et de Caramy-Issole. En revanche, les huit autres secteurs présentent des caractéristiques qui apparaissent favorables. Les secteurs des Alpilles, d'Apt, de l'Arc et de la Sainte-Baume ont un intérêt qualifié d'élevé au regard de l'état avancé des investigations menées pour caractériser les

aquifères profonds existants et pour lesquels une exploitation existe souvent déjà (Apt, Arc, Sainte-Baume).

Le Tableau 8 présente la synthèse des principaux critères définissant l'intérêt de chaque secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde. Il présente également la synthèse des investigations à mener pour caractériser les aquifères profonds potentiels identifiés.

La carte de l'illustration 152 présente l'intérêt de chaque secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde (aquifère karstique dans les formations mésozoïques) vis-à-vis des bassins versants de surface sur lesquels des actions relatives à l'équilibre quantitatif des eaux superficielles ont été définies. Ainsi, pour les secteurs de Valréas, Toulourenc, Valensole et Caramy-Issole, où l'état quantitatif des masses d'eau de surface est fortement dégradé, la recherche de ressource en eau alternative dans les aquifères mésozoïques profonds ne peut être envisagée. Cette alternative peut en revanche être envisagée sur le bassin d'Apt qui présente également un état quantitatif dégradé.

L'ensemble des résultats du projet PROVEN-KARSTS constitue ainsi un point de départ à la mise en œuvre d'investigations plus poussées pour caractériser les aquifères profonds potentiels identifiés sur certains secteurs de la Provence Occidentale pour pouvoir envisager l'exploitation de ressources peu ou potentiellement non connectées aux hydrosystèmes de surface.

	Secteur	Cible	Karstification	Profondeur	Qualité eau	Productivité avérée	Intérêt du secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde	Synthèse des investigations à mener pour caractériser l'aquifère profond
1	Valréas	Urgonien	Pas d'incision messinienne au cœur du bassin. Potentiel faible ou limité aux bordures. <i>Secteur en rive gauche du Rhône = potentiel karstif et aquifère élevé.</i>	> 1000m	Inconnue, mais potentiellement comparable à celle des venues d'eau dans les formations sus-jacentes (très minéralisées).	Inconnue	Faible	Aucune
4	Bordure vallée du Rhône (Orange à Avignon)	Urgonien	Urgonien karstifié à l'affleurement (Châteauneuf-du-Pape) et karstification reconnues ponctuellement en forage sous couverture	Variables, toit situé entre 100 et 500 m d'après ouvrages existants	Localement mauvaise, présence d'H2S relevée sur un ouvrage	Faible d'après qqs ouvrages, à caractériser.	Moyen, à caractériser	- une étude de terrain afin de caractériser le degré de karstification des formations urgoniennes affleurantes (massif de Château-Neuf-de-Pape) ; - le retraitement de profils sismiques dans le bassin à l'ouest du profil « Régional SE13 ». 4 profils se recoupant existent et permettraient de tenter d'imager la topographie du toit du Crétacé inférieur. L'interprétation géologique risque néanmoins d'être délicate vu le nombre limité de sondages de reconnaissance ; - la recherche des ouvrages de la BSS interceptant l'Urgonien pour y réaliser des mesures après avoir évalué leur état (diagraphies, tests de pompage, prélèvements pour analyses chimiques).
2	Carpentras	Urgonien	Potentiel élevé (karstification messinienne hautement probable), mais quid de la compartimentation et de la mise en contact de niveaux peu perméables avec niveaux aquifères ?	Au minimum : de l'ordre de 130 m sur la bordure sud du bassin et de l'ordre de 300 à 400 m au centre du bassin.	Potentiellement médiocre due à présence H2S et forte minéralisation (information ponctuelle sur un seul ouvrage).	Potentiellement élevée (information ponctuelle sur un seul ouvrage)	Moyen, à caractériser	- caractériser la géométrie du toit de l'Urgonien sur toute l'étendue du bassin de Carpentras pour déterminer s'il existe une continuité dans la formation ou si elle est compartimentée, à l'aide du retraitement et de l'interprétation de profils sismiques ; - en fonction des résultats des profils sismiques, d'implanter un sondage de reconnaissance géologique et hydrogéologique.
7	Alpilles	Urgonien	Potentiel élevé, mais actuellement pas de forage profond pour le caractériser. Alpilles ss = zone de recharge. Cibles intéressantes = synclinal des Baux et synclinal de Maussane.	Synclinal des Baux : > 200m Synclinal de Maussane : > 500m	Inconnue, risque de contamination par les éléments indésirables de la bauxite	Inconnue	Elevé	- forage de reconnaissance dans le synclinal des Baux de 400 à 500m de profondeur (pompages d'essai et diagraphies) ; - bilan hydrologique des précipitations efficaces sur les affleurements d'Urgonien par rapport aux débits des exutoires connus ; - une étude hydrogéochimique des sources et forages du sud des Alpilles.
13	Crau	Jurassique sup	Possible mais inconnue	Au minimum de 300 m dans le secteur de Istres pour l'Urgonien puis rapidement > 1500 m. > 2000 m pour le Jurassique.	Mauvaise (venues d'eau très minéralisées dans forages pétroliers).	Inconnue	Très faible	Aucune
3	Terminaison nord monts du Vaucluse (Toulourenc)	Urgonien	Avérée	Faible. Pas de contexte sous couverture tertiaire. Très localement, captivité sous couverture crétacé supérieur.	RAS	Peu explorée	Faible, déconnexion de la surface peu probable.	Aucune
6	Apt	Urgonien	Karstification avérée, dynamique de l'aquifère comparable à celle de l'aquifère de FdV. Karst bien fonctionnel.	> 250-500 sous couv	Impact local des sulfates (Oligocène >> par drainage voire pertes directes du Calavon) et contamination anthropique. À l'ouest d'Apt, Oligocène disparaît donc impact sulfates potentiellement réduit ?	Oui, mais variable (niveaux aquifères fissurés non karstifiés, inhérent au milieu karstique)	Elevé, entre Apt et Lagnes	- traçage des pertes du Calavon au Rocher des Abeilles ; - traçage de l'Aven de la Belette (commune d'Ongles) ; - mise en place d'un suivi piézométrique sur le puits « à débordement » ; - caractérisation hydrogéochimique complète de l'aquifère et de ses contributeurs (massif du Luberon, partie orientale du Plateau d'Albion, pertes du Calavon) afin de distinguer les modes d'alimentation de l'aquifère.
5	Luberon et ses bordures	Urgonien	Potentiel élevé	Estimée à 200 m vers Cavaillon. Environ 1500 m dans le bassin de Cucuron, zone exclue des prospections.	Inconnue	Oui	Moyen, à caractériser	Secteur Cheval-Blanc - Les Taillades : Etudier influence exploitation Urgonien sous couverture sur nappe alluviale Durance via implantation d'un sondage de reconnaissance géologique et hydrogéologique.
12	Valensole	Jurassique sup	Potentiel faible : incision messinienne a peu joué au droit du Plateau (à l'exclusion du Verdon où Jurassique affleure), mais quid de ce qu'il s'est passé anté-miocène. Si potentiel, sera au sud, proche du Verdon.	> 1000m au droit Plateau. Quid de la recharge du Jurassique : affleurement très limité et drainage du miocène vers le Jurassique inconnu.	Inconnue	Inconnue	Faible	Aucune
8	Arc et Etang de Berre	Complexe Fuvéolo-Jurassique	Jurassique et Urgonien karstifiés à l'affleurement mais peu d'indice sous couverture. Potentiel néanmoins élevé.	Plus de 500 m en général et parfois plus de 1000 m dans l'axe du synclinal	Bonne. Température peu élevée (< 28°C) à plus de 800 m de prof dans l'Hauterivien à Meyreuil	Au moins 600 L/s (débit d'exhaure des puits de l'Arc, quand ils débordent).	Elevé, au moins dans le Fuvélien.	- réaliser profils sismiques embrassant tous les horizons ; - sondages de reconnaissance en divers points du synclinal (dans l'axe et dans des positions plus latérales, et de part et d'autre du secteur d'Aix-en-Provence).
10	Caramy-Issolle	Jurassique	Elevée	Variable, jusqu'à >500m sous couverture	Présence de sulfates (Trias).	Oui, mais compartimentation des aquifères et connexion fréquente avec les hydrosystèmes de surface.	Faible	- Etude de la structuration du synclinal de Mazaugues et du chevauchement Sud-provençal associé (massif Agnis) ; - Caractériser le contexte hydrogéochimique du secteur et l'influence du Trias sur la qualité des eaux des aquifères constituant des ressources profondes potentielles
9	Nerthe-Etoile-Garlaban	Urgonien	Potentiel élevé	300m	Bonne	Oui	Moyen, à caractériser	- réalisation de profils sismiques pour reconnaître la géométrie du toit du Crétacé inférieur sous l'Oligocène ; - la réalisation de sondages de reconnaissance à visée hydrogéologique d'une profondeur de 400 m minimum.
11	Ste Baume	Crétacé inférieur et Jurassique	Elevée. La Ste Baume au sens stricte = zone de recharge. Sous couverture = Unité du Beausset. Quid de la caractérisation de la partie terminale ouest (= objet thèse T. Garin, càd comment s'organisent les écoulements dans l'axe N-S, vers Port-Miou).	Variable	Bonne	Oui	Elevé, travaux en cours.	Travaux déjà en cours par différents instituts et entités

Tableau 8 : synthèse des principaux critères définissant l'intérêt de chaque secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde.

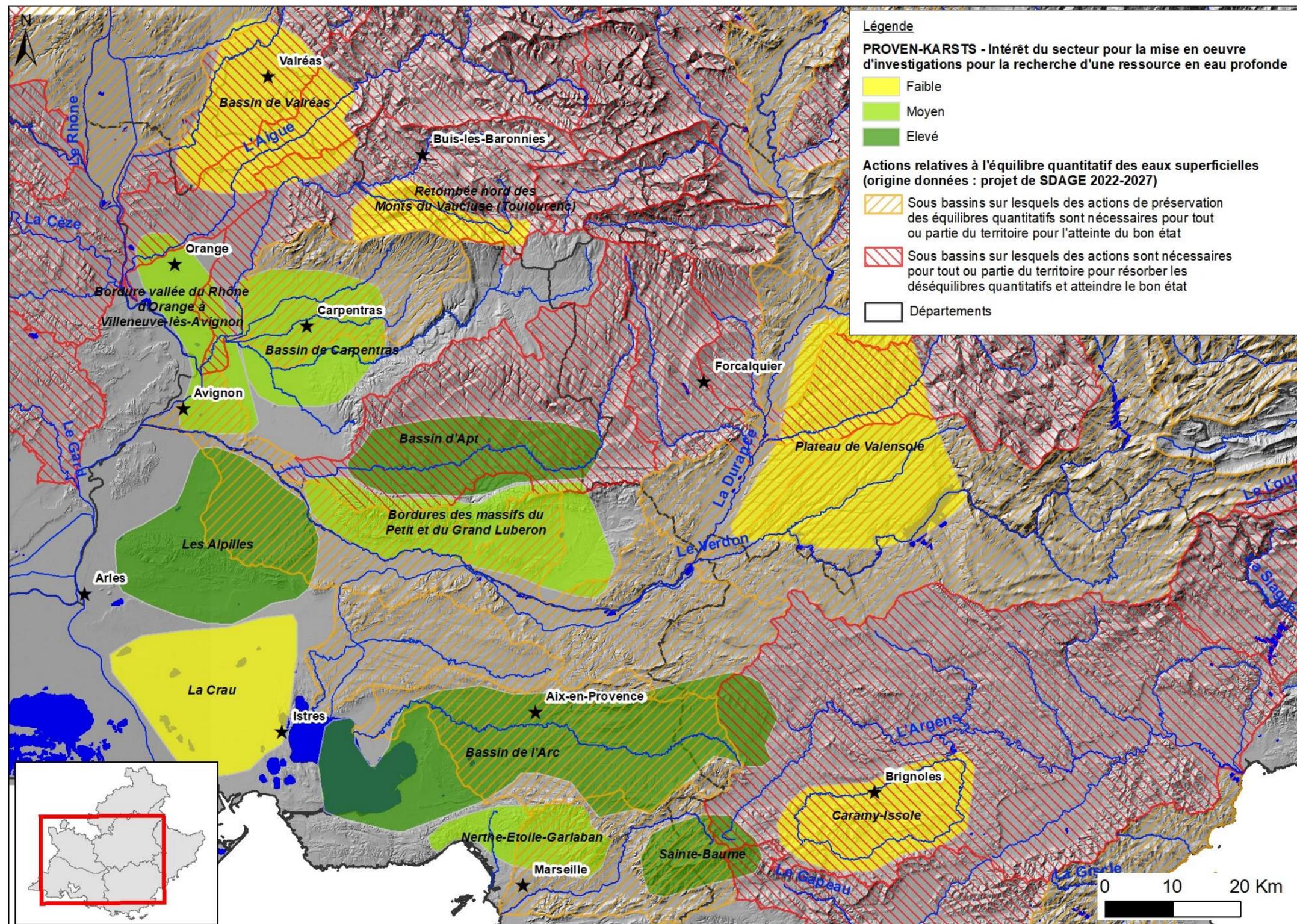


Illustration 152 : carte présentant l'intérêt de chaque secteur pour la recherche d'une ressource en eau profonde vis-à-vis des bassins versants de surface sur lesquels des actions relatives à l'équilibre quantitatif des eaux superficielles ont été définies.

8. Bibliographie

Géologie et karstification :

Aguilar J-P. & Clauzon G. (1982) - Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de rongeurs. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, série II, **294**, 915-920.

Andreani L., Loget N., Rangin C., Le Pichon X., 2010. New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 6, p. 547-563.

Angelier, J. (1971) - La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var). Thèse de 3e cycle, Paris. Première partie, 194 pp.

Arnaud H. (1981) - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre l'Isère et le Büech (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Thèse, Grenoble ; Mém. H.S., n° 12, 3 vol., 804 p.

Arnaud M., Beaudoin B., Colomb E., Monleau C. (1990) - Le gypse triasique a été karstifié pendant le Crétacé supérieur. Implications tectoniques. *Géologie Alpine*, **66**, 117-120.

Arnaud M. & Monleau C. (1979) – Etude de l'évolution d'une plateforme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien). *Thèse d'Etat*, Université de Marseille, tome I, 344pp, tome II, 381pp.

Arnaud-Vanneau A. (1980) - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Thèse, Grenoble, Mém. H.S., n° 11, 874 p.

Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Carrio-Schaffhauser E., Raddadi M.C. (2005) - Urgonian deposits and Barremian Early Aptian sequence stratigraphy in the Vercors Massif. In: Adate, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Blanc-Aletru, M.-C., Bodin, S., Carrio-Schaffhauser, E., Föllmi, K., Godet, A., Raddadi, M.C., Vermeulen, J. (Eds.), *Géologie Alpine, Colloques et excursions* no 7, 97-126.

Arthaud F. & Mattauer M. (1969) – Sur les décrochements NE-SW senestres, contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C. R. Somm. Soc. France*, **8**, 290-291.

Arthaud F. & Seguret M. (1981) – Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. France*, **XXIII** (1), 51-63.

Audra P. (1997) – Les réseaux noyés profonds français et leur origine. 7e Rencontre d'octobre, 27-31.

Audra P (2007) - Karst et spéléogénèses épigènes, hypogènes, recherches appliquées et valorisation. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université Nice-Sophia-Antipolis, Nice.

Audra P., Bigot JY., Mocochain L. (2002) – Hypogenoc caves in Provence (France). Specific features and sediments. *Acta Carsologica*, **31/3**, (2), 33-50.

Audra P., Mocochain L., Camus H., Gilli E., Clauzon G., Bigot J.Y. (2004) - The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, **17**, 6, p.27-38.

Audra P., Bigot J. Y., Camus H. (2013) - Hypogenic speleogenesis with ferruginous ore. The Piei Mine-Cave (Lagnes, Vaucluse, France). Mine caves. *memoria Istituto Italiano di Speleologia*, **28**, 41-70.

Audra P., Gázquez F., Rull F., Bigot J. Y., Camus H. (2013) - Hypogene Sulfuric Acid Speleogenesis and rare sulfate minerals in Baume Galinière Cave (Alpes-de-Haute-Provence, France). Record of uplift, correlative cover retreat and valley dissection. *Geomorphology*, **247**: 25-34.

Bache F., (2008) - Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. *Thèse de doctorat*, Université de Bretagne Occidentale, 361pp.

Bache F., Olivet J.L., Gorini C., Rabineau M., Baztan J., Aslanian D., Suc J.P. (2009) - The Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* **286**, 139–157.

Bache F., Popescu S.-M., Rabineau M., Gorini Ch., Suc J.-P., Clauzon G., Olivet J.-L., Rubino J.-L., Melinte-Dobrinescu M. C., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Baztan J., Dos Reis A.T., Mocochain L., Dumurdzanov N., Zagorchev I., Lesic V., Tomic D., Çagatay M.N., Brun J.P., Sokoutis D, Csato I., Uçarkus G., Çakir Z (2011) - A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, **23**, 1-29.

Balensa J. (2018) - Influence des paléo-structures pyrénéo-provençales sur l'amortissement de la déformation miocène à actuelle des Alpes du Sud. Stage de Master 2, Univ Aix-Marseille, 36pp.

Bárdossy G. (1982) – Karst bauxites bauxites deposits on carbonate rocks. Elsevier Science, 440 pp.

Bárdossy G. & Combes P.-J. (1999) – Karst bauxites : interfingering of deposition and paleoweathering. Dans : Special Publication International Association of Sedimentologists, 189-206.

Bartole R. (1995) - The North Tyrrhenian–Northern Apennines postcollisional system: constrain for a geodynamic model. *Terra Nova* **7**, 7–30.

Bastide F. (2014) – Synthèse de l'évolution de la plateforme urgonienne (Barrémien tardif à aptien précoce) du Sud-Est de la France : Faciès, micropaléontologie, géochimie, géométries, paléotectonique et géomodélisation. Thèse de doctorat de l'université de Grenoble, 300pp.

Baudrimont, A.F., & Dubois, P. (1977) - Un bassin Mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. Bulletin du Centre de Recherche Exploration et Production Elf Aquitaine, **1**, 261-308.

Bayle B. & Graillet D. (1987) - Société spéléologique de Fontaine de Vaucluse, Compte rendu hydrogéologique de l'opération spéléonaute du 2/8/85, Fontaine-de-Vaucluse, *Karstologia*, **9**, 1-6.

Belleville L. (1985) - Hydrologie karstique : géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche. *Thèse doctorat*, Université de Grenoble, 228 pp.

Benedicto A. (1996) - Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie Nord), Sud-Est de la France, Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier 2, 235 pp.

Bergerat F. 1985 - Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plateforme européenne. *Thèse Sci.*, Paris 6, 317p

Bergerat F. (1987) - Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6**, 99-132.

Besson, 2005 ; Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris, 449p.

Bestani L., Espurt, N., Lamarche J., Bellier O., Hollender F. (2016) Reconstruction of the Provence Chain evolution, southeastern France. *Tectonics*, **35**, 1506–1525.

Bestani L., Espurt N., Lamarche J., Floquet M., Philip J., Bellier O., Hollender F. (2015) - Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France. *Bull. Soc. géol. France*, **186**, (4-5), 223-241

Bini A. (1994) - Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien : l'exemple du karst lombard, Italie (Relations between perimediteranean karstification and the Messinian crisis: the Lombardy karst example, Italy), *Karstologia* 23 (1994) 33-53.

Blanc J.J. (1997) - Géodynamique et histoire du karst-Application au sud-est de la France. [Paleokarsts, evolution and geodynamics. Application to the South-eastern France]. *Quaternaire*, **8** (2), 91- 105.

Blanc J.J. (1992) - Importance géodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence. *Karst et évolution climatique*, 291-307.

Blanc JJ. (1995) - Etapes et facteurs de la spéléogénèse dans le Sud-Est de la France. *Karstologia*, **26**, 13-26;

Blanc JJ., Masse JP., Triat JM., Truc G., Anglada R., Colomb E., Durozoy G., Damiani L., Glintzboeckel G., Rouire J (1975) - Notice explicative de la feuille de Carpentras à 1/50 000. BRGM, Orléans. 24 pp.

Blanc J-J., Monteau R. (1997) - Interprétation morphométrique et spéléogénèse : exemples de réseaux karstiques de Basse-Provence (directions de galeries, modèle et maillage structural). *Karstologia*, **30**, 25-40.

Blanc P.L. (2002) – The opening of the Plio- Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. – *Geodin. Acta*. **15**, 303- 317.

Blavoux B. (2010) – Le karst de la Fontaine de Vaucluse. *Karstologia mémoires*, **19**, 232-233.

Blavoux B., Gilli É., Rousset C. (2004) - Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou, principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Comptes rendus Géoscience*, **336**, 523-533.

Blès J.L. & Gros Y. (1991) - Stress field changes in the Rhône Valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, **194**, 265-277.

Caline B. (1983) - Le bassin occidental de Camargue et le gisement salifère de Vauvert. Rapport ENSPM.

Camus H. (2003) - Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud Cévenole. Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. *Thèse de doctorat*, Université Bordeaux III, 675pp.

Camus H. & Jouves J. (2018) - Diagnostic karstologique du réservoir de Dardennes-Siou-Blanc. Rapport CENOTE-R-2018-10-01, 108pp.

Capar L. avec la collaboration de Marc S. (2020) - Retraitement de 26 lignes sismiques 2D pour le projet PROVEN-KARST : Bassins de Caramy-Issole et de Valensole. Rapport BRGMRP-69995-FR, 22 p., 13 fig., 4 tab., 1 ann.

Caron JP. (1969) – Livret guide de l'excursion sur le Trias de Provence. Assoc. Géol. Sud-Est et section Trias du Comité Mésozoïque méditerranéen. Trav. Labo. Sci. Terre, Fac. Sci. Marseille, V. E1, 19pp.

Cavalera T. (2007) - Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche multicritère. *Thèse de doctorat*, Univ. Aix-Marseille, 403pp.

Cavalera T., Gilli É., Arfib B. (2009) - Les sources karstiques saumâtres de Port-Miou et du Bestouan (Bouches-du-Rhône). Apport à la compréhension des aquifères karstiques côtiers. *Géologues*, **160**, 77-81.

Chadelle B. & Camus H. (2018) - Étude morphokarstique de l'hydrosystème de la Cèze (30) : caractéristiques géométriques et karstologiques du réservoir Urganien du plateau de Méjannes-le-Clap incisé par le canyon de la Cèze. Rapport final, ZABR-2018, 163pp.

Cherchi A. & Montadert L. (1982) - Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, **298** (7), 736-739.

Chadelle B. & Camus H. (2019) – Etude morphokarstique de l'hydrosystème de la Cèze (30). Caractéristiques géométriques et karstologiques du réservoir Urganien du plateau de Méjannes-le-Clap incisé par el canyon de la Cèze. Rapport final ZABR, 163 pp.

Chantaine, J. et al (1996) - Carte Géologique de la France à l'Echelle du Millionième, 6ième éd., BRGM, Orléans, France.

Grellet, B., Combes P., Granier T., Philip H. (1993) - Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, **1**, 164pp.

Champion, C., Choukroune, P. et Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta*, **13**: 67-85.

Chorowicz J. & Mekarnia A. (1992) – Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). *CR. l'Ac. Sci Paris*, **315**, II, 861-866.

Choukroune P., Séguret M., Galdeano A. (1973) - Caractérisation et évolution structurale des Pyrénées: Un modèle de relations entre tectonique de plaques et Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7**(15), 698–700

Choukroune P., & Mattauer M. (1978) - Tectonique des plaques et Pyrénées: Sur le fonctionnement de la faille transformante Nord-Pyrénéenne, comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7**(10), 698–700.

Choukroune P., Roure F., Pinet B. (1990) - Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics* **173**, 411-423.

Clauzon G. (1973) – The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. *In: W.B.F. Ryan and K.J. Hsü (Editors), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Washington, t. XIII, part. 2, 1251-1256.*

Clauzon G. (1975) - Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales : l'exemple du Midi méditerranéen français. *Bulletin de l'Association de géographes français*, **429-430**, 317-333.

Clauzon G. (1978) – The messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications. *Marine Geology*, **27**, 3/4, p. 231-246.

Clauzon G. (1979) – Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Pal, Pal, Pal*, **29**, 15-40.

Clauzon G. (1982) - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du " Desiccated deep-basin model " [Hsu, Cita, Ryan, 1973]. – *Bull. Soc. géol. France*, **24**, 3, p. 597-610.

Clauzon G. (1984) - Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piémont: l'exemple du Luberon (Vaucluse, France), Montagnes et Piémonts, R.G.P.S.O., Toulouse, France.

Clauzon G. (1988) – Evolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron/Basse-Durance (Provence, France): une mégaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. – *Géol. Alpine, Mém. H.S.* **14**, 1388, 215-226.

Clauzon G. (1996) - Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*, **2** (1), 3-21.

Clauzon G. (1998) - L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. *Géogr. Phys. n°XXVIII*, Actes du colloque « La montagne méditerranéenne »

Clauzon G., Aguilar J.P., Michaux J. (1987) - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma dans le mur de la formation conglomératique de Valensole. *CR Acad. Se. Paris*, série II, **305**, 133-137.

Clauzon G., Aguilar J.-P., Michaux J. (1989) - Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français. *Bull. Soc. Géol. de France* ; **8**, t.V, 361-372.

- Clauzon G., Ambert P., Vaudour J. (1990) - Cartographie géomorphologique de la Basse-Provence rhodanienne. Méditerranée, tome 71, 3-4. In : L'agriculture en terrasses sur les versants méditerranéens; histoire, conséquences sur l'évolution du milieu. Séminaire - Aix-en-Provence - 3 février 1990. 75-82.
- Clauzon G., Rubino J.-L., Savoye B. (1995) - Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast, IAS 16th Regional Meeting of Sedimentology. *Field trip Guide Book. Publication ASF*, **23**, Paris, 145-222.
- Clauzon G., Puig J.-M., Guendon J.-L. (1997) – Manifestations karstiques induites par le creusement messinien: exemples rhodano-duranciens. Réunion « Géomorphologie quantitative et paléogéographie dans le domaine karstique méditerranéen », La Sainte-Baume, Livret-guide, 33 pp.
- Clauzon G., Fleury T.J., Bellier O., Molliex S., Mocochain L., Aguilar J.-P. (2011) - Morphostructural evolution of the Luberon since the Miocene (SE France), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **182** (2), 93–108.
- Combes P.-J. (1969) – Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Mémoires du centre d'étude et de recherches géologiques et hydrogéologiques, Fondation CERGA, Montpellier, 342 pp.
- Combes P.-J. (1990) – Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodinamica Acta*, **4**, 2, 91-109.
- Combes P.-J., Glaçon G., Grekoff N., Medus J., Sigal J. (1973) – Etude micropaléontologique d'une argilite associée à la bauxite de Bédarieux (Hérault, France). Nouvelles données sur l'âge de mise en place du minerai. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **t.276** : 1669-1672.
- Corroy G., Gouvernet C., Chouteau J., Sivrine A., Gilet R., Picard J. (1958) - Les résurgences sous-marines de la région de Cassis - La fontaine de Vaucluse - Résultats scientifiques des explorations de 1955 et 1956. *Bulletin de l'Institut Océanographique*, **1131**, 1-35.
- Corroy G., Tempier C., Durand J.-P. (1964) - Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **6(VI)**, 91–106.
- Couëffé R. (2001) – La préservation du temps dans les enregistrements sédimentaires : analyse quantitative à l'intérieur de la molasse marine miocène du bassin d'avant chaîne de Digne (Alpes de Haute Provence, Sud-Est de la France). Doctorat de l'Université de Caen, 337pp.
- Couëffé R., Capar L., Marc S., Perrin A., Bader A.G. (2010). Etude structurale régionale du Sud-Est de la France. Retraitement et interprétation géologique sommaire de 13 transects sismiques régionaux. Rapport final confidentiel. Rapport BRGM/RC-57610-FR, 129 pp.
- Couëffé R., Badinier G., Grataloup S., Martelet G., Paquet F., Thion I., Tourlière B. (2012) – Reconstruction géométrique des couches cibles pour le stockage géologique de CO₂ en aquifères salins. PROJET VASCO - Phase 5 : Stockage en aquifères salins - Tâche 5.1. Rapport final. BRGM/RP-64301-FR, 78 pp.
- Couturaud, A., (1993). Hydrogéologie de la partie occidentale du système karstique de Vaucluse. *Thèse de doctorat*, Université d'Avignon, 160 pp.

Cushing E.M., Bellier O., Nechtschein S., Sébrier M., Lomax A., Volant P., Dervin P., Guignard P., Bove L. (2008) - A multidisciplinary study of a slow-dipping fault for seismic hazard assessment. The example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophys. J. Int.*, **172**, 1163–1178.

Dalmasso, H. (2001) - Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux: discrimination et quantification des paramètres de contrôle. Cas de la plate-forme fini-jurassique / éo-crétacée de Basse-Provence et de la Grande Barrière Récifale Quaternaire d'Australie. *Thèse de doctorat*, Marseille, Université de Provence.

Dal Soglio L. (2019) – Hétérogénéité géologique, spéléogénèse et hydrodynamique du karst : du concept à la modélisation numérique. *Thèse de doctorat*, Univ. Avignon, 312pp.

Dardeau G. (1983) – Le Jurassique des Alpes Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, Briançonnais et provençal. *Thèse d'Etat*, Université de Nice, 391pp.

Debelmas J., Ballesio R., Brochier JL., Fourneaux C., Moûtier L., Triat JM (2004) – Notice explicative de la feuille de Valréas à 1/50 000. BRGM, Orléans. 75pp.

Denizot, G. (1934) - Description des massifs de Marseilleveyre et du Puget. *Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille*, XXVI, 5, 229 p.

Debrand-Passard S. & Courbouleix S. (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Volume 2 Atlas. *Mém. BRGM* n°126.

De Graciansky PC., De Jacquin T., Hesselbo S.P. (1998) - The Ligurian cycle: an overview of lower Jurassic 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. P-C. de Graciansky, J. Harenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds), *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication*, **60**, 467-479.

Delannoy J.-J., Perrette Y., Debardé., Ferrier C., Kervazo B., Perroux A.-S., Jaillet S., Quinif Y. (2004) - Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale ; La grotte Chauvet (Ardèche-France). *Karstologia*, **44**, 25-42.

Delannoy J.-J., Jaillet S., Fudral S., Gasquet D., Kaufmann O., Sabaud M., Ployon E. (2007) - L'aven d'Orgnac : un jalon karstique pour la reconstitution paléogéographique de l'interfluve Ardèche / Cèze. *Collection EDYTEM, Cahiers de Géographie* n°5, 117-146.

Depambour C. (1998) - La galerie supérieure de l'aven du Rousti et ses remplissages. In *Actes de la 8e Rencontre d'Octobre*. Spéléo-Club de Paris.

Depambour C & Guendon JL. (2003) - Eléments de réflexion sur la morphogénèse des plateaux de Vaucluse (France) : les apports du karst superficiel. *Karstologia*, 42(2), 1–14.

Destombes J.-P. (1962) – Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Luberon oriental). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LVIII, **266**, 461-569.

Dewandel, B., Ladouche B., Lanini S. (2017) – Projet de recherche ARK – Amélioration de la connaissance de l'aquifère du bassin d'Aix-Gardanne. Rapport final BRGM/RP-65884-FR, 177pp.

- Dewey J., Helman M., Turco E., Hutton D., Knott S. (1989) - Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M., Dietrich, D., Parks, G. (Eds.), *Alpine Tectonics: Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 265–283.
- Douchet M. (1992) - La rivière souterraine du Bestouan. *Spelunca*, **47**, 11-15.
- Dubar, M. (1983) - Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et du Pléistocène du bassin de la Moyenne Durance; interprétations géodynamiques et paléogéographiques. *Thèse de Doctorat*, Univ. Marseille, 484 pp.
- Dubois P. & Curnelle R. (1978) - Résultats apportés par le forage les Mées no. 1 sur le plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence), *C. R. Soc. Géol. Fr.*, **4**, 181-184.
- Dubois, P. & Delfaud, J. (1989) - Le Bassin du Sud-Est. In : Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Association Des Sédimentologues Français (eds), Editions Technips, Paris, 277-297.
- Ducieux J.-L. (1982) - Recherche de concentrations métallifères en domaine paralique et limnique. Le cas des formations du Crétacé supérieur gardois, du paléogène de Manosque (Alpes-de-Haute-Provence) et de Saint-Martin-des-Plains (Puy-de-Dôme). *Thèse de doctorat*, Univ. Lyon, n° 1137, 439 pp.
- Elmi S., Almeras Y., Arnaud M., Barféty JC., Bodeur Y., Clavel B., Contini D., Dardeau G., Delande JH., Giot D., Jautée E., Laurin B., Lefavrais-Raymond A., Mongold C., Monleua C., Moulan G., Mouterde R., Noël D., Pavia G., Peybernes B., Ruget C., Thierry J., Tintant H (1984) – Jurassique moyen : Dogger. In Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt MJ : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Volume 1 Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM n°125*. 615 pp.
- Enay R., Arnaud M., Atrops F., Barféty JC., Beaudoin B., Bernier P., Bodeur Y., Boullier A., Clavel B., Contini D., Dardeau S., Debrand-Passard S., Donze P., Elmi S., Gaillard C., Jaffrezo M., Jautée E., Lathuilière B., Marchand D., Monleau C., Menot JC., Noël D., Pascal A., Peybernes B., Remane J., Tintant H., Thierry J. (1984) - Jurassique supérieur : Malm. In Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt MJ : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Volume 1 Stratigraphie et paléogéographie. *Mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières n°125*. 615 pp.
- Fabre G. (1980) - Recherches hydrogéomorphologiques sur les karsts du Languedoc oriental, *Thèse d'Etat*, Univ. Aix-Marseille II, 446 pp.
- Fabre G. (1983) - Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks G. Bardossy. *Developments in economic geology n°14*, Elsevier sci. publi. company, Amsterdam-Oxford-New York, 1982. *In: Karstologia*, 2, 70-71.
- Ferry S. (1999) - Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. Actes des Journées scientifiques CNRS-ANDRA, Bagnols-sur-Cèze, 20-21 octobre 1997.
- Ferry S., Ballesio R., Monier P. (1997) - Modalités du remplissage sédimentaire de la ria pliocène du Rhône. Problèmes en suspens après les premiers travaux ANDRA. *Poster GG11*. Atlas des Posters Bagnols-sur-Cèze, 22-23.

Fleury E. (1909) – Le Sidérolithique suisse. Contribution à la connaissance des phénomènes d'altération superficielle des sédiments. *Mém. Soc. Fribourgeoise Sci. Nat.*, **vol VI**, 206 pp.

Floquet, M., Léonide, P., et Marchand, D. (2007) - Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique, in Provence, U.d., ed., Livret guide d'excursion géologique: Marseille, Groupe Français d'Etude du Jurassique, 125 pp.

Fournillon A. (2012) - Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France). Thèse de doctorat, Univ Marseille, 425pp.

Fuchey Y. (2001) - Synthèse cartographique et modélisation 3D du remplissage Cénozoïque du bassin de l'Hérault et de l'Orb. In: *ASF Association des Sédimentologues Français*, **36**, 155 pp.

Gari J. (2008) - Développements en géologie numérique d'affleurement et modélisation stratigraphique 3D : exemple de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur (SE, France). Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 278 pp.

Garibaldi C. Guillou-Frottier L., Lardeaux J.-M., Bouchot V. (2010) - Combination of Numerical Tools to Link Deep Temperatures, Geological Structures and Fluid Flow in Sedimentary Basins *Application to the Thermal Anomalies of the Provence Basin (South-East France)*, Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.

Gattacceca J. (2001), Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. Thèse de doctorat. Ecole des Mines de Paris, 345 pp.

Gattacceca J., Deino A., Rizzo R., Henry B., Jones D.S., Beaudoin B., Vadeboin F. (2007) - Miocene kinematics of the Liguro-Provençal basin : new paleomagnetic and geochronological constraints from Sardinia. *Earth and Planetary Science Letters*, **258**, 359-377.

Geel T. (1995) - Oligocene to early Miocene tectono-sedimentary history of the Alicante region (SE Spain): implications for Western Mediterranean. *Basin Res.* **7**, 313–336.

Gignoux M. (1925) – Géologie stratigraphique. Masson, 573 pp.

Gigot P. (1975) - Les klippen sédimentaires et les mégabèches associées du bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier. *IX^e congrès internat. de sédiment.* Nice 1975, 147-156.

Gigot, P., Gubler, Y. & Haccard, D. (1975) Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Hautes-Provence. *IX^eème Congrès International de Sédimentologie*, Nice, Thème 4, 157-162.

Gilli E. (2002) - Etude préalable sur le drainage des karsts littoraux. Rapport d'étude, Agence de l'eau RMC, 83pp.

Gilli É. & Audra P. (2004) – Les lithophages pliocènes de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France). Un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France. *C. R. Geosciences*, **336**, 16, 1481-1489.

Gisquet F. (2012) - Les drains dolomitiques super-K : géométries, hétérogénéités-réservoirs, origines. La Formation Khuff en subsurface (Permo-Trias, Qatar-Iran) et un analogue à l'affleurement (Jurassique supérieur, Provence - France). Thèse de doctorat, Univ Marseille. 533pp.

- Godet, A. (2006) - The evolution of the Urgonian platform in the Western Swiss Jura realm and its interactions with palaeoclimatic and palaeoceanographic change along the Northern Tethyan Margin (Hauterivian - earliest Aptian). Institut de Géologie et d'Hydrogéologie. Neuchâtel, Université de Neuchâtel, 405 p.
- Godet A., Blanc-Alétru M. C., Godet A., Blanc-Alétru M. C., Baudin S., Adatte T., Föllmi K. B. (2005) - The Hauterivian-Barremian of the Western Swiss Jura around Neuchâtel. Série Spéciale « Colloques et Excursions », n°7: 79-96.
- Gombert Ph. (1988) - Hydrogéologie et karstogenèse du Bas-Vivarais calcaire (Ardèche, France). *Thèse de doctorat*, Université de Montpellier, 483 .
- Gorini, C., 1993 - Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). *Thèse de doctorat*, Université de Toulouse I, 256pp.
- Gorini C., Lofi J., Duvail C., Dos Reis T., Guennoc P., Le Strat P., Mauffret A. (2005) - The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Mar. Pet. Geol.* **22**, 695–712.
- Gouvernet C. (1968) - Etude géologique de la plaine du Bas-Argens. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, XL, 173-192
- Guendon JL., Parron C., Triat JM. (1983) – Incidences des altérations crétacées sur la notion de sidérolithique dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, XXV,(1), 41-50.
- Guendon, J.L. (1982) - Le paléokarst du Coulom. Altération d'une série siliceuse sur substratum carbonaté et karstification sous couverture. *Phén. Karst.*, Mém. et Doc. III, 133-159.
- Guendon JL (1984) - Les paléokarsts des Alpes occidentales du Trias à l'Éocène. *Karstologia*, **4**, 2e semestre, 2-10.
- Guendon J-L. & Parron E. (1983) – Bauxites et ocres crétacées du SE de la France. Mécanismes de l'altération des roches sédimentaires. *Trav. Lab. Sci. Terre*, Marseille St-Jérôme, série B, n°23, 142 pp.
- Guendon JL., Parron C., Triat JM. (1983) – Incidence des altérations crétacées sur la notion de Sidérolithique dans le Sud de la France. *Bull. Soc. Géol de France*. **7**, XXV, n°1,41-50.
- Guennoc P., Gorini C., Mauffret A. (2000) - Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géol. Fr.*, **3**, 67-97.
- Guieu G. (1967) – Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bull. Soc. Géol de France*. **7**, 610-630.
- Guieu G. & Philip J. (1972) – Sur les relations tectoniques entre les massifs de la Nerthe et de l'Etoile dans le secteur du vallon de Graffianne au nord-ouest de Marseille. *C.R. Acad. Sci. Fr. Sér. D*, **274**, 999-1002.
- Guignard P., Bellier O., Chardon D. (2005) - Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France), *C. R. Geoscience* **337**, 375–384

Guyonnet-Benaize C., Lamarche J., Masse J.-P., Villeneuve M., Viseurs S. (2010) – 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *Journal of Geodynamics*, **50** (2) : 81-93.

Guyonnet-Benaize C., Lamarche J., Hollender F., Viseur S., Münch P., Borgomano J. (2015) - Three-dimensional structural modeling of an active fault zone based on complex outcrop and subsurface data: The Middle Durance Fault Zone inherited from polyphase Meso-Cenozoic tectonics (southeastern France), *Tectonics*, **34**, 265–289,

Haccard D., Beaudouin B., Gigot P., JOrda M. (1989) - Notice explicative de la feuille LA JAVIE à 1/50 000, BRGM, Orléans.

Hennuy J. (2003) – Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le bassin Sud-Provençal et sa plateforme carbonatée du Turonien au Coniacien moyen. Evolutions séquentielle, diagénétique, paléogéographique. Thèse de doctorat, Univ. de Provence, 252 pp.

Hippolyte J.-C., Nury D., Angelier J., Bergerat F. (1991) - Relation entre tectonique extensive et sédimentation continentale: exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, 1083-1094.

Hippolyte J.C., Angelier J., Nury D., Bergerat F. et Guieu G. (1993) - Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocène basins of the Provence, Southern France. *Tectonophysics*, **226**: 15-35.

Hippolyte J.-C. & Dumont T. (2000) - Identification of Quaternary thrusts, fold and faults in a low seismicity area: examples in the Southern Alps (France), *Terra Nova*, **12**, 156-162.

Hsu K.J., Cita M.B., Ryan W.B.F. (1973) - Origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F., Hsu, K.J. (Eds.), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1203–1231.

Huneau F. (2000) - Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen. Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France). *Thèse de doctorat*, Université d'Avignon, 180pp.

Husson E. (2013) – Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Thèse de Doctorat, Univ Montpellier, 318 pp.

Jolet P. (1996) – Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plateforme mixte carbonatée-silicoclastique : le Turonien de provence (SE France). Thèse de doctorat, Univ. Marseille, 178 pp.

Jolivet L., Faccenna C., Goffé B., Mattei M., Rossetti F., Brunet C., Storti F., Funiciello R., Cadet J.P., Parra T. (1998) - Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case. *J. Geophys. Res.* **103** (B6), 12123–12160.

Jolivet L., Augier R., Robin C., Suc J.-P., Rouchy J.M. (2006) - Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, **188-189**, 9-33.

Jouves J. (2018) - Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques : de la karstologie aux modèles numériques 3D. Thèse de doctorat, Univ. Aix-Marseille, 256pp.

- Johan J., Bruno A., Hubert C. (2020) - Synthèse des résultats du projet Dardennes, recommandations et scénarios de gestion de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc (Var). [Rapport de recherche] AMU Aix-Marseille Université. 107pp.
- Julian M. & Nicod J. (1984). - Paléokarsts et paléo-géomorphologies néogènes des Alpes occidentales et régions adjacentes (Neogene paleokarsts and paleogeomorphology in the western Alps, Jura and Provence). *Karstologia*, **4**, 11-18.
- Julian M. & Nicod J. (1989) – Les karsts des Alpes du Sud et de Provence. *Geomorpho.*, Suppl. BD, **75**, 1-48.
- Lajoinie J.-P. & Laville P. (1979) – Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. *Mem BRGM*, **100**, 146 pp.
- Lalbat F. (2006) - Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentras (Vaucluse, France). Hydrologie. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, 231 pp.
- Laurent O., Stephan J.-F. and Popoff M., 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'Arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, **3**, 33- 65.
- Leleu S. (2005) – Les cônes alluviaux crétacé supérieur/paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. Thèse de doctorat de l'université Louis Pasteur de Strasbourg. 222 pp.
- Lemoine M. (1984) La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes Occidentales. In: Les marges continentales en mer et autour de la France. G. Boillot (ed), Paris, 155-248.
- Lemoine M. & De Graciansky P.C. (1988) - History of a passive continental margin: the western Alps in the Mesozoic. Introduction. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 4, 597-600.
- Lemoine M., De Graciansky P.C., Tricart, P. (2000) - De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes, Paris, *Gordon and Breach Science Publishers*.
- Le Pichon X., Bergerat F., Roulet M.J. (1988) - Plate kinematics and tectonic leading to the alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America Special Paper*, **218**, 111-132.
- Le Pichon, X., Rangin C., Bellier O. (2007) - Un bassin mésozoïque déstabilisé par la distension oligocène, *Colloque Tectonique récente de la Provence: rôle des couches ductiles*, CEREGE - Europôle de l'Arbois.
- Lesueur JL., RUBINO JL., Giraudmaillot M., (1990) – Organisation et structures internes des dépôts tidaux de Miocène rhodanien. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, t. VI,(1), 49-65.
- Lofi J. (2002) – La Crise de Salinité Messinienne : Incidences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. *Thèse de Doctorat*, Univ Lille I. 285 pp.
- Lofi J., Rabineau M., Gorini C., Berné S., Clauzon G., De Clarens P., Reis A.T.D., Moutain G.S., Steckler M.S., Ryan W.B.F., Fouchet, C. (2003) – Plio-Quaternary prograding clinof orm wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, **198**, 289-317.

Lofi J., Gorini CH., Berné S., Clauzon G., Reis T.D., Ryan W.B.F., Steckler M.S. (2005) – Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, **217**, 1-2, 1-30.

Loget N., Van den Driessche J., Davy P. (2005) - How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova* **17**, 414-419.

Maillard A., Gorini C., Mauffret A., Sage F., Lofi J., Gaullier V. (2006). – Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia basin (northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian salinity crisis. – *Sediment. Geol.*, **188-189**, 69-91.

Marchand E. (2019) - Rôle des interactions tectonique-sédimentation sur l'évolution et la variabilité spatiale d'un gisement de bauxite karstique : exemple du bassin de Villeveyrac (Sud de la France). Thèse de doctorat, Univ. Montpellier, 285pp.

Martel E.A. (1902a) – Sur l'origine et l'âge de la Fontaine-de-Vaucluse. *C. R. Acad. Sci., Paris.*, **134**, 236-239.

Martel E.A. (1902b) – Sur le fonctionnement et l'alimentation de la Fontaine de Vaucluse. *C.R. Acad. Sci.*, **135**, 815-818.

Martini J. (2005) - Etude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France) : mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. *Karstologia*, **45-46**, 1-18

Masclé A., Vially R., Deville E., Biju-Duval B., Roy JP., (1996) – The petroleum evaluation of tectonically complex area : the wester margin of the southeast basin (France). *Marine and Petrol. Geol.*, **13**, (8), 941-961.

Masse J-P. (1976) - Les Calcaires Urgoniens de Provence Valanginien-Aptien inférieur, Stratigraphie Paléontologie. Thèse. Marseille, Université d'Aix-Marseille II: 445 p.

Masse J-P. (1993) - Systématique, Stratigraphie et Paléobiogéographie du genre *Lovetchenia* (Requiniidae) du Crétacé inférieur méditerranéen. *Geobios* 26(6) : 699-708.

Masse J.-P. (1998) - Sédimentologie du stratotype historique de l'Aptien inférieur dans la région de Cassis-La Bédoule (SE France). *Géologie Méditerranéenne*, **XXV** (3-4), 31-41.

Masse JP. & Philip J. (1976) – Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Rev. Géogr. Phys. Géo. Dyn*, **2**, XVIII (1), 49-66.

Masse J. P., Fenerci M., Pernarcic E. (2003) - Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates: Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200**, 65-81.

Masse J-P. et Fenerci-Masse M. (2011). Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates - The late Barremian-early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research*, **32**, 659-684.

Mazet J.& Nicod J. (2012) - Les bassins supérieurs du Cauron et du Caramy, au nord-est du massif de la sainte-baume (Var, Provence) : des hydrosystèmes karstiques complexes. *Études de Géographie Physique*, **XXXIX**, 21-51.

Mauffret A., Contrucci I., Brunet C. (1999) - Structural evolution of the northern Tyrrhenian Sea from new seismic data, *Mar. Pet. Geol.*, **16**, 381 – 407.

Meniscus X. (2012) – Résurgence de Port-Miou -223 m le 7 mai 2012, compte rendu de plongée, <http://cnps.plongeesouterraine.org>.

Mennessier G. (1952) – Feuille de Salerne au 50 000. Observation stratigraphiques et tectoniques. *Bull. Carte géol. De France*, **237**, tome L, 175-180 ;

Mocochain L., (2007) – Les manifestations géodynamiques –externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plate-forme carbonatée peri-méditerranéenne : Le karst de la Basse Ardèche (Moyenne Vallée du Rhône ; France). *Thèse de doctorat*, Université Aix-Marseille I, 190 pp.

Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y. (2006) - Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise messinienne. *Bull. Soc. géol. France*, **177**, (1) p. 27-36.

Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y., Brunet P. (2006) - Geodynamic evolution of the peri mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and the Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, **188-189**, 219-233.

Mocochain L., Audra Ph., Clauzon G., Bellier O., Bigot J.-Y., Parize O., Monteil Ph. (2009) - The effect of rivers dynamic induced by Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: example of the Lower Ardèche River (Rhône Mid-valley). *Geomorphology*, **106**, 46-61

Mocochain L., Audra P., Bigot J.-Y. (2011) - Bull Soc Geol France, Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts *Bulletin de la Société Géologique de France*, **182** (2), 87-93.

Molliex S. (2009) - Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France). *Thèse de doctorat*, Université Paul Cézanne, 346pp.

Molliex S., Bellier O., Terrier M., Lamarche J., Martelet G., Espurt N. (2011) - Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault. *Tectonophysics*, **501**, 1-16.

Monjuvent G. (coord) et al., (1984) – Quaternaire. In Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt MJ : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Volume 1 Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM*, n°125. 615 pp.

Monleau C., Arnaud M., Catzigras, F. (1988) - L'Oligocène supérieur marin de la Nerthe (B-d-R): nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **306**(11), 487-490.

Montadert L., Sancho J., Fail J.P., Debyser J., Winnock E. (1970) – De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares). *C. R. Acad. Sci., Paris*, D, **271**, 812-815.

Mudry J. & Puig J.-M. (1991) - Le karst de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, Alpes-de-Haute-Provence, Drôme). *Karstologia*, **18**, 29–38.

Nicod J. (1967) - Recherches géomorphologiques en Basse-Provence calcaire. *Thèse d'Etat*, Université Aix-Marseille, 557 pp.

Nicod J. (1975) - Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. *Bulletin de l'Association de géographes français*, **427-428**, 289-297.

Nicod J. (1991) - Du nouveau sur la Fontaine de Vaucluse et son karst. *Annales de géographie*, **100**, n°559, 333-339.

Nicod J. (2004) - Présentation du bloc-diagramme : Grand Canyon du Verdon. *Méditerranée*, **102**, 1-2, 17-24.

Nicod J. (2007) - Deux lacs à problèmes du Centre-Var : le Grand Loucien de La Roquebrussanne et le lac de Besse-sur-Issole. *Géogr. Phys.*, **XXXIV**, 43-50.

Nicod J. (2008) - Toujours les problèmes du lac de Besse-sur-Issole ! *Études de Géographie Physique*, **XXXV**, 45-50.

Nicod J. (2017) - Paysages et problèmes du haut-bassin de l'Argens au cœur de la Provence Verte (Var occidental). *Physio-Géo*, **11**, 105 pp.

Nicod J. (2018) – Sites du Bas-Verdon : Recueil de documents. *Physio.Géo*. Collection Ouvrage. ISSN 1958-573X, 138pp.

Nury, D., 1988. L'Oligocène de Provence méridionale : stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. Thèse d'Etat, Univ. De Provence, 411 pp.

Nury D. & Schreiber B. C. (1997) - The Paleogene basins of southern Provence. Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene). G. S. Busson, B. C. New York, Columbia Univeristy Press: 240-300.

Ollivier V. (2006) – Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation. Travertinisation, détritisme et incision sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation. *Thèse de doctorat*, Université d'Aix Marseille, 357pp.

Oudet J. (2008) - Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal. Thèse, Univ. Aix-Marseille I., 288 pp.

Oudet J., Münch P., Borgomano J., Quillévéré F., Melinte-Dobrinescu M., Demory F., Viseur S., Cornée J.J., (2010). Land and sea study of the Northeastern Golfe du Lion rifted margin: the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **181** (6), 591-607.

Parron C. & Triat JM. (1977) – Nouvelles conceptions sur le Crétacé supérieur du Gard. Répercussions sur la stratigraphie, la paléogéographie et la tectonique de la découverte de trois phases d'altération continentale. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* **2**, XIX (3), 241-250.

Parron C. & Triat JM. (1978) – Paléoaltérations continentales et sédimentogenèse marine dans le Crétacé supérieur du Massif d'Uchaux (Vaucluse). *Bull. BRGM*, 2° série, I (1), 47-56

Philip J. (1970) — Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Sci. Aix-Marseille., 438 pp.

Philip, J., Anglada, R., Rousset, C., Tronchetti, G. (1975) - Sur la découverte d'un nouveau témoin de la transgression miocène en Basse Provence occidentale. Implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc.*, **280**, 411-415.

Philip J. (1998) – Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings : the cenomanian-turonian stages of Provence (southeastern France). *S.E.P.M. Spécial Publication*, **60**, 343-359.

Philip J., Masse J. P., Machhour L. (1987) – L'évolution Paléogéographique et structurale du front de chevauchement Nord-Toulonnais, Basse-Provence Occidentale (France). *Bulletin Societe Geologique de France*, **3**, 541-550.

Philip J., Angladar R., Rousset C., Tronchetti G. (1975) - Sur la découverte d'un nouveau témoin de la transgression miocène en Basse Provence occidentale. Implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc.*, **280**, série D, 411-414

Philip J., Vianey-Liaud M., Martin-Closas C., Tabuce R., Léonide P., Margerel J. P., Noël J. (2017) - Stratigraphy of the Haut Var Paleogene continental series (Northeastern Provence, France): New insight on the age of the 'Sables bleutés du Haut Var' Formation. *Geobios*, **50**(4), 319-339

Razin P., Bonijoly D., Le Strat P., Courel L., Poli E., Dromart G., Elmi S. (1996) – Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the subalpine basin during the Triassic and Jurassic, Ardèche France. *Marine and Petrol. Géol.*, **13** (6), 625-652.

Rangin C., Le Pichon X., Hamon Y., Loget N., Crespy A. (2010) - Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data. *Bull. Soc. Geol. fr.*, **181** (6), 503-530.

Réhault J.P., Boillot G., Mauffret A. (1984) - The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, **55**, 447-477.

Rizzini A., Vezzani F., Cococetta V., Milad G. (1978) - Stratigraphy and sedimentation of a Neogen–Quaternary section in the Nile delta area (A.R.E.). *Mar. Geol.* **27**, 327–348.

Roure F., Brun J. P., Colletta B., Van Den Driessche J. (1992) - Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine foreland basin of Southeastern France. *J. Struct. Geol.*, **14**, 503–519.

Roure F., Brun JP., Colleta B., Vially R. (1994) – Multiphase extensional structures, fault reactivation and petroleum plays in the Alpine foreland basin of southeastern France. In : EAPG Mem. 4 (A. Mascle ed.) Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, 245-268.

Roure S., Clauzon G., Rubino J-L., Séranne M., Camy-Peyret J., Xavier J-P. (2009) - L'incision Messinienne: Cartographie des canyons du Rhône et de la Durance: Processus et implications. 12ème congrès de l'ASF, 25-31 octobre 2009, Rennes.

Rousset C. (1967) - Preuves de la transgression vindobonienne sur la crête de la montagne de la Sainte-Victoire (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, IX, p. 543-548.

Rousset C. (1969) - Le bombement varois : relations entre la bauxitisation au Crétacé moyen en Provence et l'évolution originelle de la région en régime karstique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **268**, 2231-2234

- Rousset, C. (1973) - Rôle de la karstologie dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques : les cycles karstiques en Provence. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, **15**(3), 273-294.
- Rousset C. (1973) — Paléogéographie, karstologie et bauxitogenèse en Provence. IC SOB A, 3ème Congr. intern. Nice, 109-116.
- Ryan W. B. F. (1973) - Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. In: C. W. Drooger (Rédacteur), *Messinian Events in the Mediterranean*, North-Holland, Amsterdam, pp. 26-38.
- Ryan W.B.F. (1976) – Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, **23**, 791- 813
- Ryan W.B.F. & Cita M.B. (1978) – The nature and distribution of Messinian erosional surfaces; indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, **27**, 3-4, 193-230.
- Sanchis E. & Seranne M. (2000) - Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Ales basin, southern France. *Tectonophysics*, **322** (3–4), 219–242.
- Savoie B. & Piper D.J.W. (1991) – The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, Southern France. *Marine Geology*, **97**, p. 279-304.
- Schlupp A., Clauzon G., Avouac J.-P. (2001) – Mouvements post-messinien sur la faille de Nîmes: implications pour la sismo-tectonique de la Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **172** (6), 697-711.
- Séranne M., Benedicto-Esteban A., Labaum P., Truffert C., Pascal G. (1995) - Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, **12** (8), 809-820.
- Séranne M. (1999) -. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen*. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne. (Eds.), London, The Geological Society. Special Publication, 156: 15-36.
- Sissingh W. (2001) - Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland : Correlation of the Tertiary Sedimentary sequences, change in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, **333**, 361-400.
- Sissingh W. (2006) - Kinematic sequence stratigraphy of the European Cenozoic Rift System and Alpine Foreland Basin: correlation with Mediterranean and Atlantic plate-boundary events. *Netherlands Journal of Geosciences*, **85** (2), 77-129.
- Suc J.P. & Bessais E. (1990) – Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **310**, série 2, 1701- 1707
- Tassy A. (2012) - Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque: Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural. Thèse de doctorat. Univ Aix-Marseille, 416pp.

Tassy A., Fournier F., Munch P., Borgomano J., Thinon I., Fabri M.-C., Rabineau M., Arfib B., Begot J., Beslier M.-O., Cornée J.-J., Fournillon A., Gorini C., Guennoc P., Léonide P., Oudet J., Paquet F., Sage F., Toullec R. (2014) - Discovery of Messinian canyons and new seismic stratigraphic model, offshore Provence (SE France): implications for the hydrographic network reconstruction. *Mar. Pet. Geol.*, **57**, 25-50.

Tempier C. (1972) - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. *Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre*, St-Jérôme, Marseille, série B, 4, 371 pp.

Tempier C. (1987) - Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8** (III.3), 409–628.

Tendil A. (2018) - Contrôles tectoniques, climatiques & paléogéographiques sur l'architecture stratigraphique de la plateforme carbonatée Urgonienne Provençale (France) : approches sédimentologiques, géochimiques & numériques intégrées. Thèse de doctorat de l'université de Marseille. 436 pp.

Terrier M., Serrano O., Hanot F. (2008) - Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model. *Geodynamica Acta*, **21**, (5–6), 231–238.

Thierry J. (2000) - Middle Toarcian. In: Atlas Peri-tethys, Paleogeographical Maps. J. Dercourt, M. Geatini, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M.F. Brunet, J.P. Cadet, S. Crasquin & M. Sandulescu (eds), Paris, 61-70, Map 8.

Triat J.-M. (1982) - Paléoaaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. Thèse d'état. *Sci. géol. Strasbourg*, **68**, 1-202.

Triat JM. & Parron C. (1976) – L'ocrification des sables glauconieux albo-cénomaniens du Gard et du Vaucluse. *Bull. Soc. Géol. France*. **7**, XVIII, 21-25.

Verges J., Fernandez M., Martinez A. (2002) - The Pyrenean orogen: Pre-, syn-, and postcollisional evolution. *J. Virtual Explorer*, **8**, 57-76.

Villegier M., Andrieux J. (1987) - Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales), *Bull. Soc. Géol. Fr.* **III**, 8(1), 147–156.

Virgone A. (1997) - Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'une plate-forme carbonatée: le Berriasien supérieur - Valanginien basal de Basse Provence occidentale (SE France). Marseille, Université de Provence.

Wyns R. & Guillocheau F. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Résultats et perspectives. In: L. P. (Ed.), Colloque GéoFrance 3D. BRGM, 103-108.

Ziegler P.A. (1992) Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. *Tectonophysics*, 215, 9-34.

Hydrogéologie :

ANTEA, 2001a. Renforcement et sécurisation de l'alimentation en eau potable. Réalisation d'un sondage de reconnaissance profond. Transformation en ouvrage de captage. Compte-rendu de travaux et tests effectués sur le forage du Fangas. Ville d'Apt. Novembre 2001 n° 20906/A

ANTEA, 2001b. Schéma d'alimentation en eau potable de la ville d'Apt. Volet eau souterraine. A24167-A. 41 p.

Anus S. (2008) – Etude hydrogéologique sur la ressource en eau du nord-ouest des Bouches du Rhône. Phase 1 – synthèse des données géologiques et hydrogéologiques existantes. Rapport ANTEA A45326/A – Volume 1.

Bourdet, Whittle T.M., Dougals, A.A., Pirard V.M., 1983. A new set of type curves simplified well test analysis, World Oil.

Bourdet D., Ayoud J.A. and Pirard Y.M., 1989. Use of pressure derivative in well-test interpretation. SPE, 293-302.

Bourdet, D., 2002. Well testing analysis: the use of advanced interpretation models. Elsevier, Amersdam, The Netherlands, 426 p.

CG83, 2006. Travaux des potentialités de la ressource en eau des anciennes mines de Mazaugues. Suivi du milieu, analyses et mesures. 104 p.

Dellery B. (1978) – Recherche d'eau pour chauffage de serres à Eyragues – rapport de fin de sondage. Rapport BRGM 78-SGN-701-PAC.

Dewandel B., Ladouche B., Lanini S. (2017) – Projet de recherche ARK – Amélioration de la connaissance de l'aquifère du bassin d'Aix-Gardanne. Rapport final BRGM/RP-65884-FR, 177 p., 75 ill., 11 ann.

Dewandel, B., Lanini, S., Lachassagne, P., Maréchal, J.-C., 2018. A generic analytical solution for modelling pumping tests in wells intersecting fractures. J. Hydrol., 559, 89–99, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.013>.

Deruyck B., Ehlig-Economides C. and Joseph J., 1992. Testing design and analysis. Oilfield and analysis. 28-45.

Durozoy (1972) – Evaluation des ressources hydrauliques. Carte hydrogéologique du département des Bouches-du-Rhône (échelle 1/200 000). Notice explicative. BRGM/72-SGN-394-PRC, 46 p. 1 carte.

GEEM/SDN & CES, 2006. Potentialités de la ressource en eau des anciennes mines de mazaugues aval. Essai de pompage sur le puits de retour d'air, été 2006. 16 p.

Gringarten, A.C., Ramey, H.J. Raghavan R., 1974. Unsteady-state pressure created by a well with a single infinite-conductivity vertical fracture. SPE, August 1974, 347-360.

Hunt, B. and Scott D., 2007. Flow to well in a two-aquifer system. J. of Hydrologic Engineering, 146-155.

Hydrofis, BRL (2015) - Etude exploratoire de la nappe de la Durance. Phase 1 : Etat des lieux du fonctionnement des nappes alluviales et des usages sur la base des connaissances existantes. 405 p.

HYDROSOL (2019) – Faisabilité hydrogéologique d'un captage d'eau potable. Secteur des Canonnettes-Arcoules. Communes de Fontivieille et des Baux de Provence.

Leduc L. (2021) – Prospection d'une ressource en eau pour le futur de la plaine de la Crau. Rapport de stage au SYMCRAU. 92 p.

Mayer P. (2019) - De la conquête de la rivière au grand voyage des eaux. Ethnologie et histoire du Verdon. Document édité par le Parc Naturel Régional du Verdon.

Moulin M., coll. Dufour P. (2010) – Etude hydrogéologique des ressources en eau souterraine profondes du bassin d'Aix – Gardanne. Synthèse des résultats de la dernière phase : bilan et conclusion. Rapport final BRGM/RP-57641-FR, 165 p., 30 ill., 3 ann.

Puig, J.M., 2004. Rapport d'hydrogéologue agréé sur la protection du captage de Fangas (Commune d'Apt). 16p.

Renard Ph., Glenz D. and M. Mejias. 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeology Journal. 17: 589–600.

Rivages, 2015. Réalisation d'un forage profond et d'essais de pompage sis chemin des Clos, commune de Garéoult Rapport de synthèse des travaux de reconnaissance. Rivages Environnement, Déc.2015, 57 p.

Rivages, 2018. Projet de mise en exploitation du forage sis chemin des Clos pour l'alimentation en eau potable de la commune. Dossier de demande d'autorisation et d'enquête publique au titre des codes de l'environnement et de la santé publique. Rivages Environnement, Mai 2018, 142 p.

Rousset, C. 2009. Etudes hydrogéologiques de la protection du forage des Fangas n°2, pour contribuer à l'alimentation en eau potable de la communauté de communes du pays d'Apt, département du Vaucluse. 10 p.

SAFEGE, 2009. Forage de Fangas F2, transformation du forage de reconnaissance en forage d'exploitation. Rapport de fin de travaux MD00281, 64p.

SAFEGE, 2011. Ressource en eau des contreforts nord de la sainte baume identification et caractérisation de la ressource majeure à préserver pour l'alimentation en eau potable Synthèse et mise à jour des connaissances actuelles. Oct.2011, 63 p.

SAFEGE, 2012. Pompage d'essai du forage F2 en étiage sévère. Rapport d'interprétation. 12MEN026, 33p.

SAFEGE-CETIIS, 2004. Forage des FANGAS, essais par pompage (oct. - nov. 2003). Ville d'Apt (84), Service des Eaux. Rap. 7203 Janv.2004. 115 p.

Schlumberger. 2002. Well test interpretation. SCHLUMBERGER. Rap., 122 p.

Silvestre J.P. (2020) - Avis hydrogéologique préalable relatif à la réalisation d'un nouveau forage dans le périmètre de protection rapprochée des captages AEP des Canonnettes. 14 p.

Spane F.A. and Wurstner S.K., 1993. DERIV: a computer program for calculating pressures derivatives for use in hydraulic test analysis.

Theis, C.V.,1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Trans. Am. Geoph. Union, 16, 519-524.

TRUC G. (1991) – eau en Vaucluse : origine, fonctionnement, potentiel et qualité des réservoirs aquifères. Document réalisé pour le compte du Conseil Général de Vaucluse.

Annexe 1

Modèles mathématiques utilisés pour interpréter les pompages d'essais

Les courbes types des modèles présentés ci-après sont représentées en fonction du temps adimensionnel calculé en fonction du rayon du puits (ou de la demi-longueur de fracture), t_D , et du rabattement adimensionnel, s_D , ainsi que de sa dérivée logarithmique, s_D' ($\partial s / \partial \ln t$, Bourdet et al., 1983). Ceci permettra d'interpréter les courbes de dérivée de façon conventionnelle (Bourdarot, 1996 ; Bourdet, 2002).

Les relations entre le rabattement, le temps et les formes adimensionnelles sont :

$$t_D = \frac{tT}{Sr^2} \text{ et } s_D = \frac{2\pi T}{Q} s$$

Où T et S sont la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement (ou porosité efficace) de l'aquifère pompé, s le rabattement à l'instant t , Q le débit de pompage, et r le rayon du puits (ou $x/2$ pour la demi-longueur de fracture).

Aquifère multicouche à drainage verticale

Ce modèle mathématique, valable pour un ouvrage vertical, est un modèle générique de type multicouche pouvant prendre en compte un certain nombre de paramètres, notamment l'effet de limites étanches ; jusqu'à quatre limites orthogonales permettant de modéliser les rabattements au sein d'un aquifère fermé. Ce modèle est issu de la solution de Hunt et Scott (2007) où le niveau piézométrique de l'aquifère de surface, défini par une transmissivité T_0 et un emmagasinement S_y , diminue durant le pompage. Notons que cette solution est identique à la solution de Hantush (1964) pour $T_0 \rightarrow \infty$ ou $S_y \rightarrow \infty$; dans ce cas, l'aquifère de surface devient un aquitard où le niveau piézométrique n'évolue pas durant l'essai.

Ce modèle a été étendu par le BRGM aux notions d'anisotropie 3D de l'aquifère, de limites étanches, de captage partiel de l'ouvrage et aux effets de puits (effet de capacité de puits, pertes de charge). Il présente les caractéristiques suivantes :

- un aquifère pompé surmonté d'un aquifère séparé du premier par un semi-perméable (aquitard) ;
- prise en compte d'une anisotropie de perméabilité (ou transmissivité) 3D. L'anisotropie verticale est définie par le ratio Th/Tv (Th : transmissivité horizontale et Tv , verticale), et l'anisotropie dans le plan horizontal x,y par le ratio Tyy/Txx (Tyy : selon l'axe des y et Txx selon l'axe des x). Cette option n'a été pas utilisée car nécessitant plusieurs piézomètres et/ou pas nécessaire à la vue des données ;
- forage et piézomètre captant partiellement l'aquifère pompé ;
- jusqu'à quatre limites étanches orthogonales. Deux parallèles à l'axe des x et y et deux perpendiculaires ;
- positionnement quelconque du puits et du piézomètre dans l'aquifère ;
- et prise en compte des effets liés au puits (capacité du puits, pertes de charge quadratiques).

Notons que ce modèle permet de résoudre un grand nombre de situations, allant du modèle le plus simple (aquifère de type Theis ; aquifère homogène isotrope d'extension infinie) au plus complexe décrit par la figure suivante.

L'illustration 153 et le Tableau 9 présentent le modèle et ses paramètres.

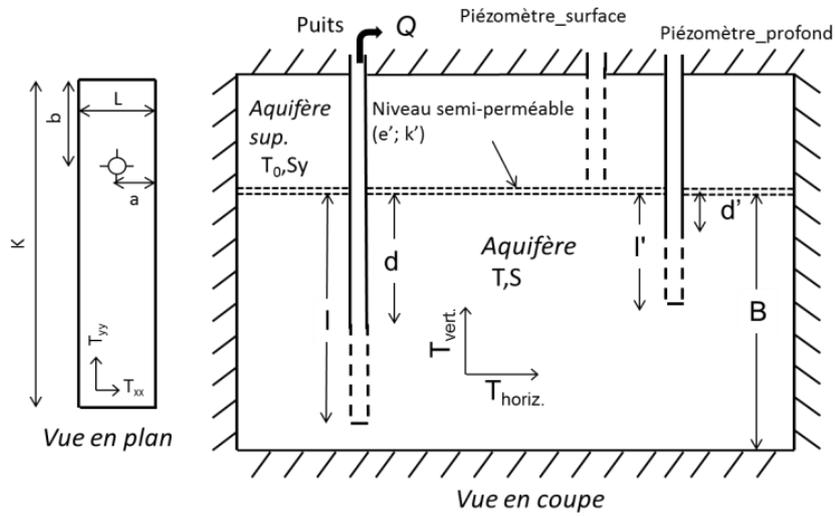


Illustration 153 : modèle multicouche à effet de drainance d'un aquifère supérieur, anisotropie de perméabilité 3-D, jusqu'à quatre limites étanches orthogonales, captage partiel du puits (ou du piézomètre). Modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).

Paramètres du modèle modifié de Hunt et Scott, 2007	
distance	r (m)
Transmissivité de l'aquifère capté	T (m ² /s)
Emmagasinement de l'aquifère capté	S (-)
Epaisseur de l'aquifère	B (m)
Perméabilité de l'éponte (aquitard)	k' (m/s)
Epaisseur de l'éponte	e' (m)
Transmissivité de l'aquifère de surface	T_o (m ² /s)
Emmagasinement de l'aquifère de surface	S_y (-)
Longueur du puits	l (m)
Dist. haut de la partie captée – toit de l'aquifère pour le puits	d (m)
Longueur du piézomètre	l' (m)
Dist. haut de la partie captée – toit de l'aquifère du piézomètre	d' (m)
Anisotropie de transmissivité verticale	Th/Tv (-)
Anisotropie de transmissivité dans le plan x,y	Tyy/Txx (-)
Distance à la 1 ^{ère} limite (a)*	Dist.lim. 1 (min et m)
Distance à la 2 ^{ème} limite ($L-a$)*	Dist.lim. 2 (min et m)
Distance à la 3 ^{ème} limite (b)*	Dist.lim. 3 (min et m)
Distance à la 4 ^{ème} limite ($K-b$)*	Dist.lim. 4 (min et m)
Capacité du puits	Rc (m)
Pertes de charge quadratiques	C (m ⁻⁵ s ²)

Tableau 9 : paramètres du modèle à effet de drainance (modèle modifié de Hunt et Scott, 2007). * Les distances aux limites sont toujours données par rapport au puits de pompage.

Les Illustration 154 à Illustration 156 présentent des courbes types de ce modèle. Elles correspondent aux rabattements au puits de pompage pour un puits vertical complet situé dans un aquifère isotrope ($Th/Tv = Tyy/Txx = 1$) et limité dans l'espace par quatre limites étanches orthogonales perçues successivement au cours du pompage (t_{D_lim} : 6 000, 300 000 ; 4 500 000 et 4 500 000 ; t_D : temps adimensionnel). Dans ce modèle, la drainance en provenance de l'aquifère de surface intervient après l'atteinte de la première limite.

L'illustration 154 présente l'effet du facteur de drainance, soit la capacité qu'a le semi-perméable à laisser passer l'eau. On notera que, dans ce modèle, on a une reprise du rabattement une fois que le rabattement a atteint les limites de l'aquifère de surface.

Les figures suivantes (Illustration 155, Illustration 156) présentent l'allure des courbes pour des variations des paramètres de l'aquifère de surface (T_o et S_y). On notera que S_y est un paramètre très sensible, plus que la transmissivité (T_o), et qu'il a pour principal effet de décaler de façon apparente l'atteinte des limites du système, quand S_y augmente, les limites sont perçues plus tardivement. Ceci est dû au soutien au pompage par un aquifère de surface qui a plus de stock d'eau (aquifère plus capacitif).

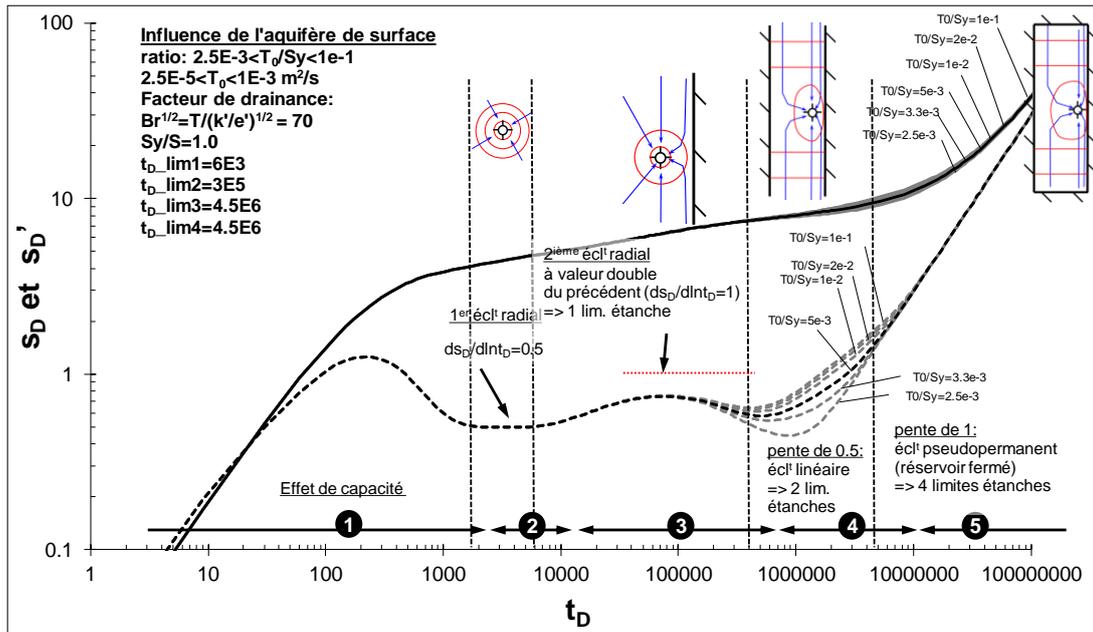


Illustration 156 : courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence de la transmissivité de l'aquitard (T_0).

Modèle à fracture verticale

Le modèle utilisé est celui de Gringarten et al. (1974). Celui-ci permet de modéliser le rabattement d'un puits interceptant une fracture verticale unique de perméabilité infinie (flux uniforme) recoupant entièrement un aquifère caractérisé par sa transmissivité (T) et son emmagasinement (S). La modélisation du rabattement peut être réalisée en n'importe quel point de l'espace, et l'aquifère peut avoir une dimension finie et être définie par une anisotropie de transmissivité (T_y/T_x). L'illustration 157 présente le modèle et ses paramètres.

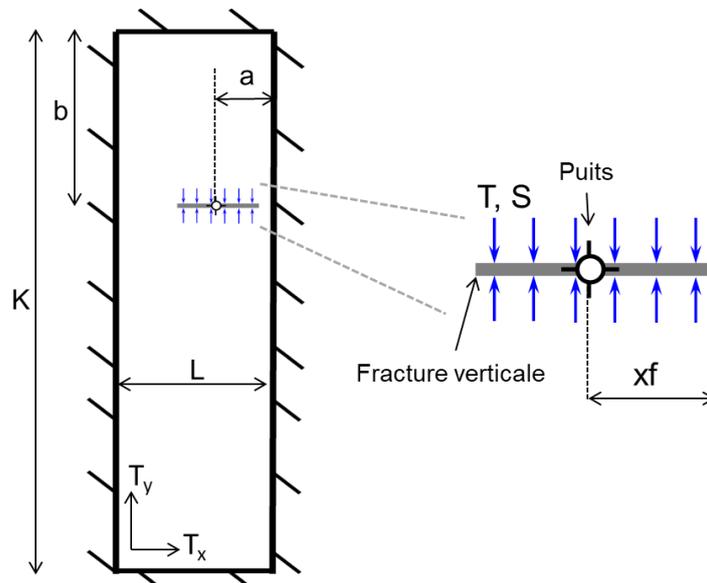


Illustration 157 : solution de Gringarten et al. (1974). Fracture verticale unique recoupant tout l'aquifère (flux uniforme). Vue en plan.

Paramètres du modèle à fracture verticale (Gringarten et al., 1974)	
distance	r (m)
Transmissivité de l'aquifère capté	T (m ² /s)
Emmagasinement de l'aquifère capté	S (-)
Demi-longueur de la fracture	xf (m)
Anisotropie de transmissivité dans le plan x,y	Ty/Tx (-)
Distance à la 1 ^{ère} limite (a)*	Dist.lim. 1 (min et m)
Distance à la 2 ^{ème} limite ($L-a$)*	Dist.lim. 2 (min et m)
Distance à la 3 ^{ème} limite (b)*	Dist.lim. 3 (min et m)
Distance à la 4 ^{ème} limite ($K-b$)*	Dist.lim. 4 (min et m)
Capacité du puits	Rc (m)
Pertes de charge quadratiques	C (m ⁻⁵ s ²)

Tableau 10 : paramètres du modèle à effet de drainance (Gringarten et al., 1974). * Les distances aux limites sont toujours données par rapport au puits de pompage.

L'illustration 158 présente la courbe type de cette solution au sein d'un aquifère rectangulaire (deux limites à $t_{adim.} : 24$ et deux à $t_{adim.} : 1\ 200$). On notera la pente de 0,5 de la dérivée en début d'essai, caractéristique de l'écoulement de la fracture (écoulement bilinéaire) avant l'atteinte du plateau caractéristique de l'écoulement radial (0,1< t <24). Puis l'écoulement chenalisé (pente de 0,5 de la dérivée) caractéristique de l'atteinte de deux limites étanches parallèles (de 24 à 1 200), suivi de l'écoulement pseudo-permanent (pente de 1 de la dérivée ; $t > 1\ 200$) traduisant le comportement fermé du réservoir (atteinte de toutes les limites du réservoir).

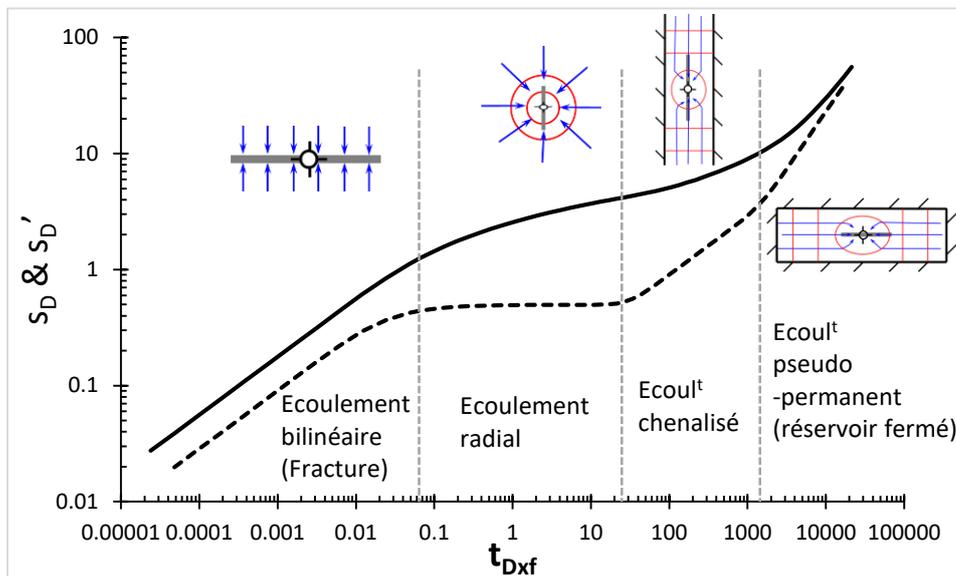


Illustration 158 : courbe type de la solution de Gringarten et al. (1974).

t_{Dxf} : temps sans dimension, S_D et S_D' : rabattement et dérivée sans dimension. $t_{Dxf} = Tt/(xf^2S)$ et $S_D = 2\pi Ts/Q$.

Modèle à fracture avec drainance d'un aquifère sus-jacent

Cette solution a été établie à partir d'une généralisation de la solution de Gringarten et al. (1974) et de la solution de Hunt et Scott (2007) (aquifère multi-couche voir § précédent), voir Dewandel et al. (2018). Elle permet de calculer le rabattement d'un pompage situé dans une fracture

recoupant partiellement ou totalement l'aquifère inférieur d'un aquifère multicouche (Illustration 159). Dans cette solution, le puits de pompage intercepte systématiquement le centre de la fracture et la distribution du flux dans la fracture est uniforme. Ce modèle ne prend pas en compte les effets de limites du réservoir.

Le Tableau 11 présente les paramètres de ce modèle et l'illustration 160 un jeu de courbes types pour un pompage situé dans une fracture verticale ($\alpha=90^\circ$) recoupant de façon plus ou moins importante l'aquifère inférieur (ratio hf/B ; $hf=l$: hauteur de la fracture, B : épaisseur de l'aquifère inférieur).

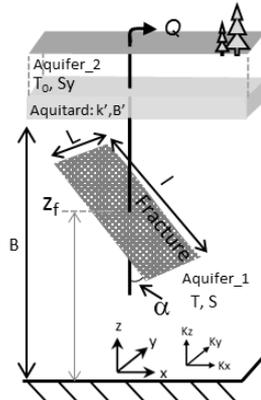


Illustration 159 : Fracture unique recoupant partiellement ou totalement un aquifère multicouche.

Paramètres du modèle fracture verticale dans un aquifère multicouche	
distance	r (m)
Transmissivité de l'aquifère capté	T (m^2/s)
Emmagasinement de l'aquifère capté	S (-)
Épaisseur de l'aquifère	B (m)
Perméabilité de l'aquitard	k' (m/s)
Épaisseur de l'aquitard	B' (m)
Transmissivité de l'aquifère de surface	T_0 (m^2/s)
Emmagasinement de l'aquifère de surface	S_y (-)
Longueur de la fracture	L (m)
Largeur de la fracture	l (m)
Position verticale du centre la fracture	z_f (m)
Angle de la fracture par rapport à la verticale	α ($^\circ$)
Anisotropie de perméabilité verticale	K_h/K_v (-)
Anisotropie de perméabilité dans le plan x,y	K_y/K_x (-)
Capacité du puits	Rc (m)
Pertes de charge quadratiques	C ($m^{-5}s^2$)

Tableau 11 : paramètres du modèle 'fracture dans un aquifère multi-couche'.

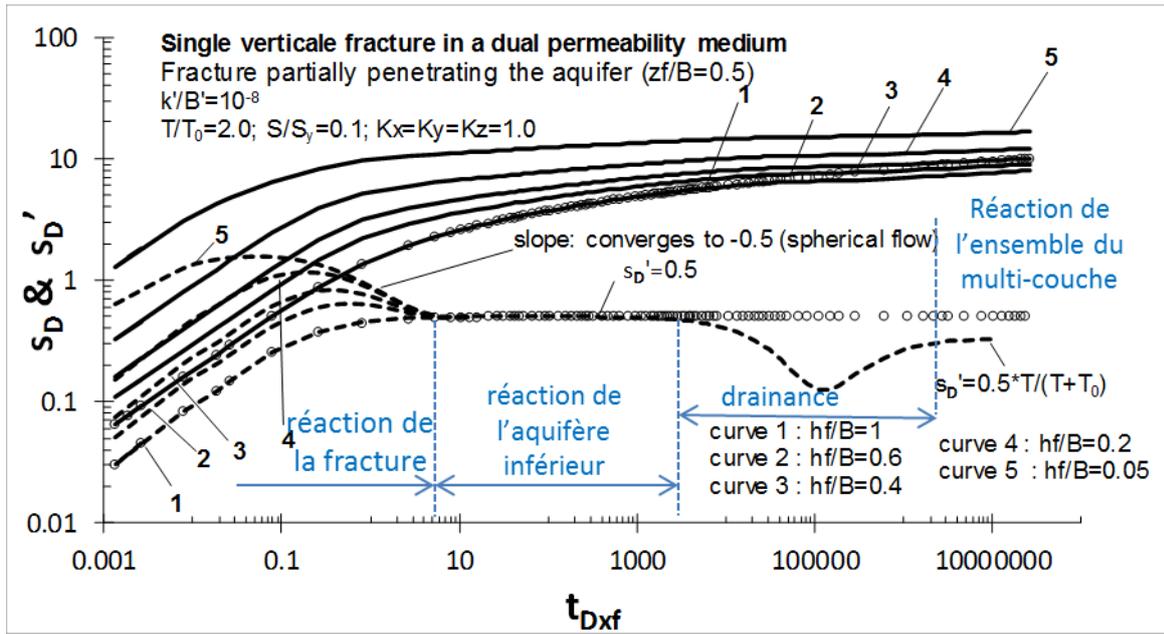


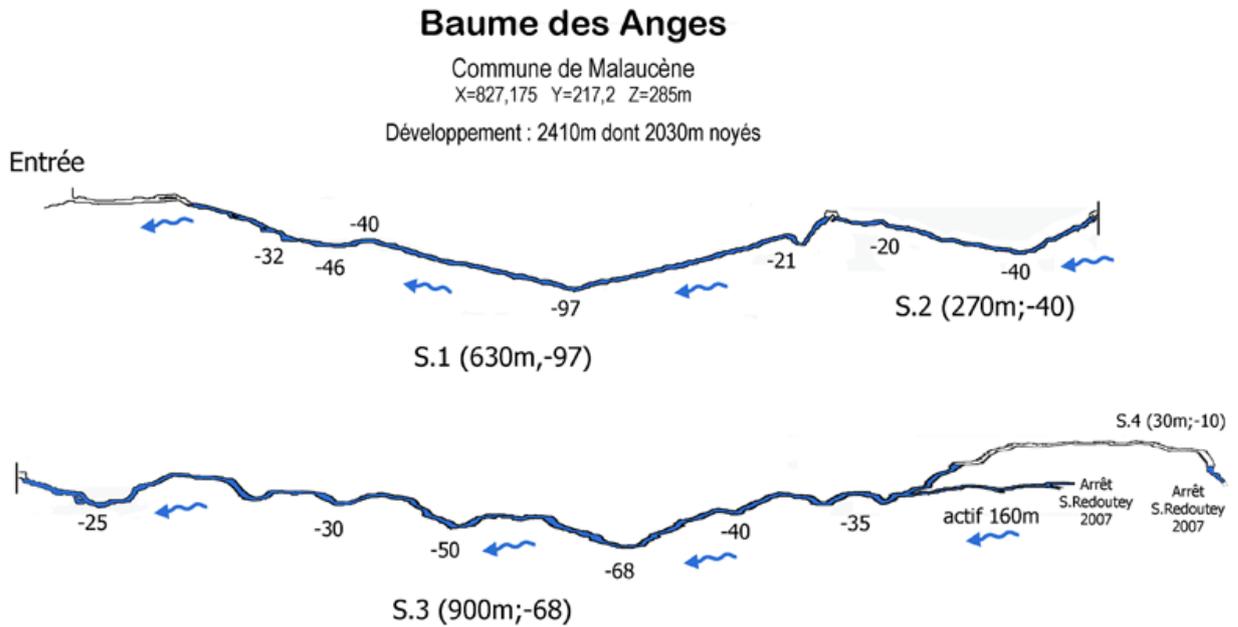
Illustration 160 : courbes types d'un pompage interceptant une fracture verticale située dans un aquifère multicouche ; Dewandel et al. (2018). Fracture dans l'aquifère inférieur. Les 'ronds' dénotent la solution de Gringarten et al. (1974) ; $hf/B=1$, $k'=0$, $\alpha=90^\circ$. $hf : ha$.

t_{Dxf} : temps sans dimension, s_D : rabattement sans dimension. $t_{Dxf}=Tt/(x_f^2S)$ et $s_D=2\pi Ts/Q$.

Annexe 2

Topographie du réseau de la Baume des Anges

En coupe :



Topographie (jusqu'à -86 après le point bas du S.1) et croquis (au-delà)

Yves Billaud, Eric Establie, Gaby Hude, Patrick Jolivet, Xavier Meniscus,
Frédéric Nevoit, Sylvain Redoutey, Frank Vasseur.

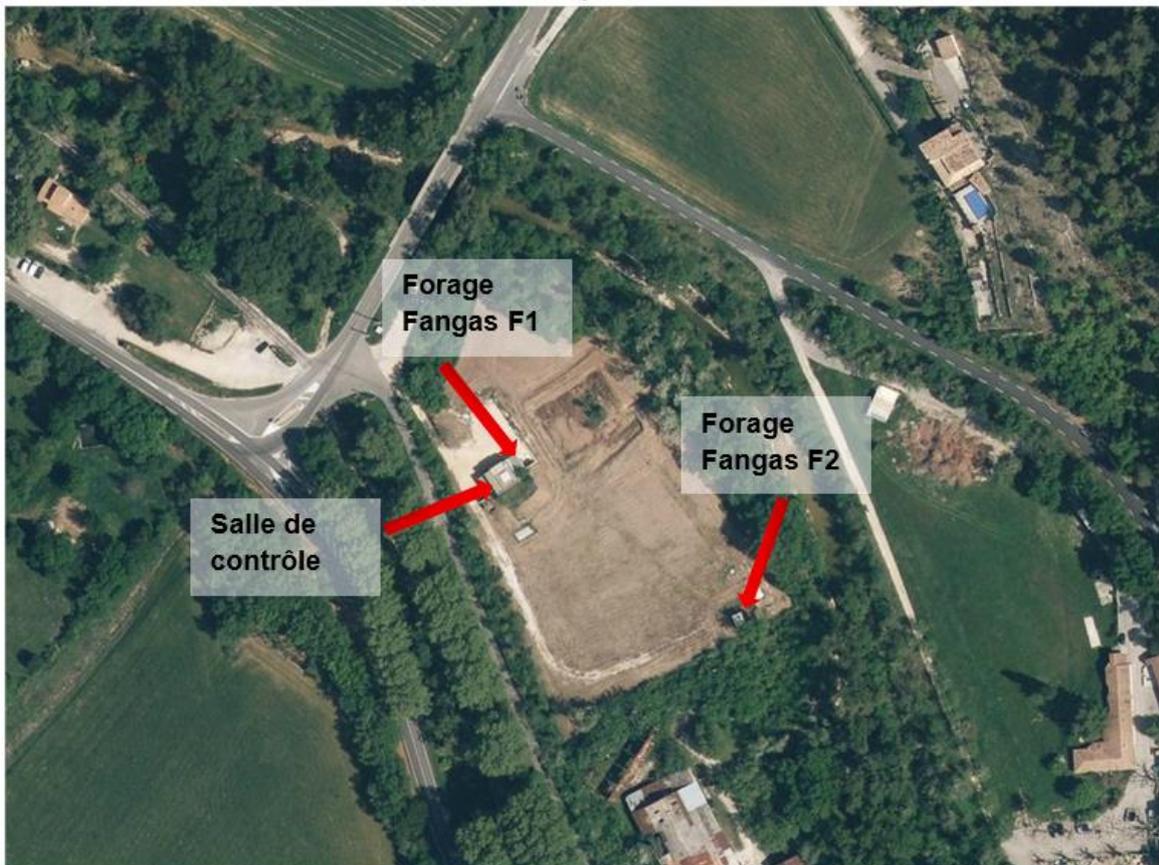
Synthèses graphiques : Gaby Hude, Frank Vasseur.

En plan :

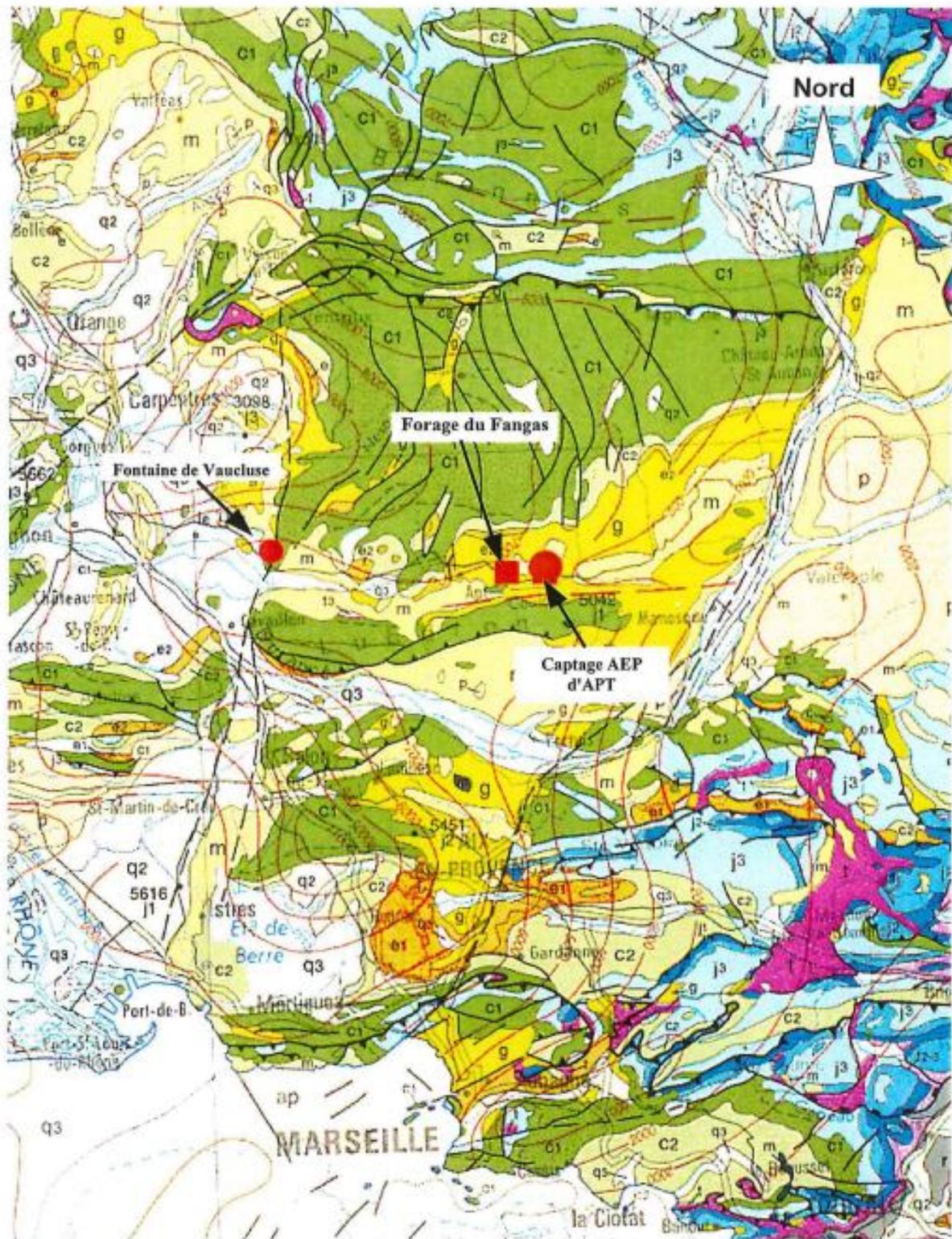


Annexe 3

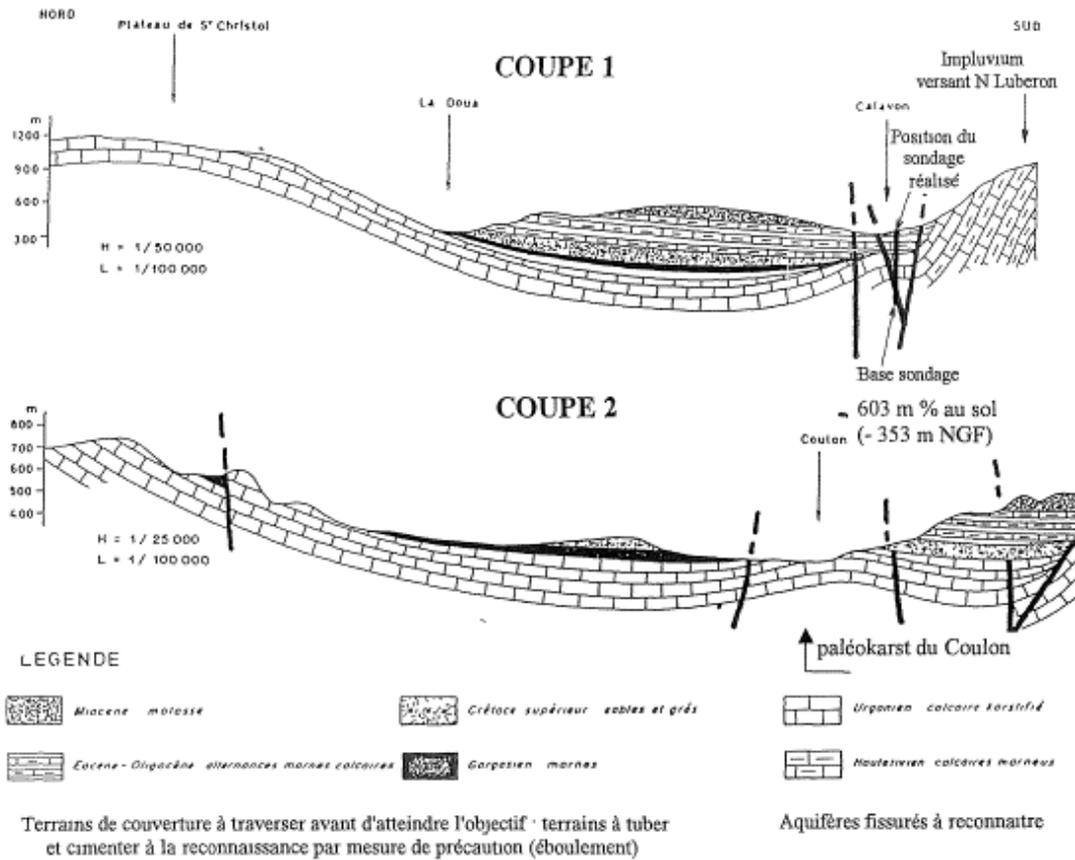
Forages du Fangas (Bassin d'Apt)



Cartes de localisation des forages Fangas 1 (F1) et Fangas 2 (F2).



Localisation du forage Fangas 1 (F1) et de Fontaine de Vaucluse sur fond de carte géologique au 1/1 000 000 ; Antéa (2001a).

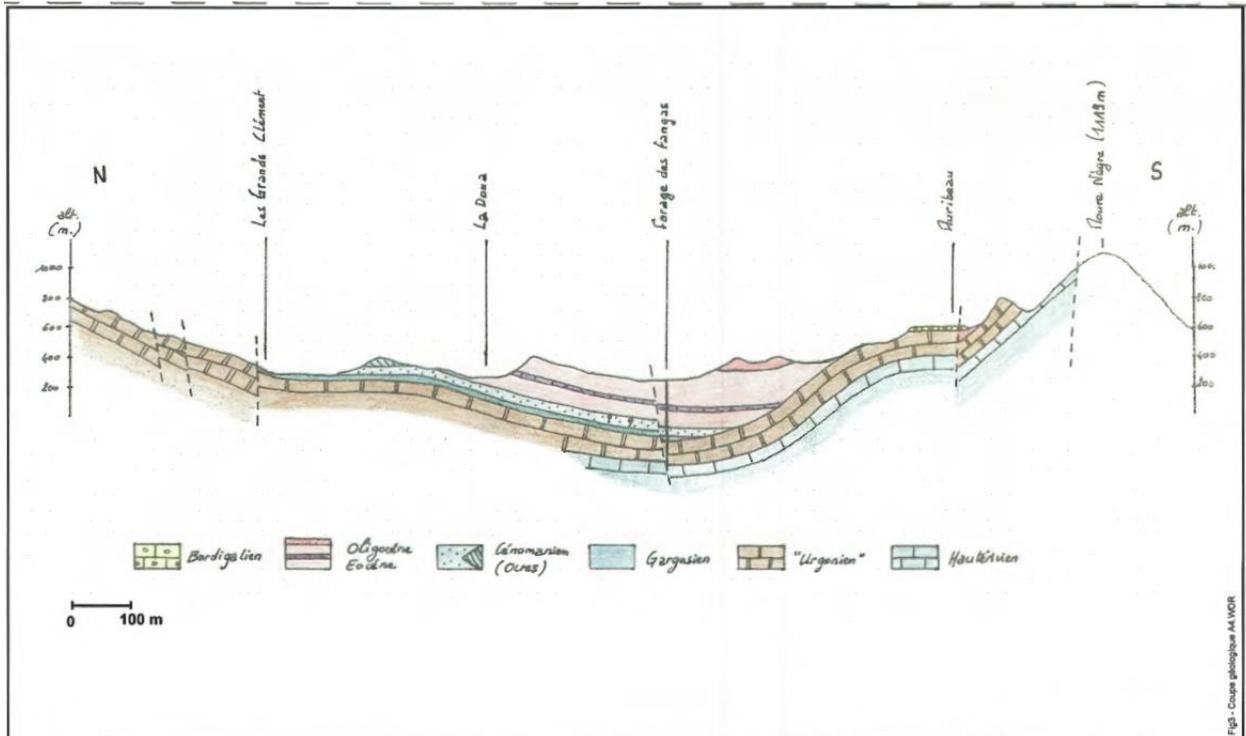


(Source BRGM 1968 modifié JPS 1997)

Commentaire ANTEA

- Les coupes géologiques et structurales dressées en 1968 laissent supposer une structure "souple" en anticlinal et synclinal. Globalement cette interprétation est bonne mais elle ne tient pas compte dans le détail des effets de la tectonique "cassante" qui a affecté ces terrains au cours de l'histoire géologique
- Les mesures de direction et de pendages des couches géologiques effectuées systématiquement montrent l'existence de nombreuses failles qui "hachent" la structure évoquée en de multiples compartiments

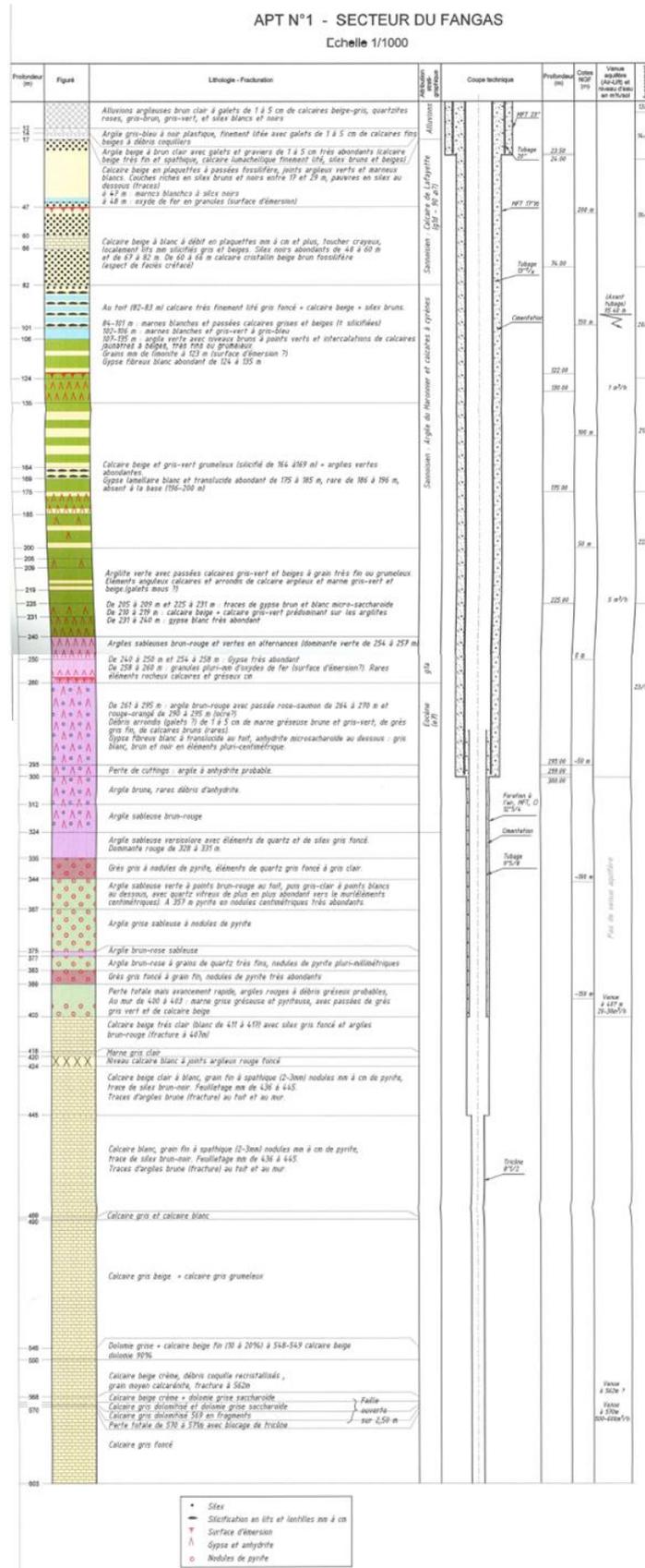
Coupes géologiques, localisation de Fangas 1 sur la coupe n°1 ; Antéa (2001a).



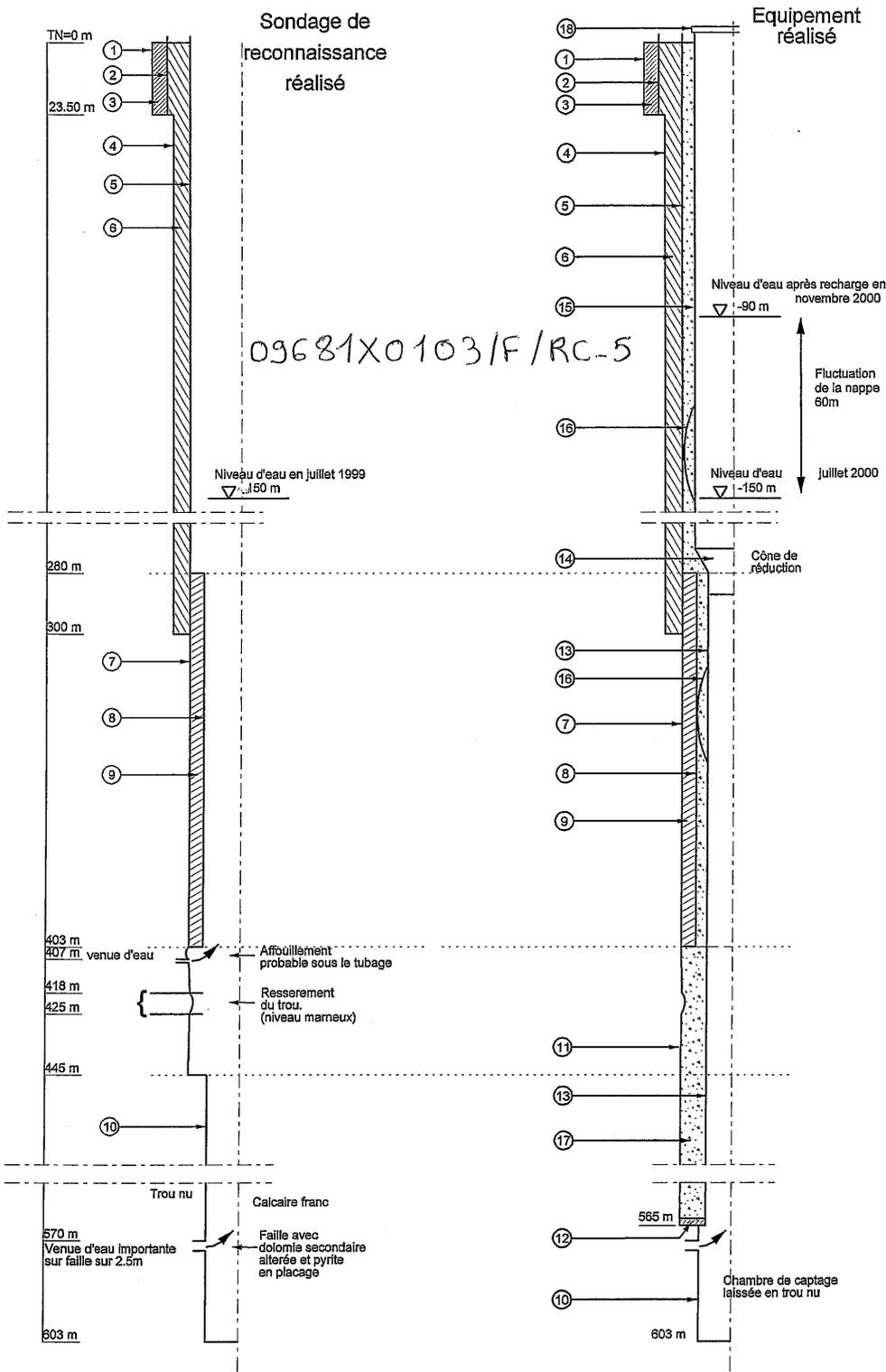
Coupe géologique, localisation de Fangas 1 ; SAFEGE-CETIIS (2004).

Profondeur	Lithologie
De 0 à 17 m	Alluvions argileuses du Calavon (Quaternaire)
De 17 à 403 m	Série Crétacé supérieur à Oligocène (Sannoisien) calcaire de 17 à 83m. A dominante argileuse de 83 à 403m
De 403 à 603 m	Calcaires bédouliens et barrémiens au sommet et hauteriviens probable à la base.

Coupe géologique de Fangas 1 (Source : BSS, n°0961X0103/F).



Coupe géologique de Fangas 1 (Antéa, 2001a).

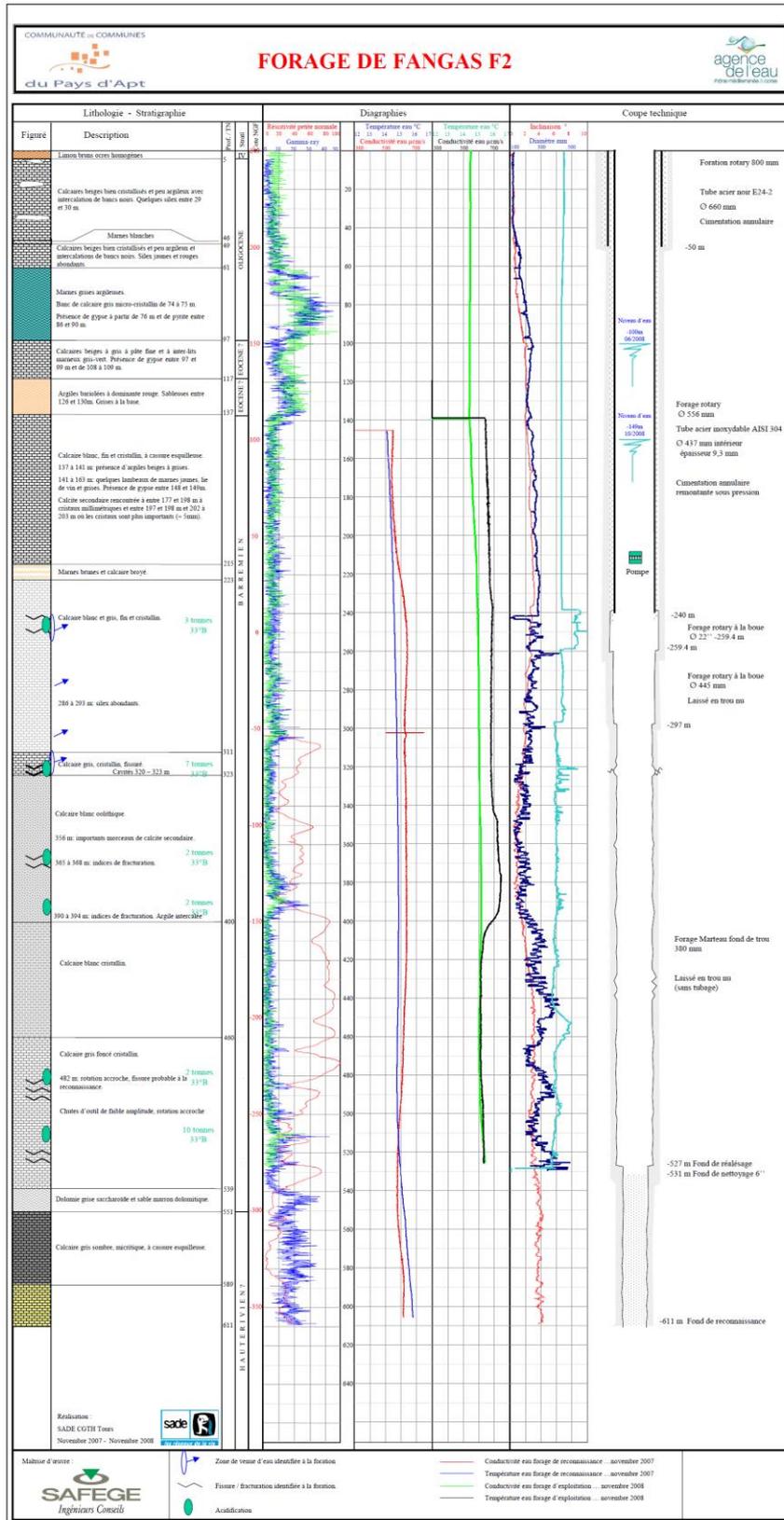


	<p>COUPE TECHNIQUE DU FORAGE D'EXPLOITATION DU FANGAS (APT 1)</p>	<p>Figure 1</p>
---	--	----------------------------

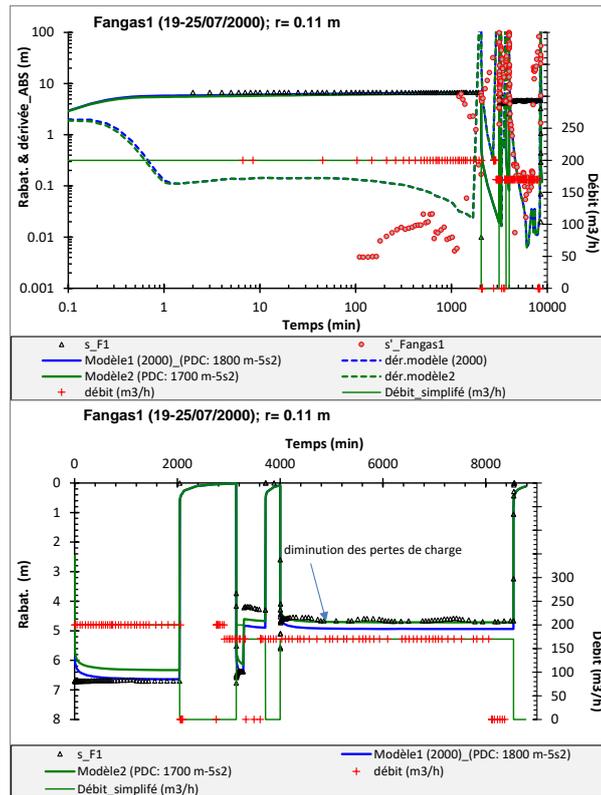
Coupe technique Fangas 1

1. Foration tête de puits à l'air, au marteau fond de trou (MFT), en circulation inverse (CI), diamètre 23'' (584 mm)
2. Premier tubage de protection en acier, diamètre 20'' (508 mm)
3. Première cimentation de l'espace annulaire. Etanchéité tubage. Isolation des alluvions argileuses du Calavon.
4. Reprise foration à l'air, au MFT, en CI, diamètre 17^{1/2}'' (445 mm), passage au tricône à la boue, même diamètre, à partir de 295m et jusqu'à 300m.
5. Mise en place d'un deuxième tubage de protection en casing acier diamètre 13^{3/8}'' (340 mm) de 0 à 300m.
6. Deuxième cimentation sous pression pour isolation de la série oligocène.
7. Reprise de la foration au tricône à la boue jusqu'à 445m.
8. Troisième tubage casing acier de protection télescopé de 280 à 403 m. Diamètre 9^{5/8}'' (245 mm)
9. Cimentation sous pression pour isolation de la base des terrains de couverture
10. Foration à l'air, CI, tricône diamètre 8^{1/2}'' de 445m à l'arrêt forage à 603 m.
11. Réalésage à l'undreamer de 445m à 565m pour la transformation du sondage de reconnaissance en ouvrage d'exploitation.
12. Packer bois et argile + cimentation avant mise en place colonne INOX
13. Colonne acier INOX en tubes pleins diamètre 6^{5/8}'' (168-173 mm)
14. Cône de réduction acier INOX diamètre 6^{5/8}'' - 10^{3/4}'' (273 – 278 mm)
15. Colonne acier INOX en tubes pleins diamètre 10^{3/4}'' avec joints diélectriques en INOX
16. Centreurs INOX
17. Troisième cimentation sous pression
18. Tête de puits INOX avec bride INOX soudée et plaque INOX boulonnée et soudée avec joints d'étanchéité et mise à l'atmosphère.

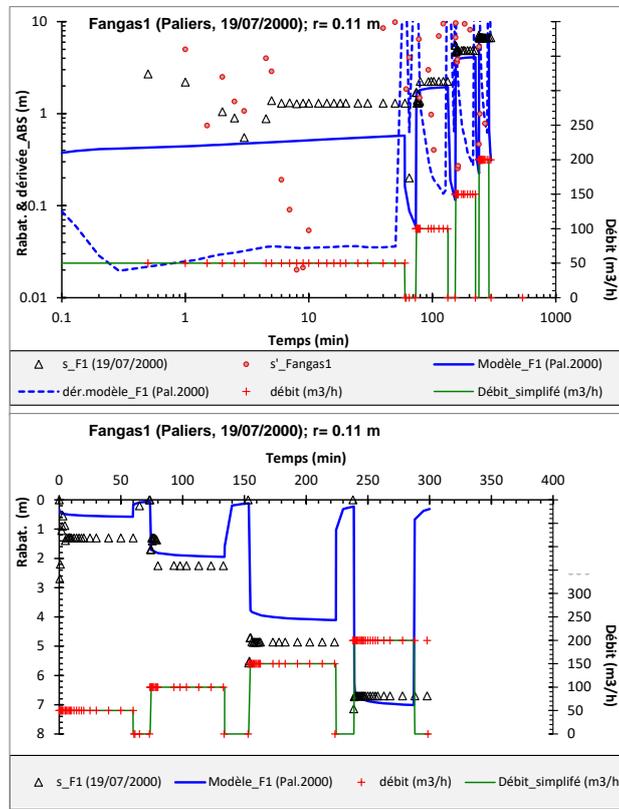
Légende de la coupe technique de Fangas 1



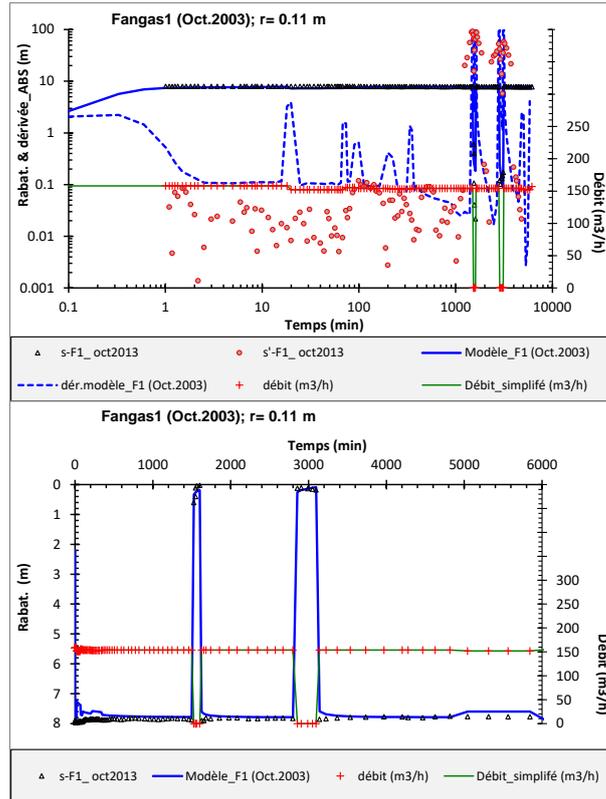
Coupe géologique et technique de Fangas 2, et diagraphies.



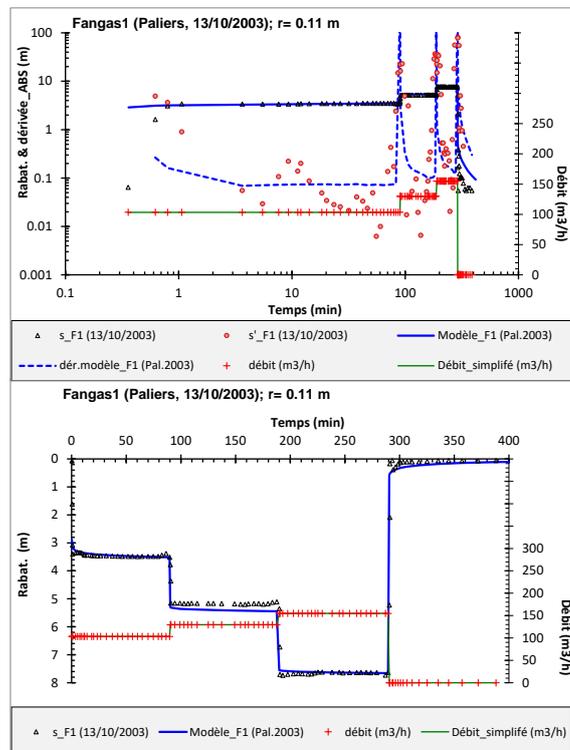
Modélisation de l'essai sur le forage Fangas 1 (19-25/07/2000). Modèle à fracture avec drainance d'un aquifère sus-jacent.



Modélisation de l'essai sur le forage Fangas 1 (essai par paliers de débit du 19/07/2000). Modèle à fracture avec drainance d'un aquifère sus-jacent.



Modélisation de l'essai sur le forage Fangas 1 (Oct.2003). Modèle à fracture avec drainance d'un aquifère sus-jacent.

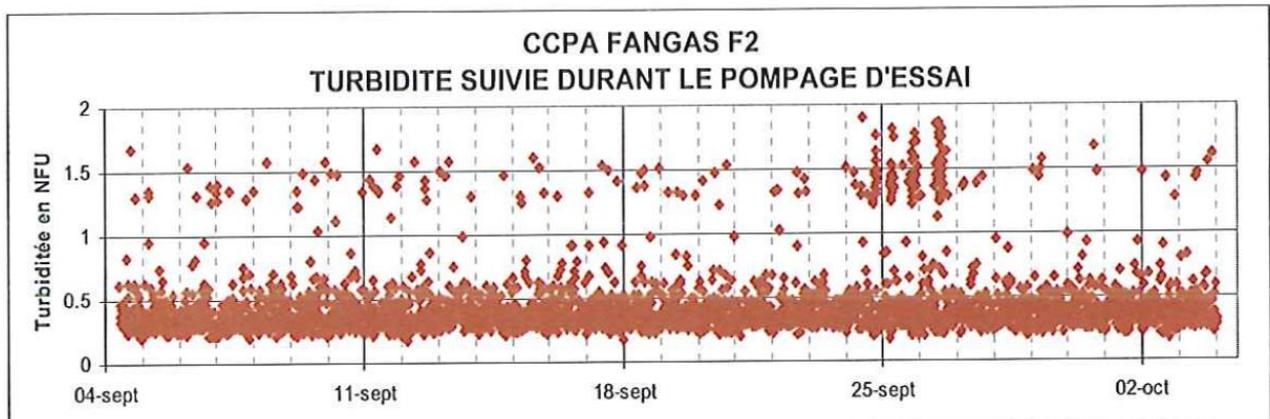
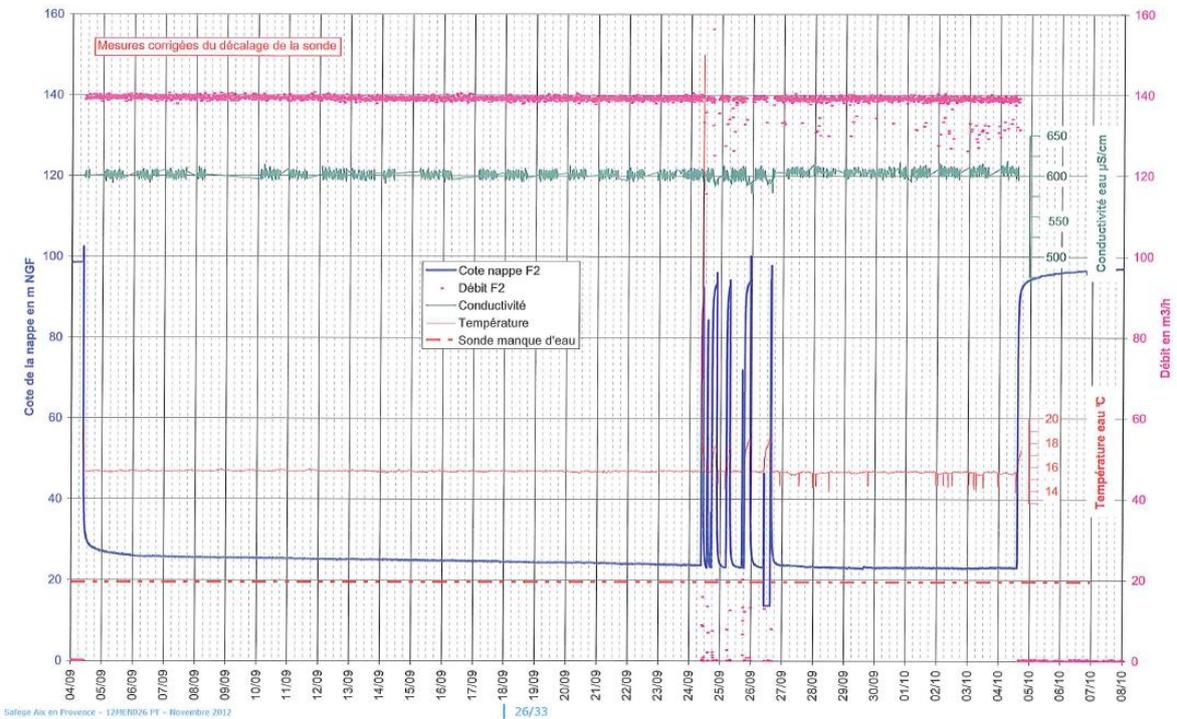


Modélisation de l'essai sur le forage Fangas 1 (essai par paliers de débit du 13/10/2003). Modèle à fracture avec drainance d'un aquifère sus-jacent.

COMMUNAUTÉ DE COMMUNES DU PAYS D'APT FORAGE DE FANGAS F2
POMPAGE D'ESSAI ESTIVAL DOSSIER AU TITRE DU CODE DE L'ENVIRONNEMENT

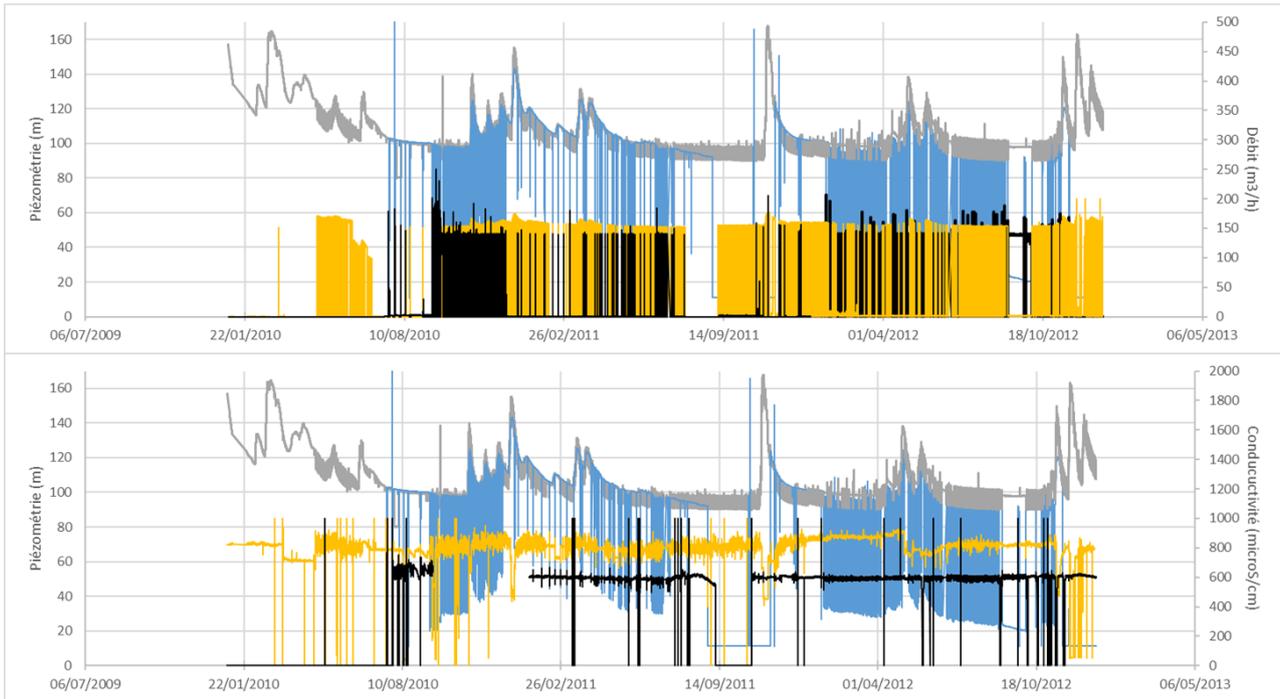
Figure 11 : Graphe d'évolution du niveau de F2

CCPA - Essai du Forage FANGAS F2
Pompage d'essai estival de longue durée du 4 septembre au 4 octobre 2012 : descente suivie sur l'ouvrage F2 testé



Suivi des paramètres physico-chimiques (conductivité, température) et de la turbidité des eaux pompées, lors de l'essai du 04/09 au 04/10/2012 sur Fangas 2 (source : SAFEGE, 2012).

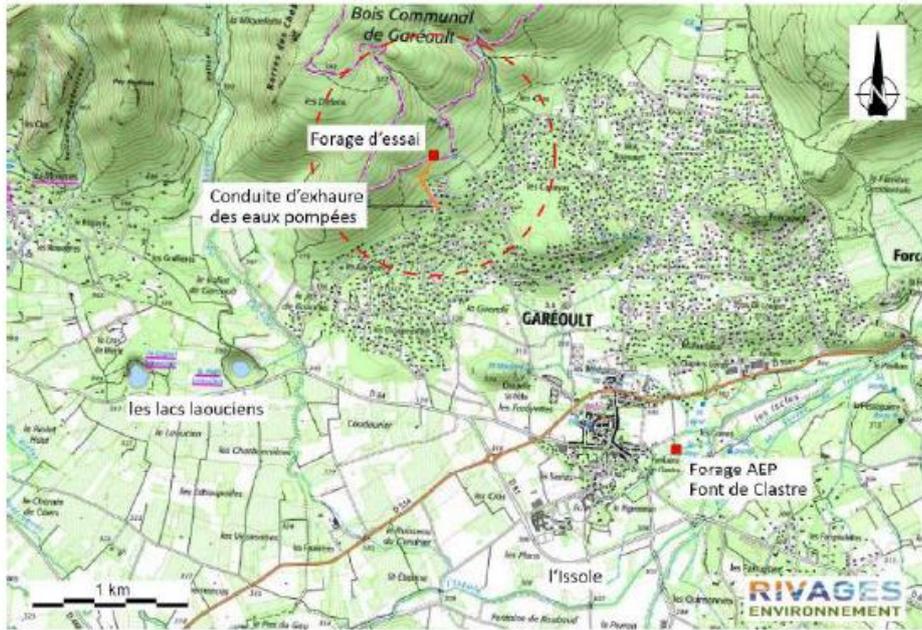
Fangas 1: niv. (gris); débit et conductivité (jaune)
Fangas 2: niv. (bleu); débit et conductivité (noir)



Exemple de données de suivis sur les forages Fangas 1 et 2 (piézométrie, débit, conductivité).

Annexe 4

Forage des Clos (Caramy-Issole)



Localisation du forage des Clos (Source : Rivages, 2018).

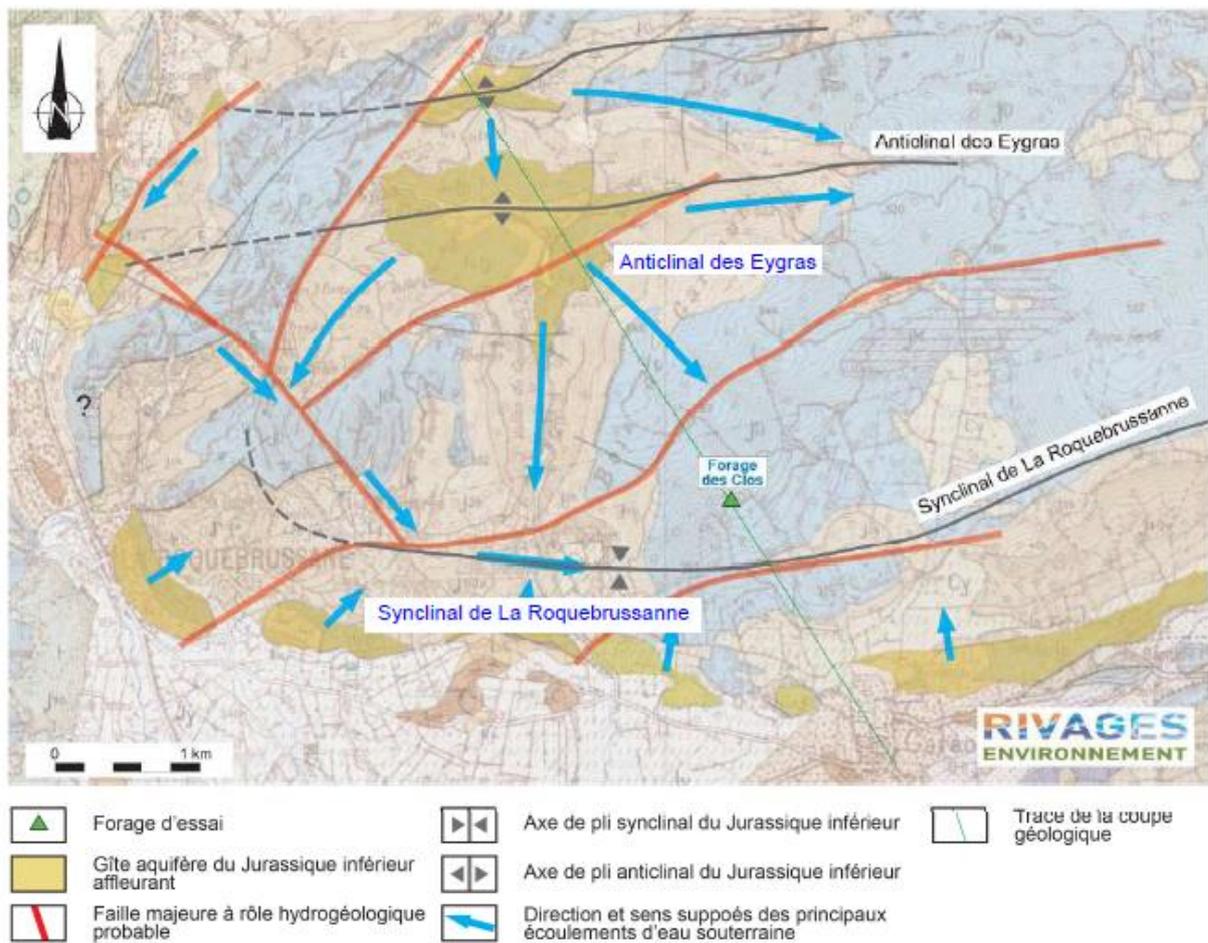


Figure 20. Carte des principales structures géologiques associées à l'aquifère du Jurassique inférieur dans les environs du forage d'essai des Clos (fond : carte brgm à 1/50000)

Cadre géologique du forage des Clos (Source : Rivages, 2018).

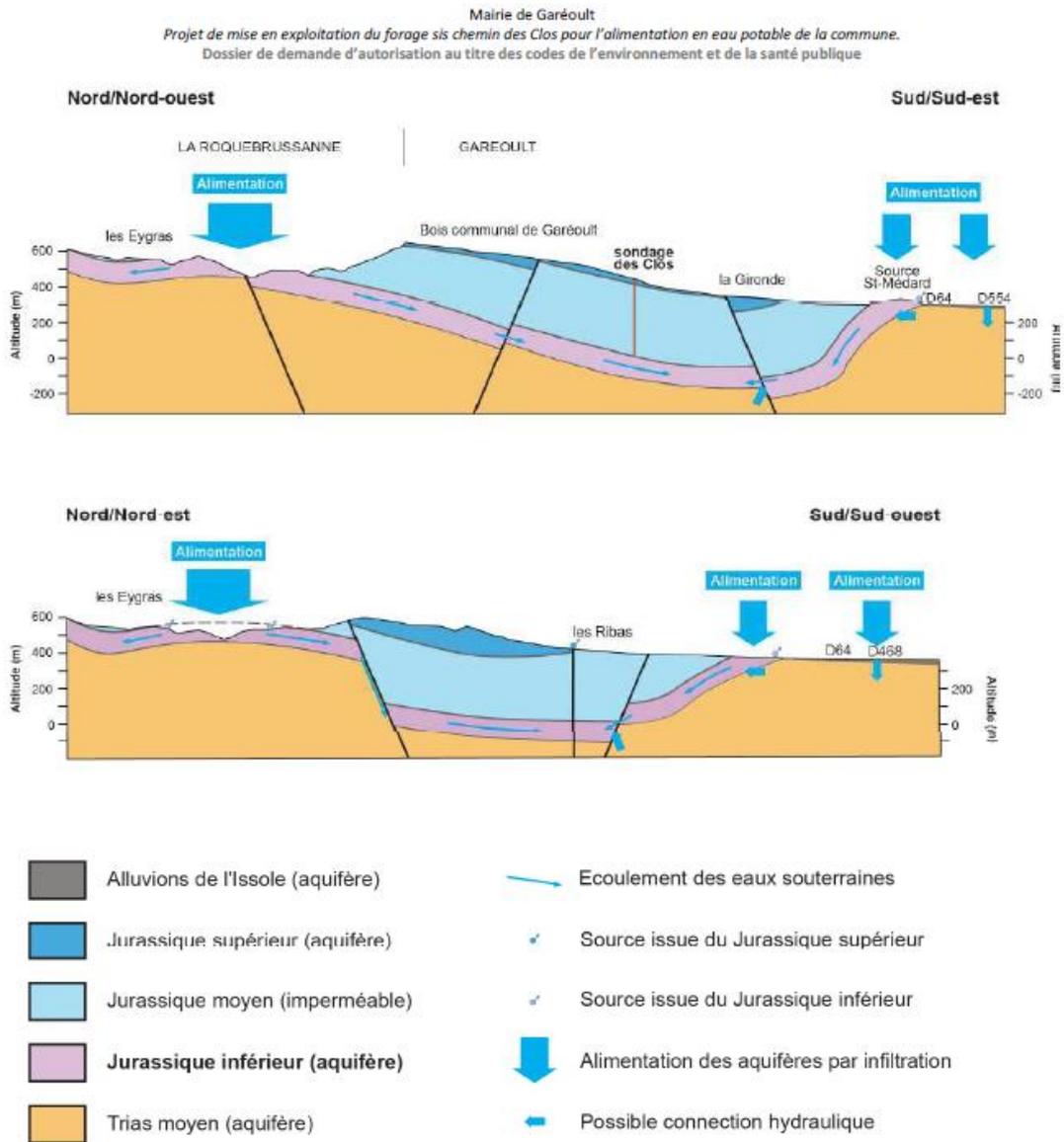


Figure 21. Coupes illustrant les principales structures géologiques associées à l'aquifère du Jurassique inférieur dans les environs du forage d'essai des Clos

Cadre géologique du forage des Clos (Source : Rivages, 2018).

2.1. Caractéristiques techniques du forage

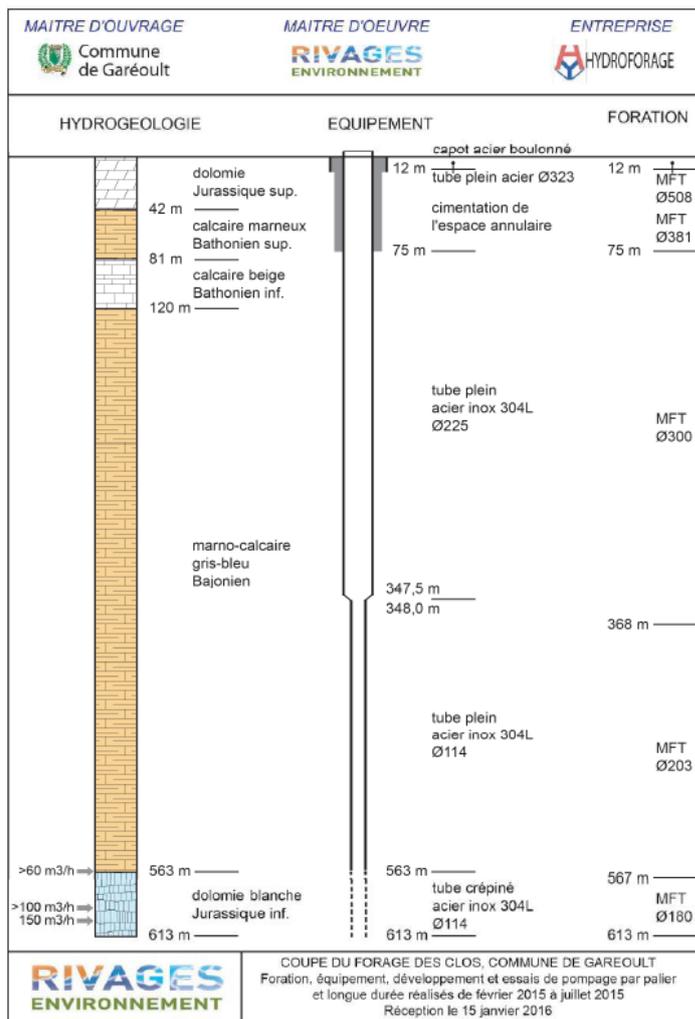
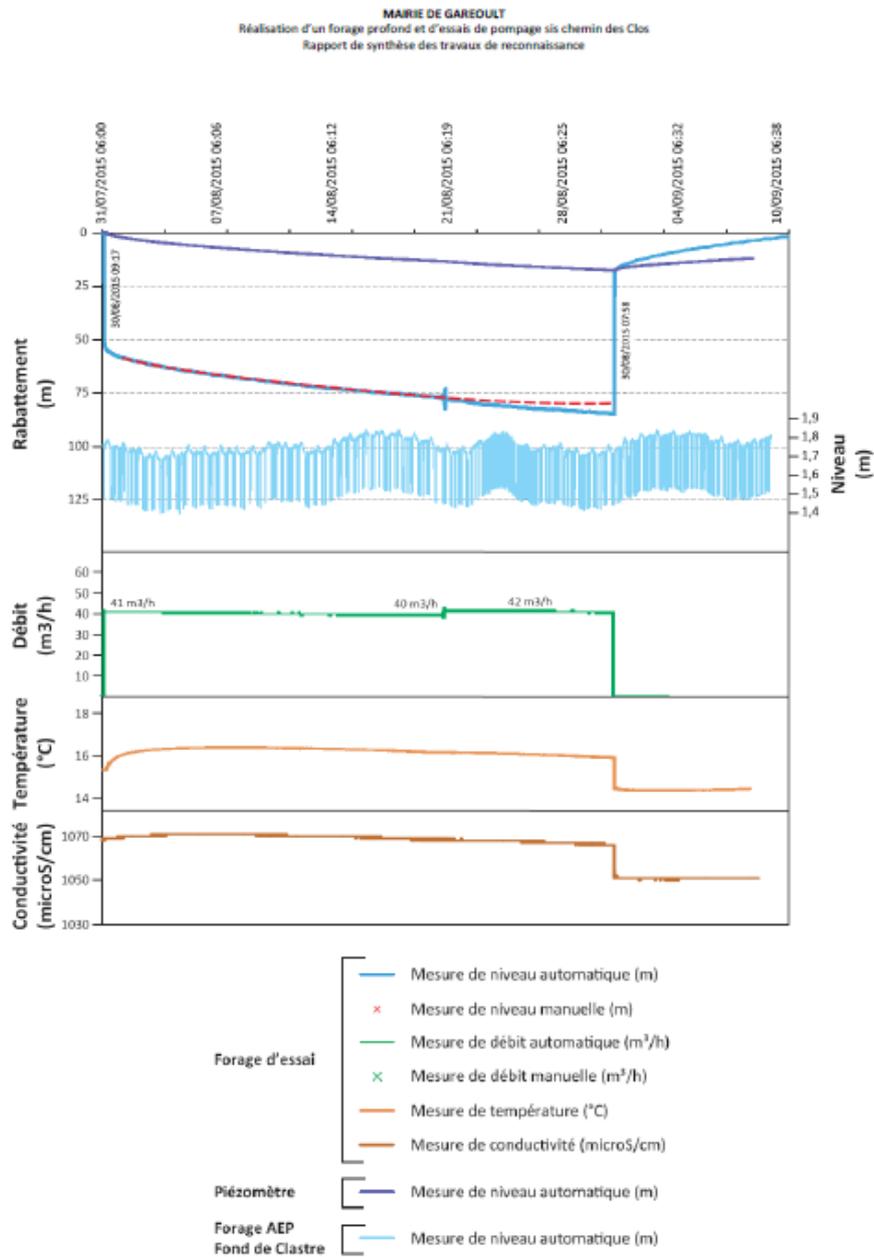


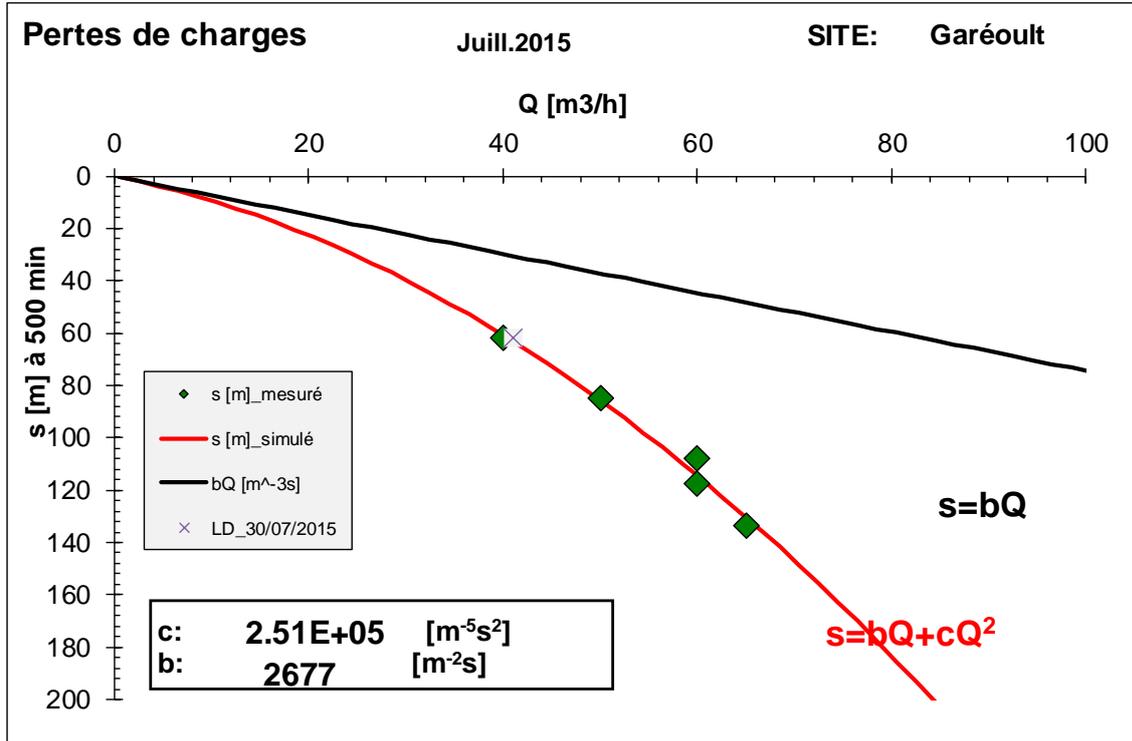
Figure 16. Coupe du forage d'essai des Clos réalisé en 2015

Coupe géologique et technique du forage des Clos (Source : Rivages, 2015, 2018)

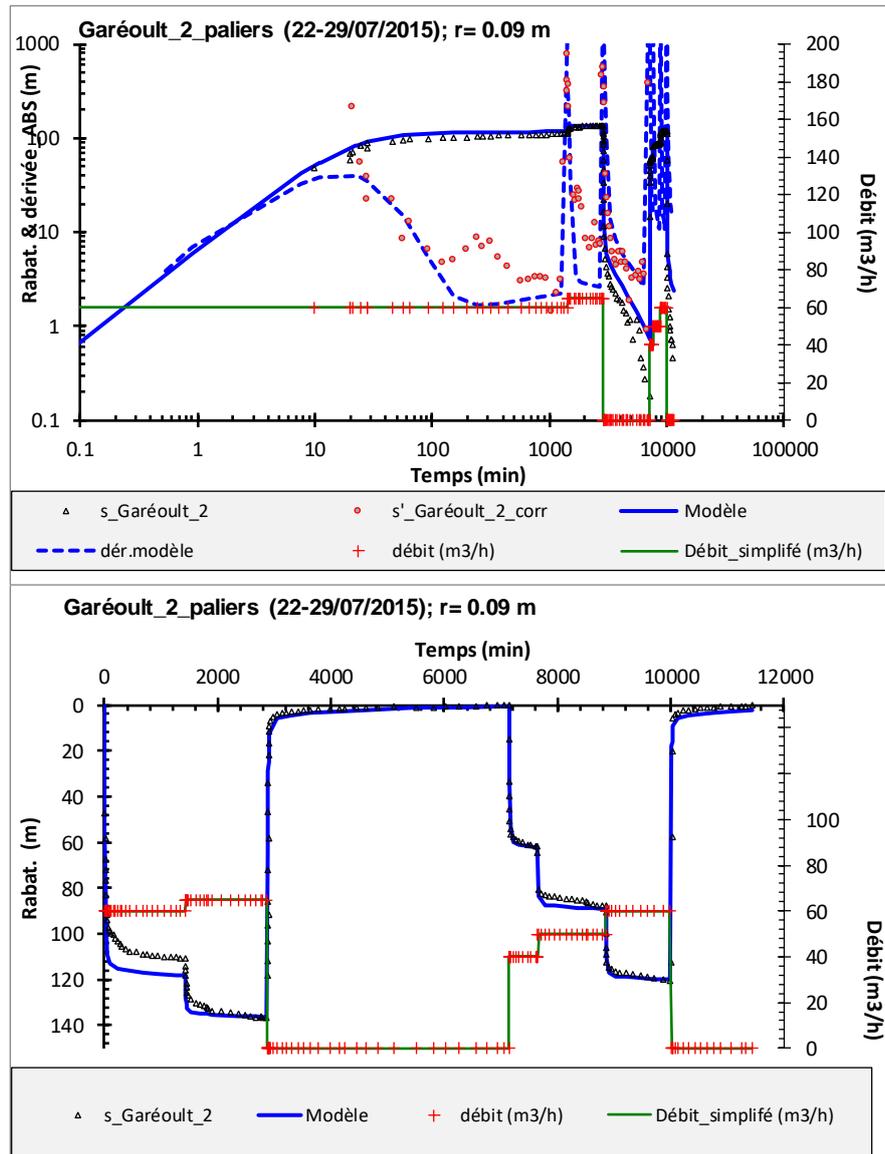


Paramètres mesurés lors des essais de pompage de longue durée à 40 m³/h

Suivi physico-chimique (température, conductivité) durant le pompage de longue durée au forage des Clos (Source : Rivages, 2015).



Analyse des paliers de débit ; forage des Clos (22-30/07/2015). Le rabattement a été pris au bout de 500 min de pompage.



Modélisation des essais sur le forage des Clos (22-29/07/2015). Modèle : aquifère multicouche. Suivi au puits de pompage des Clos. Graphe du haut : échelle log-log ; graphe du bas : échelle arithmétique.

Annexe 5

Puits de Mazaugues (Caramy-Issole)

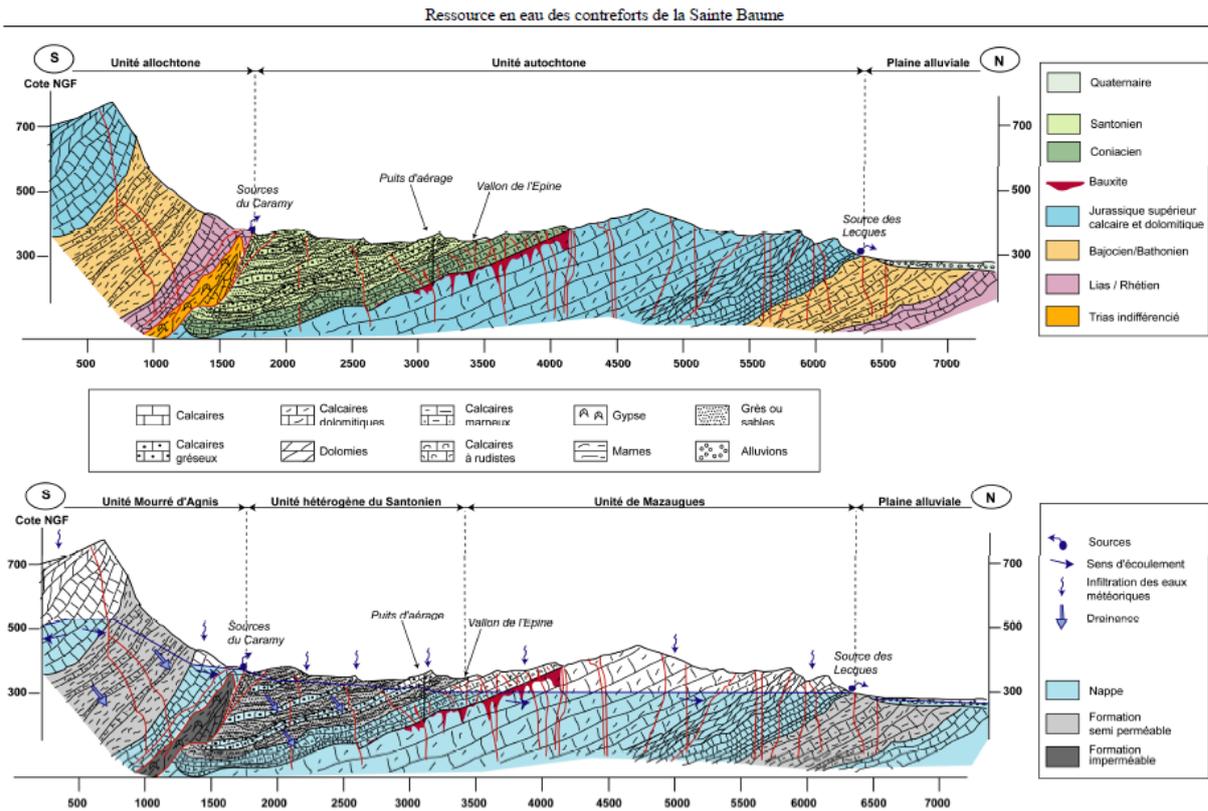
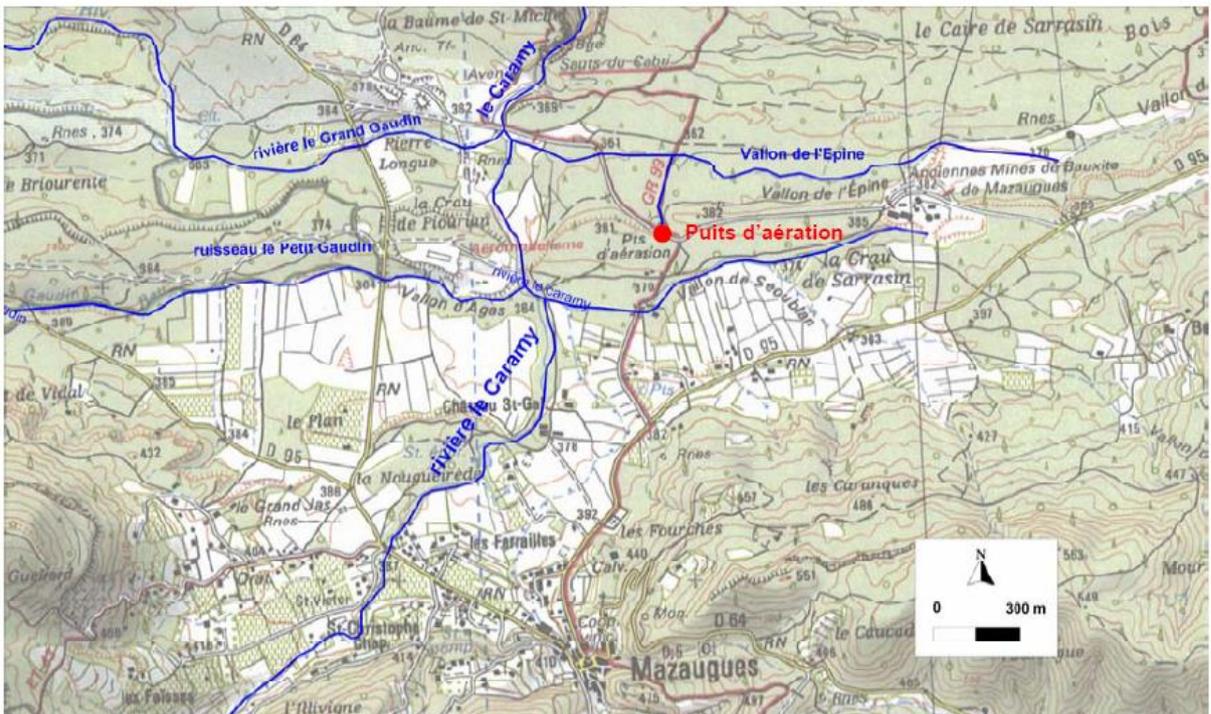
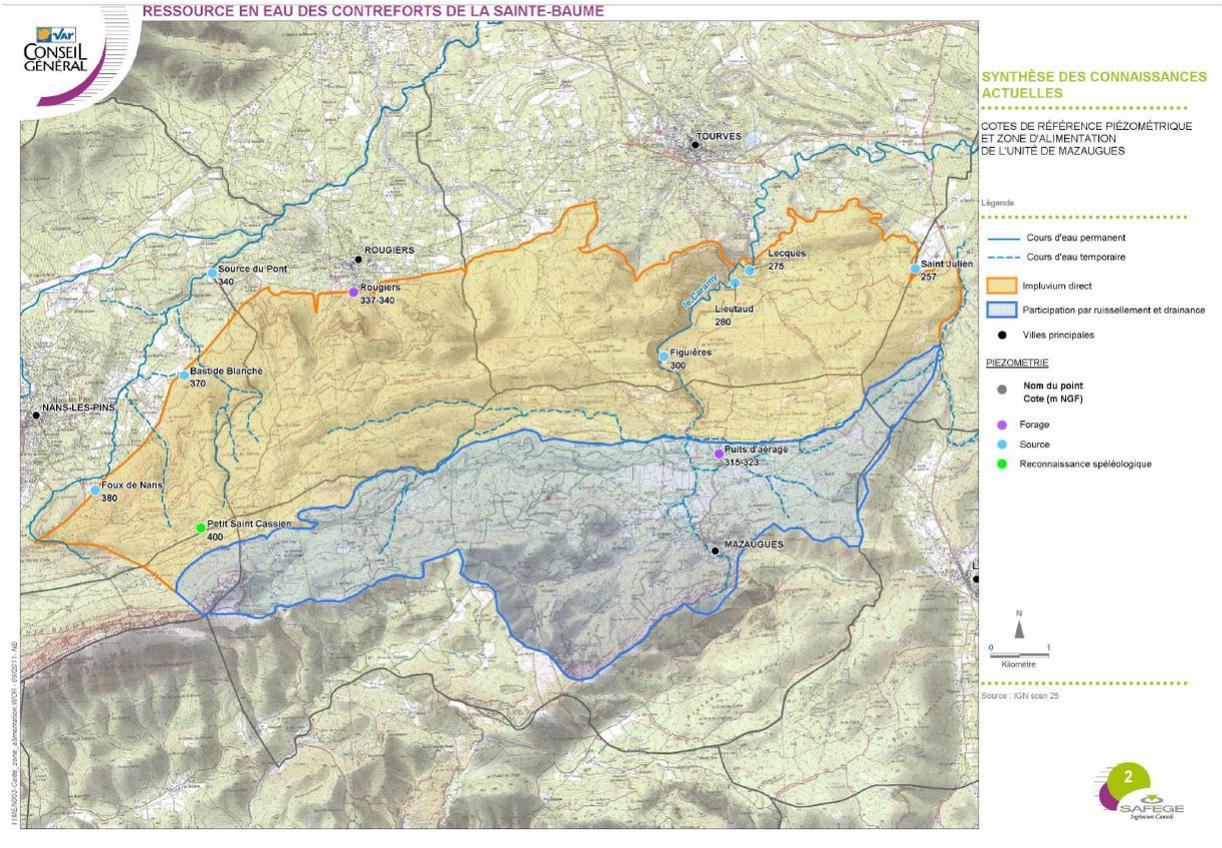


Schéma géologique, site de Mazaugues (puits d'aération) ; source SAFEGE (2011).



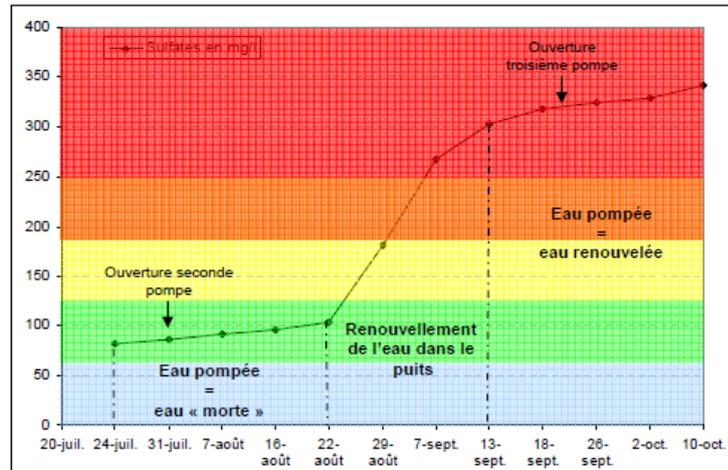
Localisation du site de pompage de Mazaugues (CG83, 2006).



Impluvium et localisation des sources ; source SAFEGE (2011).

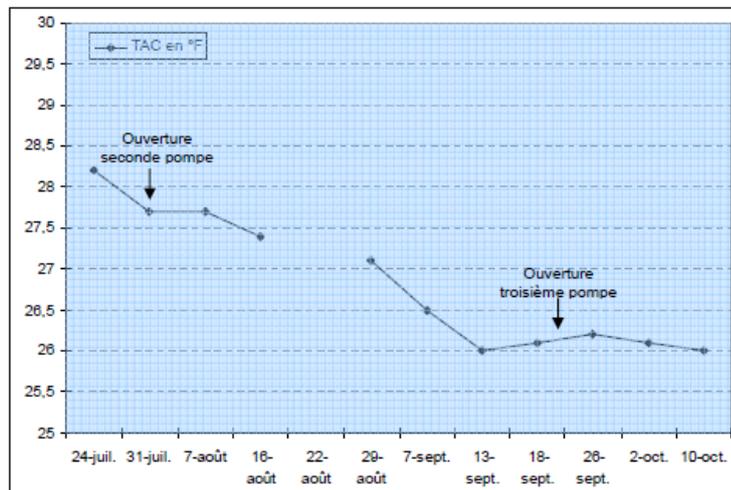
↳ **LES SULFATES**

date	Sulfates en mg/l
24/07/2006	82
31/07/2006	86
07/08/2006	92
16/08/2006	96
22/08/2006	104
29/08/2006	181
07/09/2006	267
13/09/2006	303
18/09/2006	318
26/09/2006	324
02/10/2006	329
10/10/2006	342



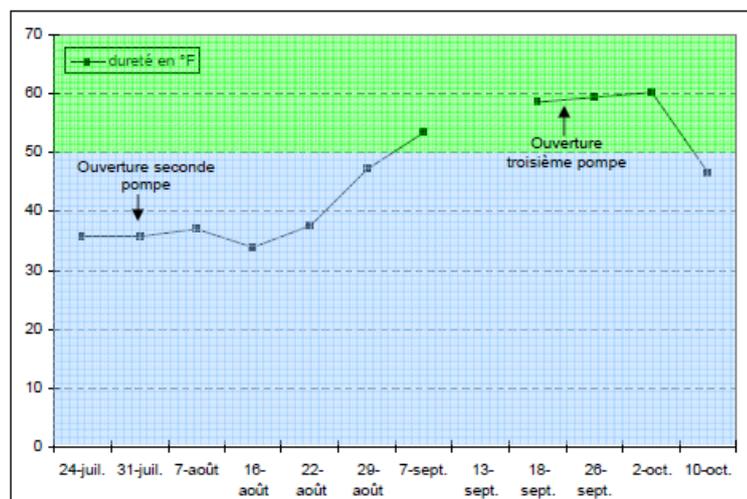
↳ **LE TITRE ALCALIMETRIQUE COMPLET (TAC)**

date	TAC en °F
24/07/2006	28,2
31/07/2006	27,7
07/08/2006	27,7
16/08/2006	27,4
22/08/2006	N.M. ¹
29/08/2006	27,1
07/09/2006	26,5
13/09/2006	26
18/09/2006	26,1
26/09/2006	26,2
02/10/2006	26,1
10/10/2006	26



↳ **LA DURETE**

date	dureté en °F
24/07/2006	35,8
31/07/2006	35,7
07/08/2006	37
16/08/2006	33,8
22/08/2006	37,7
29/08/2006	47,1
07/09/2006	53,4
13/09/2006	N.M. ¹
18/09/2006	58,6
26/09/2006	59,5
02/10/2006	60,2
10/10/2006	46,5



Exemples de suivis chimiques des eaux d'exhaure lors du pompage de 2006 (CG83, 2006).



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemain
BP 36009
45060 – Orléans Cedex2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Provence – Alpes – Côte d'Azur
117, avenue de Luminy
BP 168
13276 Marseille Cedex09 - France
Tél. : +33 (0)4 91 17 74 77