

Document public

DEM'Eaux Thau - Synthèse et valorisation préliminaire des données sur l'hydrosystème de Thau (34) - Livrable L1

Rapport final

BRGM/RP-68483-FR

Juin 2019



PROJET COFINANCÉ PAR LE FONDS EUROPÉEN DE DÉVELOPPEMENT RÉGIONAL



Géosciences pour une Terre durable

brgm

DEM'Eaux Thau - Synthèse et valorisation préliminaire des données sur l'hydrosystème de Thau (34) - Livrable L1

Rapport final

BRGM/RP-68483-FR
Juin 2019

Étude réalisée dans le cadre du Projet de Recherche du BRGM RP16LRO005

B. Ladouche, C. Lamotte, R. Hemelsdael, M.A. Pétré, B. Dewandel, V. Léonardi, J.L. Seidel, M. Seranne

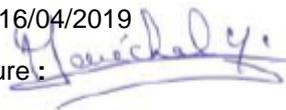
Vérificateur :

Nom : JC Marechal

Responsable d'unité D3E/NRE

Date : 16/04/2019

Signature :



Approbateur :

Nom : Blum Ariane

Directrice régionale Occitanie

Date : 21/05/2019

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

Mots-clés : Hydrosystème de Thau, Géologie, Hydrogéologie, Géochimie, Eaux thermales, Karst, Modèle géologique, Essais de pompage, Inversac.

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

Ladouche B., Lamotte C., Hemelsdael R., Pétré M.A., Dewandel B., Léonardi V., Seidel J.L., Seranne M. (2019) - DEM'Eaux Thau - Synthèse et valorisation préliminaire des données sur l'hydrosystème de Thau (34). Rapport final. BRGM/RP-68483-FR, 313 p., 133 fig., 6 tab., 6 ann.

Synthèse

Le projet de recherche DEM'Eaux Thau, débuté en juillet 2017, vise à caractériser l'hydrosystème de Thau afin de développer un outil de gestion des eaux souterraines à l'échelle régionale. Cette étude scientifique pluridisciplinaire implique de caractériser à la fois la géologie, l'hydrogéologie et la géochimie de cet hydrosystème sur un territoire soumis à des enjeux économiques importants (thermalisme, conchyliculture, pêche, tourisme ...), à la fragilité de l'équilibre qui existe entre les différentes ressources en eaux souterraines (inversacs) et à la complexité du comportement des différents réservoirs souterrains.

Le BRGM est le pilote de ce projet de recherche. Les trois autres partenaires opérationnels du projet sont les laboratoires Géosciences Montpellier, Hydrosiences Montpellier et l'entreprise Synapse. Ce projet est financé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, l'Etat et la Région (CPER), l'Europe (FEDER), Montpellier Méditerranée Métropole, la ville de Balaruc-les-Bains, le SMBT ainsi que les partenaires opérationnels.

Le présent rapport constitue le livrable L1 du projet. Il présente la synthèse et la valorisation des données historiques sur l'hydrosystème de Thau.

La préparation du modèle géologique 3D (GeoModeller) a conduit à la bancarisation, la valorisation et la réinterprétation de données historiques. Les données d'entrée du modèle correspondent aux contours géologiques, directions et pendage des couches, tracé des failles en surface et les relations entre elles (connexion en surface et en profondeur), forages interprétés (pétroliers, géothermie, banque du sous-sol), interprétations sismiques converties en profondeurs, nouvelles coupes structurales, données de gravimétrie ainsi que mesures de densité des roches échantillonnées. On notera notamment qu'une nouvelle structure entre Sète et Balaruc-les-Bains, a été intégrée au schéma structural.

Une présentation exhaustive de l'état des connaissances hydrogéologiques de l'hydrosystème de Thau a été réalisée, aussi bien en ce qui concerne les caractéristiques générales de cet aquifère (limites, bassin d'alimentation, principaux exutoires naturels), son exploitation (géo)thermale, les phénomènes d'inversac observés, les schémas conceptuels successifs.

Afin d'avoir une vision aussi claire que possible de la structure géométrique et des propriétés hydrodynamiques du ou des aquifères qui constituent le système aquifère karstique et thermal du secteur de Balaruc-Sète, une réinterprétation des données disponibles issues de pompages d'essai anciens ou récents a été réalisée. Une valorisation des données anciennes de suivi sur la presqu'île de Balaruc et sur le champ captant d'Issanka démontre sans ambiguïté la connexion hydraulique entre la Vise et Issanka, ce qui n'avait jamais pu être identifié auparavant. Un autre axe préférentiel d'écoulement semble également se manifester suivant un axe globalement est-ouest en direction de la source de Cauvy et d'Ambressac.

De nouvelles acquisitions vont pouvoir être valorisées dans la suite de l'étude : campagnes géophysiques et de forage menées en 2017/2018 (sismique, gravimétrie, CSEM, piézomètre de Sète, Rapport BRGM/RP-68381-FR), campagnes de prélèvement et analyses des eaux souterraines (2018/2019), données de suivi des producteurs (SMBT, Ville de Sète, Suez, SBL, Ville de Balaruc-les-Bains (SPLETH), Ville de Villeveyrac, BRL, GSM, CD34, BRGM ...).

Les prochains objectifs seront de construire le modèle géologique 3D et de discuter le modèle conceptuel de fonctionnement de l'hydrosystème de Thau en associant les résultats des différents ateliers.

Sommaire

1. Introduction	15
1.1. CONTEXTE DU PROJET DEM'EAUX THAU.....	15
1.2. ENJEUX ET OBJECTIFS DU PROJET	16
1.2.1. Enjeux de gestion de la ressource en eau du territoire (quantité et qualité des eaux souterraines)	16
1.2.2. Enjeux de connaissance géologique et hydrogéologique	16
1.2.3. Objectifs du projet	17
1.3. STRUCTURATION DU PROJET ET LIVRABLES.....	17
2. Géologie des réservoirs karstiques du bassin de Thau	19
2.1. SYNTHÈSE ET OBJECTIFS DE L'ATELIER GÉOLOGIE.....	19
2.2. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	19
2.3. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE THAU	23
2.3.1. Socle hercynien	24
2.3.2. Bassin mésozoïque du sud-est	24
2.3.3. Isthme durancien et formation du karst à bauxite	27
2.3.4. Influence pyrénéenne	29
2.3.5. Rifting oligo-miocène et ouverture du Golfe de Lion.....	30
2.3.6. Transgression burdigalienne (Miocène) et crise de salinité messinienne	32
2.3.7. Séries du Plio-Quaternaire	34
2.4. KARSTIFICATION DANS L'HYDROSYSTÈME DE THAU.....	36
2.4.1. Définitions et types de karsts	36
2.4.2. Processus de karstification	38
2.4.3. Potentiel de karstification	39
2.4.4. Polyphasage de la karstification.....	39
2.5. COMPILATION DES DONNÉES EXISTANTES.....	44
2.5.1. Sismique réflexion.....	44
2.5.2. Sondages existants.....	48
2.5.3. Acquisitions géophysiques.....	49
2.5.4. Retraitement de profils sismiques	52
2.5.5. Nouveaux forages.....	55
2.6. PRÉPARATION DU MODÈLE GÉOLOGIQUE 3D	56
2.6.1. Données en entrée du modèle 3D	56
2.6.2. Découpage stratigraphique du modèle.....	56
2.6.3. Schéma structural	57
2.6.4. Intégration des données géophysiques.....	59

2.6.5. Construction de coupes géologiques	60
3. Hydrogéologie de l'hydrosystème karstique de Thau	61
3.1. INTRODUCTION	61
3.2. PRÉSENTATION DES MÉTADONNÉES COLLECTÉES	62
3.3. GÉNÉRALITÉS SUR LA MASSE D'EAU ET L'ENTITÉ HYDROGÉOLOGIQUE « AUMELAS-VÈNE-ISSANKA-CAUVY »	65
3.4. INFORMATIONS SUR LES PRINCIPAUX EXUTOIRES NATURELS DE L'ENTITÉ « AUMELAS-VÈNE-ISSANKA-CAUVY, IE A-V-I-C »	68
3.4.1. Source de la Vise	68
3.4.2. Source de Cauvy	77
3.4.3. Source de d'Ambressac	80
3.4.4. Source d'Issanka	84
3.5. BILAN DES INFORMATIONS DISPONIBLES SUR LES TRAÇAGES	92
3.6. INFORMATIONS SUR LES DIFFÉRENTES ENTITÉS HYDROGÉO-LOGIQUES SITUÉES EN LIMITE DE L'ENTITÉ « A-V-I-C » ET CONSTITUANT LA MASSE D'EAU FRDG160	93
3.6.1. L'entité « Bassin de Villeveyrac » (masse d'eau FRDG159)	93
3.6.2. L'entité « Plaissan » (masse d'eau FRDG159)	94
3.6.3. L'entité « Gardiole-Est » (masse d'eau FRDG160)	94
3.6.4. L'entité « Mosson » (masse d'eau FRDG158)	94
3.7. CONTRIBUTION DU HAUT-COULAZOU À L'ALIMENTATION DU KARST DE L'ENTITÉ « A-V-I-C »	95
3.8. INFORMATIONS SUR LES FORAGES THERMAUX DE BALARUC-LES-BAINS	98
3.9. INFORMATION SUR LE FORAGE GÉOTHERMIQUE PROFOND DE SÈTE (1983) ET LES AUTRES OUVRAGES	113
3.10. MODÈLE HYDRODYNAMIQUE DISTRIBUÉ (1988)	117
3.11. FOCUS SUR LES ÉPISODES D'INVERSAC (1967/1969 ; 1983 ; 1993 ; 2008 ; 2010 ; 2014)	123
3.11.1. Épisode d'inversac du 22 octobre 1967 (fin en mars 1969 ?)	123
3.11.2. Épisode d'inversac du 18 mai 1984 (fin non documentée)	125
3.11.3. Épisode d'inversac du 06-07/10/1993 (fin le 31 octobre 1993)	127
3.11.4. Épisodes d'inversac de 2008, 2010 et 2014	128
3.12. VALORISATION DES ÉVOLUTIONS PIÉZOMÉTRIQUES MESURÉES AU COURS DES PHÉNOMÈNES D'INVERSACS (1993 ; 2008 ; 2010 ET 2014)	133
4. HYDRODYNAMIQUE	137
4.1. OBJECTIF	137
4.2. LES ESSAIS DE POMPAGES RÉINTERPRÉTÉS	137

4.3. MÉTHODOLOGIE UTILISÉE POUR INTERPRÉTER DES ESSAIS PAR POMPAGE.....	139
4.4. MODÈLES MATHÉMATIQUES UTILISÉS POUR INTERPRÉTER LES ESSAIS ...	141
4.4.1. Synthèse des résultats.....	157
5. Hydrogéochimie	165
5.1. INTRODUCTION	165
5.2. HISTORIQUE DES INVESTIGATIONS HYDROGÉOCHIMIQUES DANS LE BASSIN DE THAU	165
5.2.1. Période 1960-2000	165
5.2.2. Période 2000-2012	166
5.3. DESCRIPTION DES POINTS DE PRÉLÈVEMENT	167
5.4. FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE DE L'HYDROSYSTÈME DE THAU EN CONTEXTE NORMAL (HORS INVERSAC).....	169
5.4.1. Eaux karstiques du Causse d'Aumelas et de la Montagne de la Gardiole	169
5.4.2. Eaux thermales.....	176
5.4.3. Origine de l'eau de la source sous-marine de la Vise.....	183
5.5. FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE DE L'HYDROSYSTÈME DE THAU EN CONTEXTE D'INVERSAC	184
5.5.1. Historique des épisodes d'inversac	184
5.5.2. Caractérisation hydrogéochimique de l'hydrosystème lors de l'épisode d'inversac d'octobre 2010	185
5.5.3. Étude de la dissipation du phénomène d'inversac d'octobre 2010	188
5.6. NOUVELLES INVESTIGATIONS MISES EN ŒUVRE DANS LE CADRE DE DEM'EAUX THAU.....	191
5.6.1. Forage de Sète (Stade Michel)	191
5.6.2. Campagnes régionales de prélèvement.....	191
5.7. CONCLUSION ET PERSPECTIVES	192
6. Schémas conceptuels existants.....	193
6.1. PÉRIODE 1980 - 1995.....	193
6.2. PÉRIODE 1997 - 2002.....	196
7. Synthèse et perspectives.....	201
8. Bibliographie	209

Liste des figures

Figure 1-1 : Présentation schématique des différentes tâches Tx du projet, des principales actions qui les composent, des livrables Lx associés et des principaux contributeurs.....	18
Figure 2-1 : Localisation de la zone d'étude dans le contexte structural du Sud de la France.....	20
Figure 2-2 : Extrait de la carte géologique de Montpellier à l'échelle 1/250 000.	21
Figure 2-3 : Carte géologique synthétique de la zone d'étude. Le découpage stratigraphique correspond à celui prévu pour la modélisation sous GeoModeller.....	22
Figure 2-4 : Stratigraphie du Bassin mésozoïque du sud-est dans le secteur de l'étang de Thau (Le Strat, 1992).	26
Figure 2-5 : Carte structurale du bassin mésozoïque du sud-est délimité par les failles hercyniennes héritées.....	27
Figure 2-6 : Carte paléogéographique du Bassin de Sud Est montrant la position du trait de côte au Cénomaniens, Campanien et Maastrichtien.....	29
Figure 2-7. Coupe géologique orientée nord-est/sud-ouest entre le Cap d'Agde et la faille des Cévennes. Le trait de coupe est indiquant sur la fig.2-9.....	30
Figure 2-8. Ligne sismique H83J interprétée et convertie en profondeur. Le trait de coupe est indiqué sur la fig. 2-9 (d'après Husson , 2014).	31
Figure 2-9 : Carte illustrant les principales failles normales du rift oligo-aquitainien du Golfe du Lion (Guennoc et al., 2000) et des paléo-systèmes fluviaux messiniens (Gorini et al., 2005).	32
Figure 2-10 : Carte isohypse du mur de l'incision messinienne. L'encadré rouge représente en partie les limites de la zone d'étude. D'après le rapport BRGM/RP-50770-FR (Fuchey & Le Strat, 2001).	33
Figure 2-11 : Schéma synthétique du remplissage des paléovallées messiniennes au Plio-Quaternaire et des cycles de transgression/régression. Extrait du rapport BRGM/RP-50770-FR (Fuchey & Le Strat, 2001).	35
Figure 2-12 : Organisation d'un système karstique le long d'un profil amont-aval et terminologies morphologiques et hydrodynamiques du karst (Husson, 2014).	36
Figure 2-13 : Variations du niveau de base dans un massif carbonaté au cours du temps et formation de karsts à partir des variations eustatiques (A) et des mouvements tectoniques (B). Les dépôts intra-karstiques sont issus d'un remplissage extérieur au fonctionnement karstique (connection avec le niveau marin par exemple). Modifié de Husson (2013).	37
Figure 2-14 : Amplitudes des variations du niveau de base et épaisseur potentiellement karstifiées dans les cas suivants : (1) chute eustatique, (2) surrection tectonique, (3) endoréisme. Extrait de Husson (2013).	39
Figure 2-15 : Charte stratigraphique depuis le Crétacé jusqu'à l'actuel, courbes eustatiques (Kominz et al., 2008; Miller, 2005), paléoclimat, géodynamique et potentiel de karstification en Languedoc (Camus, 2003; Dörfliger et al., 2008). Extrait de Husson (2013).	41
Figure 2-16 : Localisation des sites de remplissages karstiques caractérisés par des sédiments à faune marine paléocène (extrait de Husson et al., 2012).	42
Figure 2-17 : Carte géologique simplifiée indiquant la localisation des affleurements montrant des remplissages sédimentaires issus du réseau cévenol, et la localisation du cordon littoral (triangles) à l'ouest et au sud du chevauchement du Pic Saint-Loup (extrait de Husson, 2013 ; modifié de Séranne et al., 2002).	43
Figure 2-18 : Plan de position des profils sismiques des campagnes H83, H84, LRM, et des profils retraités dans le cadre du projet (SW, F) et des profils récemment acquis (DEM1 et DEM2), ainsi que les forages profonds (pétroliers) sur fond de la carte géologique à	

l' échelle 1/250 000. L'encadré rouge correspond à la zone d'étude. Le trait rouge correspond au tracé de la coupe sur la Figure 2-7.	45
Figure 2-19 : Ligne sismique terrestre H84D non interprétée, acquise en 1984 et retraitée en 2008 par le BRGM.	46
Figure 2-20 : Exemple d'interprétation de la ligne sismique terrestre H84D (Serrano & Hanot, 2005).	46
Figure 2-21 : Ligne sismique non interprétée (A) et interprétée (B) dans la partie Est de l'étang de Thau entre le canal de Rhône à Sète et le canal de Sète. L'interprétation est extraite du rapport BRGM/RP-59847-FR (Le Goff & Bitri, 2011). Le tracé de ce profil est indiqué sur la figure 2-3.	47
Figure 2-22 : Ligne sismique P1 acquise en 2005 (EOSYS) et interprétée dans le rapport final d'ANTEA. Ce profil est orienté nord-ouest/sud-est et passe dans la partie ouest de la presqu'île de Balaruc-les-Bains. Le tracé de ce profil est indiqué sur la Figure 2-3	48
Figure 2-23 : Lignes sismiques non interprétées DEM1 (haut) et DEM2 (bas), acquises dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.	50
Figure 2-24 : Anomalie gravimétrique résiduelle. Les courbes d'isovaleurs sont exprimées en mGal. Les points noirs indiquent la localisation des nouvelles stations de mesure, agrégées aux données anciennes (extrait du rapport BRGM/RP-68318-FR ; Coppo et al., 2018).	51
Figure 2-25 : Ligne sismique terrestre F11 non interprétée, acquise en 1963 et retraitée dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau (Capar & Marc, 2017).	52
Figure 2-26 : Ligne sismique marine 84SW11 non interprétée, acquise en 1984 et retraitée dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau (Capar & Marc, 2017).	53
Figure 2-27. Log-géologique des forages Stade Michel à Sète et F15 à Balaruc-les-Bains. Il s'agit de forages non carottés sondés et interprétés par ANTEA.	55
Figure 2-28 : Charte chronostratigraphique synthétique de la zone de l'étang de Thau.	56
Figure 2-29 : Schéma structural préliminaire de la zone d'étude. Les accidents majeurs dessinés font partie des données d'entrée de modèle GeoModeller. Le tracé des failles sous couverture est incertain (en pointillé).	58
Figure 2-30 : Coupe géologique nord-ouest/sud-est passant par l'Étang de Thau (Aquilina et al., 2002; Dörfliker & Le Strat, 2001).	59
Figure 2-31 : Exemple d'agrégation et début d'interprétation de coupes sismiques.	60
Figure 3-1 : Carte des entités hydrogéologiques du secteur d'étude (extrait du Vigouroux et al., 2008).	65
Figure 3-2 : Carte de localisation des sources et pertes et des résultats des essais de traçage, focus sur l'entité « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy, ie A-V-I-C » (adapté de Vigouroux et al., 2008).	67
Figure 3-3 : Bathymétrie du gouffre de la Vise (janvier 2004, extrait BRGM/RP 53840-FR).	68
Figure 3-4 : Compte rendu de la plongée de reconnaissance de 1966 et descriptif du système expérimental mis en place par Paloc (1966).	69
Figure 3-5 : Évolution du débit pompé à la source de la Vise en 1992.	71
Figure 3-6 : Détail du dispositif d'observation de la source de la Vise entre 1998 et 2000 (Ladouche et al., 2001).	72
Figure 3-7 : Constat des équipements mis en place en 2000 sur la source de la Vise par le GAEC « Poissons du soleil ».	72
Figure 3-8 : Détail du dispositif d'observation de la source de la Vise entre 2004 et 2008 (modifié d'après Hydrosience Montpellier).	73
Figure 3-9 : Schéma conceptuel de l'organisation des écoulements au sein et au voisinage du gouffre de la source de la Vise (BRGM/RP-50787-FR).	74

Figure 3-10 : Exemple de résultats de la modélisation du champ de température du gouffre de la Vise (Courtois et Ladouche, 2005).	75
Figure 3-11 : Localisation et positionnement des griffons de la source de Cauvy.	78
Figure 3-12 : Coupe hydrogéologique interprétative de la source d'Ambressac.	81
Figure 3-13 : Environnement de la source d'Ambressac (comparaison entre 1998 et 2018).	82
Figure 3-14 : Vue du puits de pompage de la source d'Ambressac en 1998 et schéma des équipements mis en place par le BRGM en 1998 (BRGM/RP-50787-FR).	82
Figure 3-15 : Contexte et coupe hydrogéologique interprétative de la source d'Issanka.	85
Figure 3-16 : Plan de situation des différents ouvrages du Parc d'Issanka (modifié d'après, Bérard 1995)	86
Figure 3-17 : Vue schématique en coupe des différentes installations de captage du parc d'Issanka.	86
Figure 3-18 : Vue en plan des principales installations du champ captant d'Issanka.	87
Figure 3-19 : Vue des installations du pavillon de décharge (DUP, rapport Antea A26180B).	88
Figure 3-20 : Vue extérieure du pavillon de décharge (DUP, rapport Antea A26180B).	88
Figure 3-21 : Évolution des volumes annuels prélevés à Issanka.	90
Figure 3-22 : Évolution de la piézométrie mensuelle au niveau du champ captant et dans le réseau d'observation complémentaire (Autoroute, Frescaly et Vignes).	90
Figure 3-23 : Délimitation des sous bassins du Haut-Coulazou aux stations de jaugeage Q1 et Q2 (extrait de Bailly Comte et al., 2012).	96
Figure 3-24 : Typologie des interactions hydrodynamiques entre les eaux de surface du Coulazou et le karst d'Aumelas (d'après Bailly Comte, 2012).	97
Figure 3-25 : Carte de situation des ouvrages historiques (anté 1982).	99
Figure 3-26 : Synthèse des principales caractéristiques des ouvrages thermaux de Balaruc-les-Bains.	100
Figure 3-27 : Carte de situation des ouvrages thermaux (anté 2000), extrait rapport Antea A09023.	103
Figure 3-28 : Carte de situation des ouvrages thermaux (post 2000).	106
Figure 3-29 : Coupe géologique simplifiée mettant en relation les lithologies des ouvrages F13 et F14 (extrait A 46889/A).	111
Figure 3-30 : Extrait du scanner de paroi du forage de reconnaissance F14 (A 46889/A).	112
Figure 3-31 : Carte de localisation des ouvrages profonds dans le secteur Sète (modifié d'après BRGM 89 LRO 790 PR).	114
Figure 3-32 : Log géologique et coupe technique de l'ouvrage reconnaissance GS1 (BSS002JDVC), (extrait du rapport BRGM 83-SGN-570-LRO).	115
Figure 3-33 : Diagraphie thermique réalisée sur l'ouvrage de reconnaissance géothermique GS1 (extrait rapport BRGM 83-SGN-570-LRO).	116
Figure 3-34 : Emprise du modèle Marthe élaboré en 1988 (653 mailles de 1 km ²) pour étudier la ressource en eau des systèmes aquifères des calcaires jurassiques.	121
Figure 3-35 : Calage du modèle Marthe en régime permanent (situation piézométrique de basses eaux de 1986).	122
Figure 3-36 : Évolution des paramètres de l'exploitation de Cambelliès entre 1964 et 1971 : (a) débit d'exhaure ; (b) pluviométrie mensuelle ; (c) altitude du niveau d'exploitation (m, NGF) et emprise surfacique de l'exploitation (m ²) et évolution de la cote piézométrique à la fin de l'exploitation (m, NGF) ; évolution des teneurs en chlorure de Cauvy et des autres points d'eau (carrière de Cambelliès, Issanka, Ambressac et Vise. (a,b et c créés à partir de l'annexe 6 de Orenge 1984).	124

Figure 3-37 : Évolution de la conductivité électrique et de teneurs en chlorures de l'eau au sein de la presqu'île de Balaruc entre 1979 et 1989.	126
Figure 3-38 : Synthèse des perturbations hydrauliques mesurées au sein de la presqu'île de Balaruc et à Issanka suite au phénomène d'inversac (début le 5 mai 2014 = t ₀ , fin le 22 octobre 2014 = 4 776 h), extrait de Ladouche et Lamotte (2015).	129
Figure 3-39 : Comparaison des évolutions piézométriques et des amplitudes des perturbations exprimées par rapport à l'état initial mesuré avant inversac : exemple du piézomètre P4-Balme.	130
Figure 3-40 : Approche méthodologique pour l'intercomparaison des perturbations induites par les phénomènes d'inversacs.	133
Figure 3-41 : Évolution spatio-temporelle de la perturbation piézométrique induite par l'inversac (exemple de 2014, T ₀ =05/05/2014).	135
Figure 4-1 : Liste des essais par pompage réinterprétés (21 ouvrages, 26 tests).	137
Figure 4-2 : Liste des essais par pompage non réinterprétés ; examinés pour les valeurs de transmissité et la structure de l'aquifère (7 ouvrages, 8 tests).	138
Figure 4-3 : Localisation des essais par pompage.	138
Figure 4-4 : Méthodologie mise en œuvre pour l'interprétation de pompages d'essai. Utilisation des dérivées des rabattements pour diagnostiquer les essais.	139
Figure 4-5 : 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).	140
Figure 4-6 : Modèle 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).	142
Figure 4-7 : Paramètres du modèle à effet de drainance (modèle modifié de Hunt et Scott, 2007). ...	142
Figure 4-8 : Courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence du facteur de drainance du semi-perméable (Br ^{1/2}).	143
Figure 4-9 : Courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence de l'emmagasinement de l'aquitard (S _y).	144
Figure 4-10 : Courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence de la transmissivité de l'aquitard (T ₀).	144
Figure 4-11 : Pompage sur F2_Balaruc-Thermes (1981 ; Poul, Camus, 1981)). Modèle : modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Graphe du haut : Log-Log. Graphe du bas : arithmétique.	145
Figure 4-12 : Aquifère compartimenté avec anisotropie de perméabilité : a) structure « T », b) cas où les compartiments sont d'épaisseur égale.	146
Figure 4-13 : Paramètres du modèle aquifère compartimenté en « T » avec anisotropie de perméabilité.	146
Figure 4-14 : Courbes types pour un puits centré (a=L) et un aquifère central présentant divers ratios d'anisotropie de perméabilité. Contraste de transmissivité de 10 (T ₁ =10xT ₂ ; T ₂ =T ₃) ; Dewandel et al. (2014).	147
Figure 4-15 : Diagnostic de l'essai réalisé sur l'ouvrage P4-Gigean dans les formations du Miocène, établi à partir des rabattements et des temps normalisés. Modèle : Dewandel et al. (2014).	147
Figure 4-16 : Pompage sur P4-Gigean, avec suivi sur un piézomètre situé à 20 m (1990 ; info BSS : 10162X0178) ; Modèle : Dewandel et al. (2014). Représentation : Log-Log.	148
Figure 4-17 : Solution de Gringarten et al. (1974). Fracture verticale unique recoupant tout l'aquifère (flux uniforme). Vue en plan.	148
Figure 4-18 : Paramètres du modèle à fracture de Gringarten et al. (1974).	149

Figure 4-19 : Courbe type de la solution de Gringarten et al. (1974).....	149
Figure 4-20 : Pompage sur le forage de la Castillonne (nov.1986 ; Teissier, 1987b). Modèle : fracture verticale unique (Gringarten et al. 1974). Graphe du haut : Log-Log. Graphe du bas : arithmétique.	150
Figure 4-21 : Fracture verticale unique recoupant partiellement ou totalement un aquifère multicouche.	151
Figure 4-22 : Paramètres du modèle « fracture verticale dans un aquifère multi-couche ».	151
Figure 4-23 : Courbes types d'un pompage interceptant une fracture verticale située dans un aquifère multicouche ; Dewandel et al. (2018). Fracture dans l'aquifère inférieur. Les « cercles » dénotent la solution de Gringarten et al. (1974) ; $hf/B=1$, $k'=0$. hf : hauteur de la fracture, B : épaisseur de l'aquifère inférieur.	152
Figure 4-24 : Pompage sur F9bis-Balaruc (Thermes) (fév. 2003 ; Antea, 2004). Modèle : fracture verticale dans un aquifère multi-couche. Représentation : arithmétique.....	152
Figure 4-25 : Modèle fracture et drainance.	153
Figure 4-26 : Paramètres du modèle « fracture inclinée et drainance ».	153
Figure 4-27 : Courbes types d'un pompage dans une fracture inclinée. Influence de l'angle de la fracture ; $kh/Kv = 10$, $Kx/Ky = 1$, $B = 100$ m, $z_f=50$ m. Tests avec les solutions de Gringarten et al. (1974) et Thiéry (1980). $X_f = L/2$; $y_f = l/2$; pas de drainance.	154
Figure 4-28 : Pompage sur le Forage du stade Michel (Sète, 20-22/02/2018). Modèle : fracture inclinée et drainance. Graphe du haut : Log-Log. Graphe du bas : arithmétique. Nota : le rabattement a ici été corrigé des variations de densité.....	155
Figure 4-29 : Pompage sur le Forage du stade Michel (Sète, 20-22/02/2018). Modèle : fracture inclinée et drainance. Évolution des contributions en terme de débit de la fracture, du puits et du débit de drainance.....	156
Figure 4-30 : Paramètres du modèle « fracture inclinée » et « drainance ». Pompage au forage du stade Michel (Sète), 20-22/02/2018.....	156
Figure 4-31 : Modélisation du rabattement normalisé (et de sa dérivée en descente et remontée). Pompage au forage du stade Michel (Sète), 20-22/02/2018. Modèles : « fracture inclinée » et « drainance » –bleu, pour estimer la géométrie de la fracture et l'épaisseur aquifère et a) Modèle à effet de drainance verticale (§ 4.4.a)- vert, pour estimer la distance aux limites.....	157
Figure 4-32 : Schéma de synthèse des comportements et propriétés hydrodynamiques déduits des essais par pompage.....	159
Figure 4-33 : Schéma de synthèse des comportements et propriétés hydrodynamiques déduits des essais par pompage. Zoom sur le secteur Issanka-Balaruc-Sète.	160
Figure 4-34 : Distribution de la transmissivité (graphe haut-gauche), de la perméabilité (graphe haut-droite) et de l'emmagasinement (graphe du bas) dans l'aquifère fracturé-karstifié du Jurassique et le Miocène.....	161
Figure 4-35 : Distribution de la transmissivité (graphe haut-gauche) et de l'emmagasinement (graphe haut-droite) de l'aquifère de surface, et de la perméabilité de l'aquitard (graphe du bas) ; cas de pompage du Jurassique sous couverture.....	162
Figure 4-36 : Comparaison des transmissivités (graphe haut-gauche), perméabilités (graphe haut-droite) et des emmagasinement (graphe du bas) dans le Miocène, et les aquifères fracturés-karstifiés du Jurassique sur les mines de Bauxite (Villeveyrac), de Balaruc (Thermes) et du secteur Issanka-Belvezet.	162
Figure 4-37 : Synthèse des paramètres hydrodynamiques ; modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Voir Figure 4-6 et Figure 4-8.	163

Figure 4-38 : synthèse des paramètres hydrodynamiques ; modèle compartimenté verticalement (Dewandel et al. 2014), modèle à fracture verticale (Gringarten et al. 1974) et modèle à fracture verticale et drainance d'un aquifère sus-jacent (Dewandel et al., 2018) - pour ce modèle $T_0=S_y=\infty$. Voir figures 4-12, 4-13, 4-17, 4-18,4-2et 4-22.	164
Figure 5-1 : Diagramme de Piper des principaux points de prélèvement (sources, forages thermaux et forages profonds) en contexte normal de fonctionnement de l'hydrosystème (période 1996-2000)	169
Figure 5-2 : Évolution des concentrations en sodium en fonction des concentrations en chlorures (Ladouche et al. 2001).	170
Figure 5-3 : Corrélation entre les concentrations en Na, Br, Ca, Sr, SO_4 , NO_3 et les concentrations en Cl. Triangle : forages thermaux ; carré : eau karstique. La droite grise en pointillés correspond à la droite de dilution de l'eau de mer. Dans le graphe Na vs.Cl, la ligne en pointillés correspond à la droite de dissolution de NaCl (pente 1 : 1). La ligne noire pointillée est la droite de corrélation des forages thermaux.	172
Figure 5-4 : Évolution des concentrations en calcium en fonction des concentrations en magnésium (mg/L) (Aquilina et al. 2003). Losange blanc : secteur de la Gardiole ; carré blanc : facade littorale de la Gardiole ; carré noir : Causse d'Aumelas ; cercle gris : bassin de Villeveyrac. Les droites correspondent à la dissolution de la dolomite ou de la calcite (pente positive) et à la dissolution incongruente de la dolomie (pente négative). 1 : $T=288^\circ K$, $pCO_2=0.11$ atm ; 2 : $T=283^\circ K$, $pCO_2=0.11$ atm ; 3 : $T=288^\circ K$, $pCO_2=0.11$ atm, dissolution calcite magnésienne à 6% ($Ca_{0.94} Mg_{0.06} CO_3$) ; 4 : $T=288^\circ K$, $pCO_2=0.11$ atm, dissolution calcite magnésienne à 25% ($Ca_{0.75} Mg_{0.25} CO_3$)	173
Figure 5-5 : Composition isotopique en ‰ (^{18}O - 2H) des eaux karstiques et des eaux thermales (Ladouche et al. 2001).	174
Figure 5-6 : Relation entre le rapport isotopique du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$ et le rapport Ca/Sr (Ladouche et al. 2001).	176
Figure 5-7 : Représentation schématique des proportions de mélange des eaux des forages thermaux à partir du pôle marin (eau de mer), du pôle karstique récent (superficiel) et du pôle karstique ancien (profond) (Aquilina et al. 1997, 2002).	179
Figure 5-8 : Profil des terres rares (normalisées avec le NASC) pour les forages thermaux (F8, F9, F6, S12), les eaux de mer méditerranéennes (MNS= proche de la surface et MD= profond), les eaux de l'étang (E1 et E3) et un forage karstique (FJ). F6a correspond à un échantillon prélevé sans pompage et F6b correspond à un échantillon prélevé après une heure de pompage (Aquilina et al. 2002).	180
Figure 5-9 : Évolution temporelle des concentrations en ^{222}Rn dans les forages thermaux de Balaruc-les-Bains.	182
Figure 5-10 : Évolution du rapport isotopique $^{36}Cl/^{35}Cl$ des eaux échantillonnées en 1996 en fonction des concentrations en chlorures (Ladouche et al. 2001).	183
Figure 5-11 : Analyse en composantes principales sur les résultats des éléments majeurs et traces (B, Sr, Rb, Ba et Li), température et mesures isotopiques ($\delta^{18}O$, δ^2H , tritium, δ^7Li , $\delta^{11}B$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$) (Ladouche et al. 2011, 2012).	186
Figure 5-12 : Évolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction de l'inverse de la teneur en strontium mesurée dans les eaux échantillonnées lors de l'inversac (2010). La situation observée en 1996 et/ou 2000 (hors inversac) est également reportée (Ladouche et al. 2012).	187
Figure 5-13 : Évolution des concentrations en chlorures durant la période 1996-2000 (contexte de fonctionnement « normal », cadre vert), octobre 2010 (inversac, cadre rouge) et en 2012 (cadre gris).	189
Figure 5-14 : Profil de terres rares (normalisation NASC) pour les forages thermaux (F8, F9, F6, S12), les forages karstiques (CGE tennis et P4 la Balme) et l'eau de mer.	190

Figure 5-15 : Évolution des teneurs en deutérium (^2H) et des teneurs en oxygène 18 des eaux échantillonnées en contexte « normal de fonctionnement (1996,1997 et 2000), en contexte d'inversac (2010) et durant la campagne de prélèvement de 2012 (post-inversac).....	191
Figure 6-1 : Représentations conceptuelles du fonctionnement hydrogéologique de la presqu'île de Balaruc proposées par les auteurs dans les années 1980.....	193
Figure 6-2 : Synopsis de fonctionnement de l'hydrosystème de Balaruc en fonction de la pression atmosphérique et de la pluie (Tessier 1988).	195
Figure 6-3 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique proposé par Berard (1995). ...	196
Figure 6-4 : Coupe géologique interprétative NO-SE de la zone d'étude passant par la presqu'île de Balaruc (d'après Aquilina et al., 2002).	197
Figure 6-5 : Schéma hydrogéologique conceptuel de l'hydrosystème proposé à l'issue de l'étude BRGM de 2001 (d'après Aquilina et al., 2003).	198
Figure 6-6 : Schéma hydrogéologique conceptuel de l'hydrosystème (modifié d'après Giusti, 2002).	199
Figure 7-1 : Schémas conceptuels du fonctionnement hydrogéologique des aquifères de l'hydrosystème de Thau.	204

Liste des tableaux

Tableau 1 : Récapitulatif des épaisseurs et de la lithologie des formations dans le secteur de l'étang de Thau. Les niveaux grisés correspondent aux lithologies considérées comme imperméables (Dörfliger & Le Strat, 2001).	23
Tableau 2 : Forages profonds (pétroliers et géothermiques) dans la zone d'étude et à proximité, et autres forages moins profonds incluant des données de diagraphies.	49
Tableau 3 : Compilation des profils sismiques disponibles et utilisés dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.	54
Tableau 4 : Caractéristiques générales des différents forages (modifié de Ladouche et al. 2001; Aquilina et al. 2003; Combes 2011).	168
Tableau 5 : Comparaison des principales caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux karstiques du Causse d'Aumelas et de la Montagne de la Gardiole.	170
Tableau 6 : Distance des points de prélèvement à la source sous-marine de la Vise et impact de l'inversac de 2010 (- faible, + modéré, ++ fort) modifié d'après Combes (2011).	185

Liste des annexes

Annexe 1 Informations géologiques et hydrogéologiques complémentaires sur l'état des connaissances de l'hydrosystème karstique de Thau.....	237
Annexe 2 Liste des coupes géologiques et techniques	271
Annexe 3 Liste des essais réinterprétés	285
Annexe 4 Tableau de synthèse des tracages historiques. Courbes de restitution issues des travaux de Ladouche, 2001 ; Brunet, 2008 ; Selles, 2010	297
Annexe 5 Compilation des investigations hydrogéochimiques dans le bassin de l'étang de Thau (par année, points de prélèvement et type d'analyse)	305
Annexe 6 Localisation des points de prélèvements	309

1. Introduction

1.1. CONTEXTE DU PROJET DEM'EAUX THAU

Dans le cadre de la stratégie régionale Occitanie, le développement d'une filière complète d'exploration, exploitation et gestion des réservoirs sol/sous-sol a été mis en avant. Ainsi, la programmation du CPER 2014-2020 pour la recherche et l'innovation a notamment pour objectif de poursuivre la stratégie régionale des acteurs du domaine des géosciences et de l'eau (cluster Terinov, Pôle de compétitivité Aquavalley, IM2E, ...). De plus, les eaux souterraines fournissent 90 % de l'alimentation en eau potable de l'ex-Région Languedoc-Roussillon. Elles représentent ainsi un enjeu majeur pour la région notamment dans le cadre du changement climatique. Dans ce contexte, le projet de développement et d'innovation intitulé « DEM'Eaux Thau » a pour objectif de mettre en œuvre des méthodes innovantes d'exploration des réservoirs souterrains complexes et de conception d'outils d'exploitation et de gestion concertée d'usages multiples et à forts enjeux économiques.

Cette étude scientifique pluridisciplinaire implique de caractériser à la fois la géologie, l'hydrogéologie et la géochimie de cet hydrosystème. Le BRGM est le pilote de ce projet de recherche. Les trois autres partenaires opérationnels du projet sont les laboratoires Géosciences Montpellier, Hydrosociences Montpellier et l'entreprise Synapse. Ce projet est financé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, l'État et la Région (CPER), l'Europe (FEDER), Montpellier Méditerranée Métropole, la ville de Balaruc-les-Bains, le SMBT ainsi que les partenaires opérationnels.

Le secteur d'étude est centré sur l'étang de Thau et plus particulièrement sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains, à l'ouest de Montpellier.

Les ressources en eau souterraine de ce secteur présentent un intérêt majeur pour le territoire, que ce soit pour l'alimentation en eau potable (ville de Sète), mais également pour le développement économique, avec en particulier l'activité conchylicole et pêche au niveau de l'étang, ainsi que le thermalisme sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains (1^{ère} station thermale en France avec plus de 52 000 curistes en 2016).

Ce secteur est situé à la convergence d'eaux souterraines provenant de divers réservoirs superficiels et profonds: eaux karstiques froides des Causses d'Aumelas et de la Gardiole, eaux d'origine marine (étang et mer) et eaux thermales chaudes et minéralisées. Ces différents réservoirs sont en interaction les uns avec les autres selon des processus complexes dont les paramètres ne sont pas tous connus. Ces interactions sont à l'origine de conflits d'usage, de dégradation de la qualité et de problèmes de quantité d'eau. L'aquifère karstique et thermal de la presqu'île de Balaruc a notamment subi des phénomènes d'intrusion d'eau saumâtre par l'intermédiaire de la source sous-marine de la Vise, située dans l'étang de Thau. Lors de ce phénomène dit « d'inversac » qui peut durer plusieurs mois (plus de 6 mois en 2010, près de 6 mois en 2014), la source de la Vise, au lieu de fournir de l'eau douce utile à la vie biologique de l'étang de Thau, absorbe l'eau saumâtre de la lagune. Ce phénomène a pour conséquence une modification des paramètres physico-chimiques des eaux de l'hydrosystème, observée au niveau de différents ouvrages sur la presqu'île de Balaruc, notamment sur la source Cauvy qui a dû être abandonnée pour son usage d'alimentation en eau potable.

Les enjeux économiques de ce territoire, la fragilité de l'équilibre qui existe entre les différentes ressources en eaux souterraines et la complexité du comportement des différents réservoirs justifient la mise en place d'un démonstrateur pluridisciplinaire et intégré (géologie, hydrogéologie, géochimie et isotopie, modélisation...) visant, par l'innovation, à mieux

comprendre la structure et le fonctionnement des réservoirs et permettant de mettre en place à terme un outil de gestion des eaux souterraines.

L'objectif principal du démonstrateur Thau est la préservation de la qualité et des usages de l'eau de l'hydrosystème complexe de Thau, tout en poursuivant le développement économique de ce territoire grâce au développement d'un outil d'aide à la gestion des ressources en eau sur le territoire, capable de simuler différents scénarii (prélèvements, conditions climatiques particulières, changement climatique).

1.2. ENJEUX ET OBJECTIFS DU PROJET

1.2.1. Enjeux de gestion de la ressource en eau du territoire (quantité et qualité des eaux souterraines)

Les ressources en eau souterraine de ce secteur présentent un intérêt majeur pour le territoire, que ce soit pour l'alimentation en eau potable ou pour le développement économique. Balaruc-les-Bains est situé au sein d'un milieu naturel où convergent des eaux provenant de divers hydrosystèmes souterrains et superficiels. À plusieurs reprises (2008, 2010 et 2014 pour les phénomènes les plus récents), l'aquifère karstique et thermal de la presqu'île de Balaruc-les-Bains a subi un phénomène d'intrusion d'eau saumâtre de l'étang de Thau au niveau de la source sous-marine de la Vise située dans l'étang de Thau. Ce phénomène dit « d'inversac » provoque le déplacement des eaux qui s'écoulaient jusqu'alors naturellement vers la Vise, ce qui se traduit par une augmentation généralisée du niveau piézométrique au sein de la presqu'île de Balaruc. Il se manifeste également par des modifications de la température et de la minéralisation de l'eau au sein de la presqu'île de Balaruc, et notamment sur les ouvrages des thermes et sur la source de Cauvy. Le déterminisme des inversacs reste largement inexplicé et reste à élucider. À terme, un outil de gestion des eaux souterraines sera mis à disposition du SMBT (Syndicat Mixte du Bassin de Thau).

1.2.2. Enjeux de connaissance géologique et hydrogéologique

Le contexte géométrique et structural des formations carbonatées situées autour de l'étang de Thau apparaît comme étant complexe (accidents tectoniques majeurs, approfondissement des séries karstifiables, dysharmonie du niveau du toit du socle, structure en « rampes et paliers »). Le modèle géologique établi au terme du programme d'action 1999-2000 (Dorfliger et Le Strat, 2001) doit être enrichi. La géométrie et la structure de ces formations carbonatées doivent absolument être mieux connues, de même que l'organisation des connectivités karstiques afin de comprendre leur rôle dans l'organisation des écoulements.

Après exploitation des données existantes, de nouvelles données seront acquises afin d'élaborer un modèle géologique 3D, sur lequel pourra s'appuyer une modélisation 3D des écoulements souterrains et des transports densitaires et thermiques.

Le démonstrateur proposé est centré sur l'étang de Thau et la station thermale de Balaruc (ouest de Montpellier) mais le secteur d'étude s'étendra plus largement aux formations carbonatées qui constituent l'entité hydrogéologique « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy », voire au-delà. En effet, les connectivités karstiques s'étendent sur des distances importantes, parfois supérieures à 10 km. Un des enjeux de ce démonstrateur sera donc également de pouvoir travailler à différentes échelles, en ayant une approche concentrique à différents niveaux (multi-résolution, multi-échelle).

1.2.3. Objectifs du projet

L'objectif du démonstrateur est de développer les outils, les méthodes et les partenariats nécessaires à la caractérisation et à la modélisation de l'hydrosystème de Thau afin de créer un outil d'aide à la gestion des ressources en eau souterraine sur le territoire, capable de simuler différents scénarii (prélèvements, conditions climatiques particulières, changement climatique). Pour cela, on devra remplir les objectifs suivants :

- objectif 1 : caractérisation de la géologie du secteur en 3 dimensions, prenant en compte les formations géologiques jusqu'à environ 1 000 m de profondeur ;
- objectif 2 : caractérisation hydrogéologique de l'hydrosystème de Thau ;
- objectif 3 : caractérisation géochimique de l'hydrosystème de Thau ;
- objectif 4 : révision du modèle conceptuel de l'hydrosystème de Thau et réalisation d'un forage profond – acquisitions de nouvelles données ;
- objectif 5 : mise à jour du modèle conceptuel de structure et fonctionnement de l'hydrosystème et construction du modèle 3D des écoulements souterrains, du transport et des transferts thermiques dans l'hydrosystème de Thau et ;
- objectif 6 : développement d'un outil d'aide à la gestion de la ressource en eau sur le territoire.

1.3. STRUCTURATION DU PROJET ET LIVRABLES

Les travaux réalisés dans le cadre de ce projet s'organisent selon trois volets (géologie, hydrogéologie et géochimie) autour des objectifs spécifiques présentés plus haut, selon le schéma d'organisation suivant (Figure 1-1) :

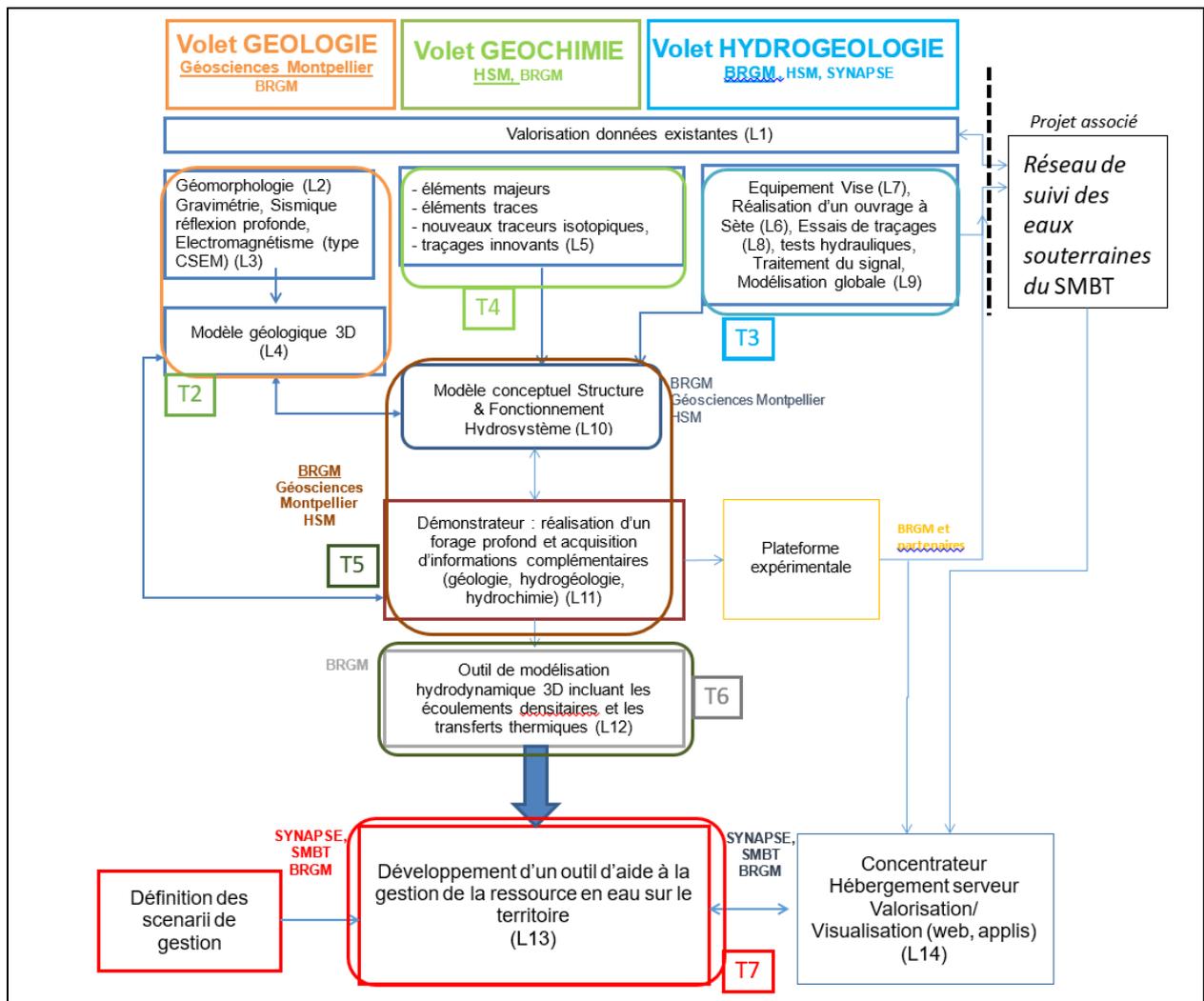


Figure 1-1 : Présentation schématique des différentes tâches Tx du projet, des principales actions qui les composent, des livrables Lx associés et des principaux contributeurs.

Les flèches indiquent les relations entre les différentes tâches et les différentes disciplines.

Le présent rapport constitue le livrable L1 du projet. En première approche, il était envisagé de ne présenter que la synthèse et la valorisation de données historiques sur l'hydrosystème de Thau pour chacune des thématiques : géologie, hydrogéologie et géochimie. Or, un certain nombre d'acquisitions de nouvelles données a été réalisé en tout début de projet :

- données géophysiques – Rapports BRGM/RP-68318-FR (livrable L3), RP-68318-FR et RP-68603-FR ;
- forage de Sète (rapport BRGM/RP-68549-FR, livrable L6) ;
- campagnes d'analyse des eaux souterraines (mars et août 2018).

De plus, des données anciennes ont également fait l'objet de nouvelles interprétations (notamment des données piézométriques historiques qui ont pu être bancarisées, des tests par pompage réinterprétés, analyses de la campagne de septembre 2012, ...).

Le livrable L1 rassemble donc l'ensemble de ces données nouvelles et historiques dont les interprétations seront poursuivies ultérieurement dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.

2. Géologie des réservoirs karstiques du bassin de Thau

2.1. SYNTHÈSE ET OBJECTIFS DE L'ATELIER GÉOLOGIE

Les massifs carbonatés karstifiés du Jurassique abritent l'une des principales ressources en eau souterraine en Languedoc (France). Le projet DEM'Eaux THAU a pour objectif de développer un outil d'aide à la gestion de la ressource en eau souterraine basé sur la caractérisation géologique et hydrogéologique des karsts profonds près de la lagune de Thau (SW de Montpellier). La gestion des ressources en eau provenant de ces formations se heurte à des difficultés liées à la structuration des réservoirs en profondeur et des propriétés des formations de couverture (colmatage ou drain). Au-delà des questions sociétales posées par les enjeux d'approvisionnement d'une population croissante, de conflits d'usage, de vulnérabilité ou encore de salinisation, les réservoirs karstiques profonds sont mal documentés et les questions scientifiques sont multiples.

La karstification des massifs carbonatés (cf. 2.4) dépend des variations du niveau de base, causées par les surrections de l'Isthme Durancien (Albien), la compression pyrénéenne (Éocène) ou par la crise messinienne. Ces événements ont induit l'altération des massifs, accompagnée localement de dépôts de séries résiduelles (bauxites d'âge Ibien notamment). De plus, le thermalisme dans le secteur de Balaruc-les-Bains, suggère des processus de karstification hypogène qui demandent à être précisés. En terme de circulation des eaux, quel est le rôle des failles, des dissolutions/minéralisations, et des sédiments colmatant les karsts? Dans la zone d'étude où convergent des eaux météoriques, thermales, marines et saumâtres, quelles sont les interactions possibles entre les réservoirs karstiques profonds et superficiels ?

Le projet DEM'Eaux THAU propose de construire un modèle géologique 3D des réservoirs karstiques en utilisant le logiciel GeoModeller, développé par le BRGM. Le modèle intègre les données géologiques de surface, les forages, les profils de sismique réflexion, ainsi que de nouvelles données électromagnétiques et gravimétriques acquises dans le cadre du projet. Les données électromagnétiques permettent de cartographier la résistivité apparente jusqu'à 1 000 m de profondeur et montrent des anomalies de résistivité potentiellement liées à la présence de massifs carbonatés et de fluides géothermaux. La nouvelle acquisition gravimétrique clarifie le schéma structural, met en évidence des failles masquées, ainsi que le remplissage post-messinien. Le modèle géologique final fera l'objet d'une inversion gravimétrique du modèle. La comparaison avec l'anomalie résiduelle observée permettra éventuellement de reconnaître les zones karstifiées en profondeur. Enfin, un forage profond équipé (prévu pour la fin de l'année 2019) constituera une plateforme de suivi des paramètres hydrogéologiques des réservoirs, pour élaborer un outil de gestion optimisé de la ressource en eau souterraine.

2.2. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA ZONE D'ÉTUDE

La zone d'étude est située en bordure du Golfe de Lion, entre la faille des Cévennes et la faille de Nîmes (Figure 2-1). La zone d'intérêt représente une superficie de 1 050 km². Cette zone est délimitée au nord par le chevauchement de Montpellier, la vallée de l'Hérault à l'ouest, Montpellier à l'est et l'étang de Thau au sud (Figure 2-2). Plus précisément la zone est délimitée par les points de coordonnées (Lambert 93) suivants : Xmin 740000, Ymin 6246000, Xmax 767000 et Ymax 6285000. Les limites de la zone d'étude correspondent à l'emprise du modèle GeoModeller développé dans le cadre du projet DEM'Eaux THAU.

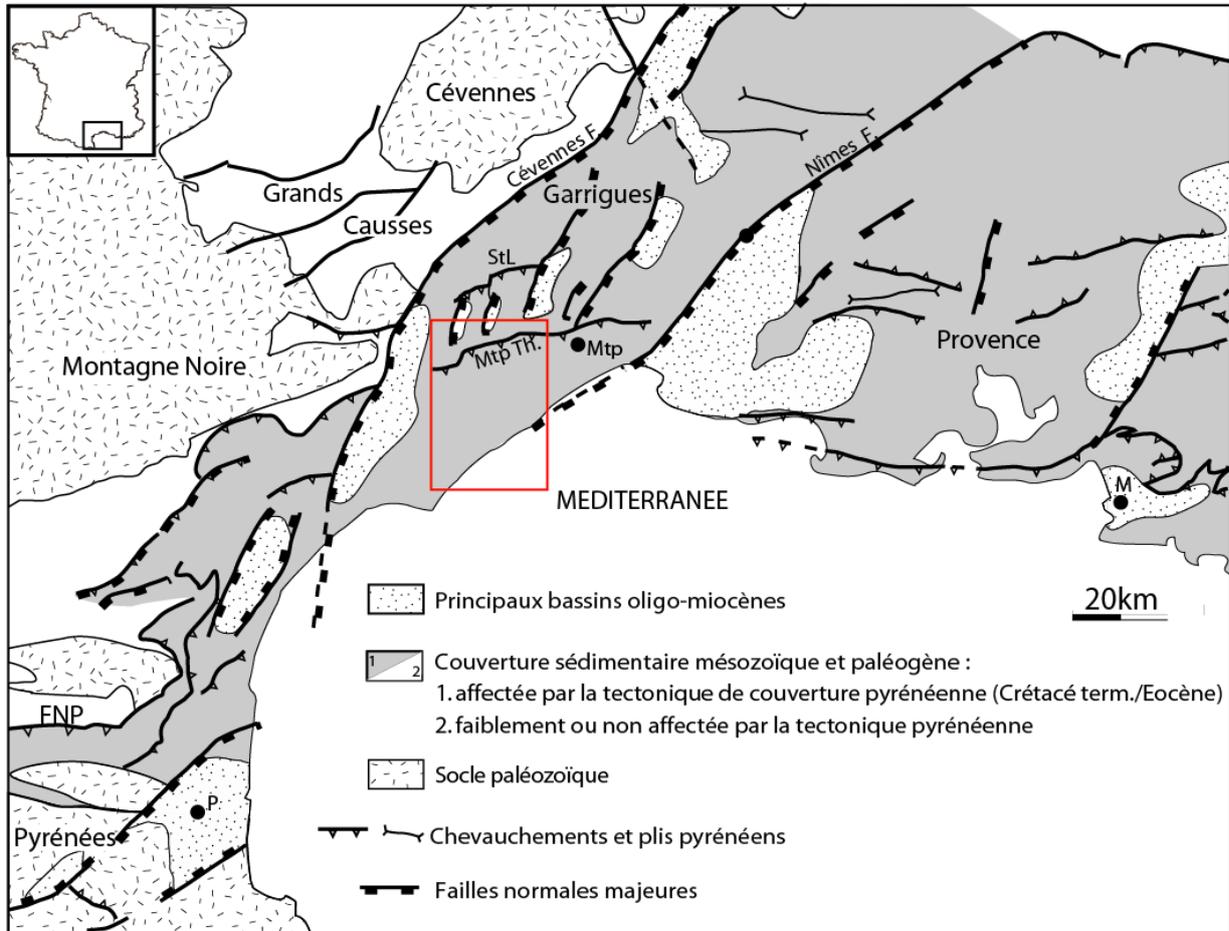


Figure 2-1 : Localisation de la zone d'étude dans le contexte structural du Sud de la France.

L'encadré rouge correspond à la zone d'étude (modifié d'après Benedicto, 1996). FNP : Faille Nord Pyrénéenne ; P : Perpignan ; Mtp : Montpellier ; StL : Chevauchement du Pic Saint Loup ; Mont TH : Chevauchement de Montpellier ; M : Marseille.

La zone d'étude comprend les entités géologiques suivantes : le Causse d'Aumelas au nord, le Bassin de Villeveyrac à l'ouest, le Bassin de Gigan et le Massif de la Gardiole au sud (Figure 2-2). Les formations calcaires du Jurassique à l'affleurement (Massif de la Gardiole, Montagne de la Mourre et le Causse d'Aumelas) sont fortement karstifiées. Elles jouent le rôle de zones de recharge connectées à un système karstique actif en profondeur. L'état des connaissances sur le fonctionnement de l'entité hydrogéologique « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy » rattachée au bassin de Thau est développé dans le chapitre 3. On s'intéresse aux réservoirs karstiques profonds façonnés par l'évolution géologique de la région. Le karst est replacé dans le contexte géodynamique de bassin sédimentaire.

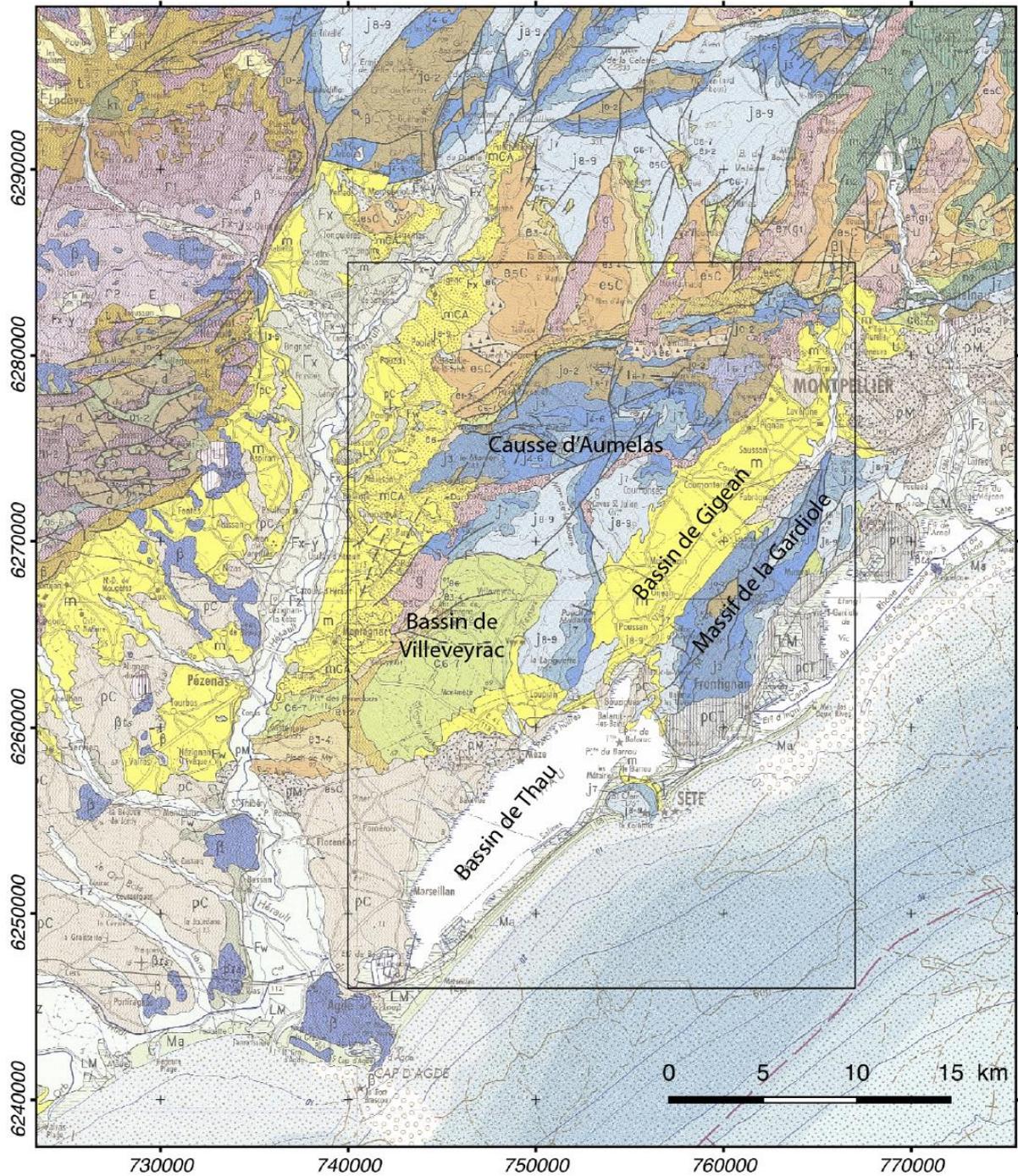


Figure 2-2 : Extrait de la carte géologique de Montpellier à l'échelle 1/250 000.

L'encadré correspond à la zone d'étude du projet. Les coordonnées sont données en Lambert 93.

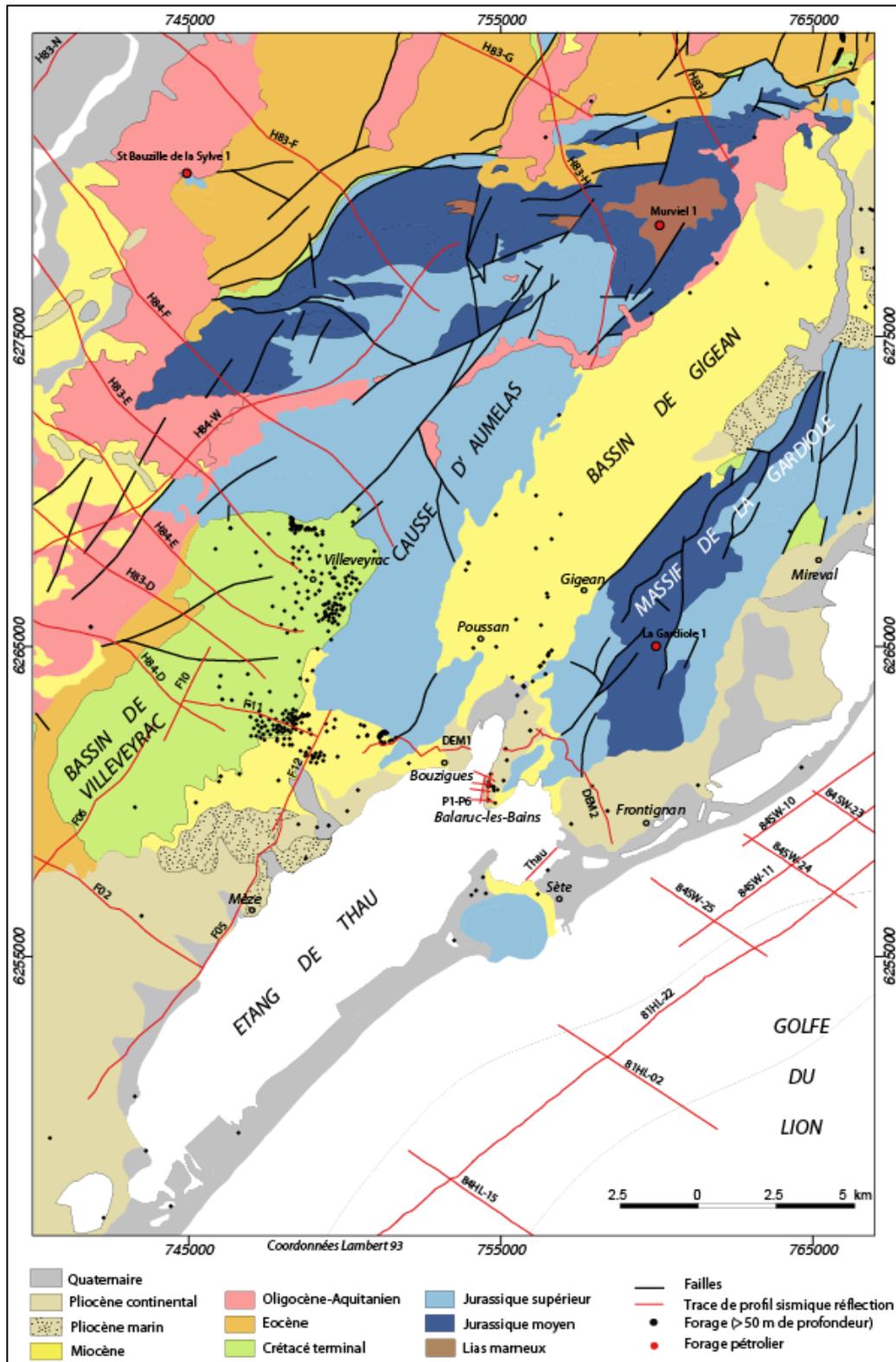


Figure 2-3 : Carte géologique synthétique de la zone d'étude. Le découpage stratigraphique correspond à celui prévu pour la modélisation sous GeoModeller.

2.3. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE THAU

L'histoire géologique du Languedoc est essentielle pour comprendre la formation et l'évolution des karsts profonds. La description et l'épaisseur des unités géologiques sont issues de la bibliographie, des notices de cartes géologiques du BRGM et des données de forages. Les feuilles au 1/50 000 de Montpellier, Lodève, Pézenas, Sète et de Agde recourent la zone d'étude (Figure 2-23).

Stratigraphie	Age approximatif (Ma)	Étages	Épaisseurs	Lithologie
Quaternaire	2.6 à Actuel	Alluvions récentes	1–2 m	-Limons et sables
		Alluvions anciennes	1–2 m	-Brèche et coquillier
		IV ancien	20–30 m	-Calcaire lacustre, argile rouge, cailloutis
Tertiaire	5.3–2.6	Pliocène	50 m	-Sable et limons, conglomérat
		Pliocène marin	100 m	-Argile
	20–7	Miocène	50–60 m	-Marne, molasse, sable
	34–23	Oligocène	190–500 m	-Conglomérat., Grès, argile, calcaire lacustre
	56–33	Eocène	65 + (100–300) + 30 + 60 < 455 m	-Conglomérat et (conglomérats, grès, argile, calcaire lacustre), calcaire lacustre, conglomérats
Crétacé supérieur		Bégudo-Rognacien sup.	75 m	-Conglomérat, grès, argile, calcaire lacustre
	76–65	Bégudo-Rognacien inf.	800 m	-Grès, argile, calcaire lacustre
		Campanien sup.	200 m	-Argile
		Campanien sup.	10 m	-Grès, argile
Crétacé moyen	112–105	Bauxite	3–4 m	-Argiles alumineuses ferrifères karstiques
Malm		Tithonien	150 m	-Calcaire, dolomie
		Kimméridgien sup.	85 m	-Calcaire, dolomie
	160–145	Kimméridgien inf.	100 m	-Calcaire argileux
		Oxfordien moyen et sup.	170 m	-Séquence de comblement calcaire
		Oxfordien inf.	20 m	-Marne, calcaire argileux
Dogger		Callovien	< 340 m	-Séquence de comblement calcaire
		Bathonien sup.	100 m	-Marne
	175–160	Bathonien inf.	200 m	-Calcaire
		Bajocien	200 m	-Calcaire siliceux
		Aalénien	150–200 m	-½ inf. marne et ½ sup. calcaire
Lias marneux	191–180	Domérien à Toarcien	400–600 m	-Marne
Lias calcaire		Carixien	<100 m	-Calcaire argileux et siliceux
	205–191	Sinémurien	<100 m	-Calcaire argileux
		Hettangien	250 m	-Dolomie et évaporite
Trias	240–205	Trias et Rhétien	200 m	-Grès argile dolomie et évaporites
Socle				-Schistes à pinnite au sondage la Gardiole

Tableau 1 : Récapitulatif des épaisseurs et de la lithologie des formations dans le secteur de l'étang de Thau. Les niveaux grisés correspondent aux lithologies considérées comme imperméables (Dörfliger & Le Strat, 2001).

2.3.1. Socle hercynien

Le socle est composé de roches paléozoïques métamorphiques qui ont été déformées pendant l'orogénèse hercynienne du Dévonien au Carbonifère inférieur. Ces roches sont à l'affleurement au Nord de la zone d'étude (Montagne Noire, Cévennes, Massif Central). L'effondrement de la chaîne (tardi-hercynien) est à l'origine de grands décrochements et des failles normales de direction nord-est/sud-ouest, nord-nord-ouest/sud-sud-est (Arthaud & Matte, 1975). Ces failles ont contrôlé l'accommodation des dépôts dans les bassins permien et carbonifères au nord de la zone d'étude, dans le Bassin de Lodève par exemple. Ces failles d'orientation dites « cévenoles » jouent un rôle majeur dans la structuration des déformations ultérieures car elles représentent des zones de faiblesse dans la croûte.

Le socle est atteint sous le massif de la Gardiole à la côte de -1 582 m alors qu'au niveau du sondage de Valensac sous le bassin de l'Hérault, le substratum n'est toujours pas atteint à la cote de -4 572 m. Le sondage de Valensac est arrêté dans les formations du Lias marneux ; Les fortes variations de la profondeur du toit du socle entre la Gardiole, l'étang de Thau et le bassin de l'Hérault met en évidence la présence d'un point haut. Benedicto (1996) suggère l'existence d'une zone transfert (sétoise) et une structure héritée pour expliquer la remontée du socle sous le massif de la Gardiole.

2.3.2. Bassin mésozoïque du sud-est

La série sédimentaire régionale débute au Trias (formation rencontrée dans plusieurs sondages) et se termine dans le bassin créacé de Villeveyrac (Figure 2-4). La période pré-vocontienne correspond au rifting de la Téthys à partir du Lias jusqu'au Dogger (Boillot *et al.*, 1984 ; Lemoine, 1985 ; Lemoine *et al.*, 1986). La subsidence thermique est enregistrée à partir de l'Oxfordien inférieur, associée à une épaisse série marno-calcaire pendant le Jurassique supérieur. La période vocontienne marque, quant à elle, à l'émersion de l'isthme durancien et l'ouverture du Golfe de Gascogne. La série jurassique constitue le substratum karstifiable dans la région. Les séries jurassiques du Malm, Dogger et du Lias calcaire sont la cible pour l'exploration des réservoirs karstiques profonds.

a) Trias

La sédimentation mésozoïque se met en place sur un socle érodé, affecté par de grandes failles incluant la faille de Nîmes et les failles des Cévennes. La transgression triasique permet la reprise de la sédimentation au Trias moyen à supérieur. Les marnes évaporitiques au Trias caractérisent une transition marin-continent en bordure de rift.

La série triasique est observée à l'affleurement au nord-ouest de la zone d'étude (feuilles de Pézenas et Lodève). Elle comprend des conglomérats et grès à la base (20 à 30 m), des marnes noires et dolomies du Muschelkalk (6 à 10 m), des marnes bariolées avec des intercalations de gypse, de grès et de dolomies d'âge Keuper (100 à 150 m) et enfin des grès, calcaires et dolomies du Rhétien au sommet (5 à 8 m). Cette série est similaire dans le forage pétrolier de la Gardiole, avec 32 m de grès arkosiques blancs à la base et 75 m d'anhydrite à intercalations marneuses d'âge triasique au sommet. Cette série est très différente dans le forage de Castelnau 2 où 800 m de Keuper y est documenté.

L'épaisseur du Trias peut atteindre 900 m (sondage de Castelnau). Ces géométries délimitent donc un fossé étroit orienté nord-est/sud-ouest entre la Montagne Noire et le massif de la Gardiole

b) Lias calcaire (Hettangien, Sinémurien, Carixien)

Les dépôts du Lias calcaire correspondent globalement à des faciès carbonatés dolomitiques dont l'épaisseur totale varie entre 200 à 300 mètres. Les dépôts du Lias calcaire n'affleurent pas dans la zone d'étude. Dans la notice de carte 1/50 000 de Pézenas, le Lias calcaire est décrit comme une série de 10–50 mètres d'épaisseur comprenant des dolomies beiges à la base, de calcaires oolitiques en gros bancs et de calcaires argileux au sommet. Les dépôts de l'Hettangien et du Sinémurien sont absents dans le forage pétrolier de la Gardiole. Cela peut être expliqué par une troncature tectonique, par une érosion sous-marine, ou témoigner d'un hiatus de sédimentation. Ce dernier point confirmerait la présence d'un haut-fond à cette période (Debrand-Passard, 1984).

c) Lias marneux (Domérien, Toarcien)

Le bassin s'approfondit pendant le Lias marneux, permettant l'installation de conditions franchement marines et la sédimentation de dépôts principalement marneux (parfois silteux, pyriteux et micacées). Le Toarcien inférieur est caractérisé par des faciès « schistes cartons » qui sont des marnes feuilletées pyriteuses riches en matière organique. L'épaisseur du Lias marneux varie entre 50 et 500 mètres. Les dépôts du Lias marneux affleurent au nord de la zone d'étude, au cœur de l'anticlinal de Murviel.

Le Lias marneux est une unité imperméable qui délimite la géométrie du réservoir carbonatée potentiellement karstifiable.

d) Dogger (Aalénien, Bajocien, Bathonien, Callovien)

La série du Jurassique Moyen/Dogger correspond à des dépôts calcaires et dolomitiques de plate-forme. La base de la série est marquée par des marnes aaléniennes qui varie entre 100 et 200 mètres d'épaisseur. La surépaisseur de 725 mètres des dépôts aaléniens dans le forage de la Gardiole serait à la fois d'origine tectonique et sédimentaire. La série du Dogger se poursuit avec 200 à 400 mètres de calcaires gris plus ou moins siliceux.

Cette période est aussi marquée par une forte activité tectonique au niveau de la bordure cévenole. La série du Dogger montre une régression des faciès marins ouverts avec des séries marno-calcaires de plate-forme externe. En bordure des failles cévenoles (nord du secteur), la série du Dogger est fortement réduite à quelques dizaines de mètres d'épaisseur (Beaudrimont, 1977).

La série du Dogger affleure largement dans le Massif de la Gardiole et dans la partie nord du Causse d'Aumelas (Figure 2-2).

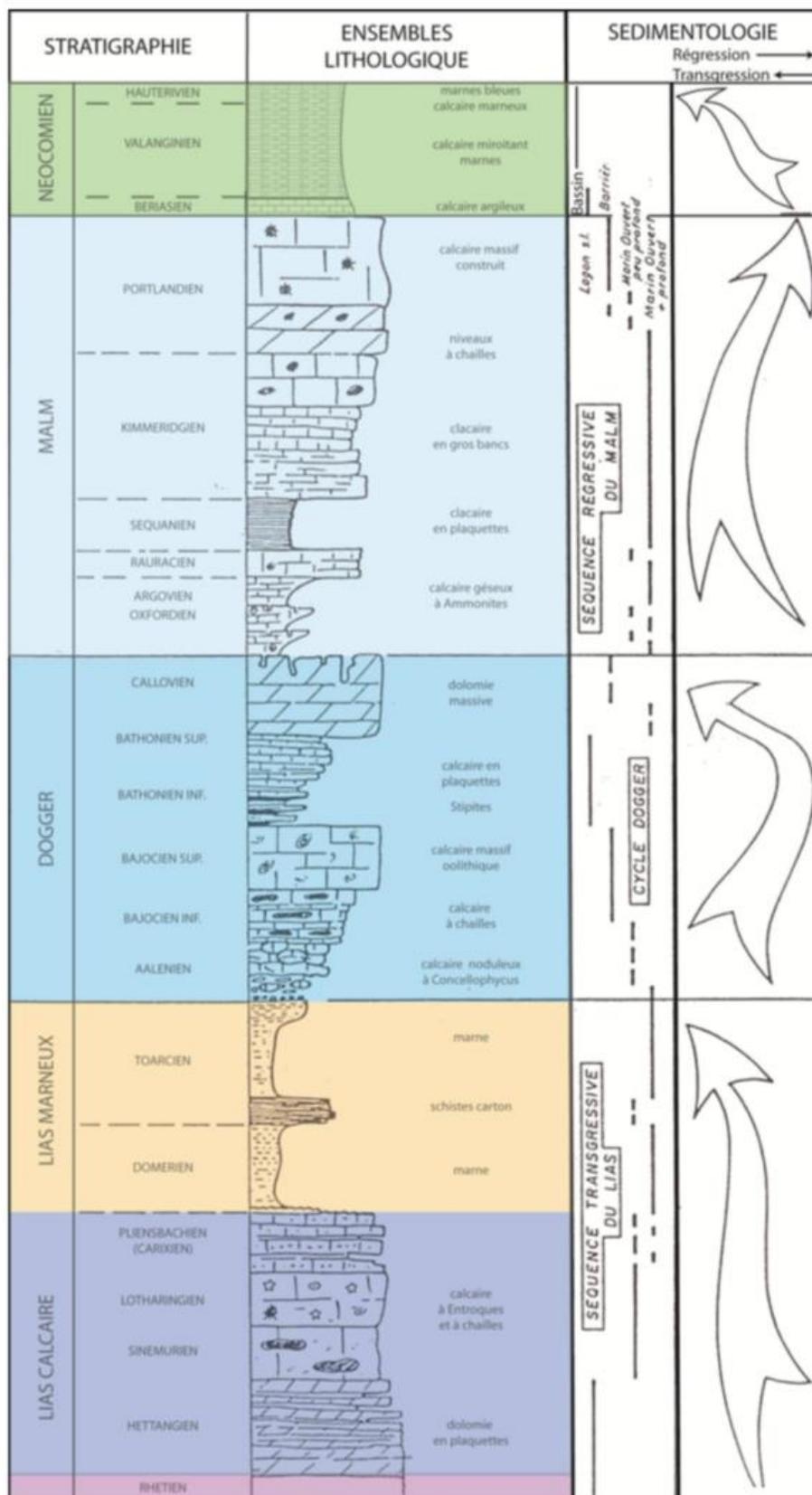


Figure 2-4 : Stratigraphie du Bassin mésozoïque du sud-est dans le secteur de l'étang de Thau (Le Strat, 1992).

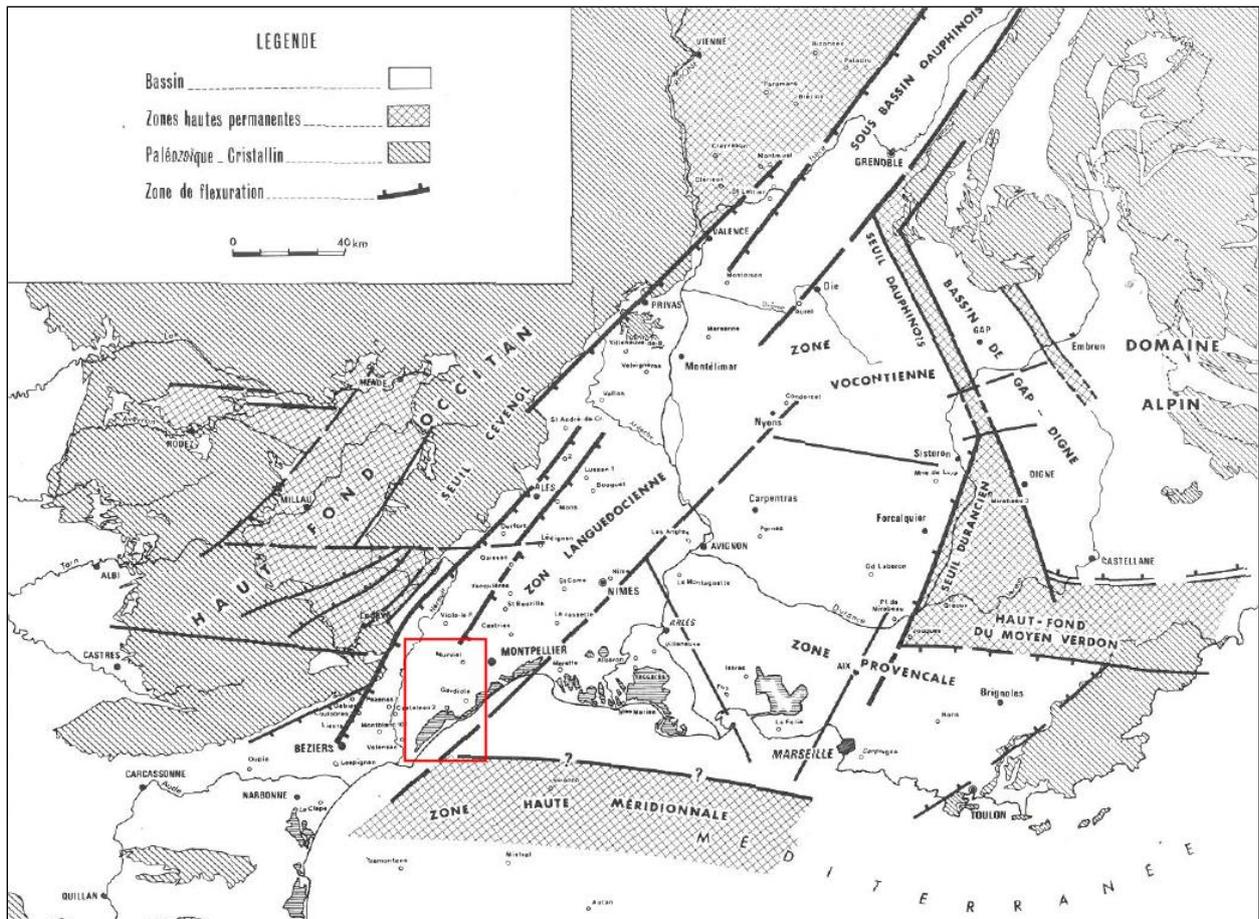


Figure 2-5 : Carte structurale du bassin mésozoïque du sud-est délimité par les failles hercyniennes héritées. L'encadré rouge correspond à la zone d'étude, situé à la bordure ouest du bassin (Beaudrimont, 1977).

e) Malm (Oxfordien, Kimméridgien, Tithonien)

Le Jurassique supérieur est caractérisé par une série régressive qui est marneuse à la base (Oxfordien ; 190 m d'épaisseur environ) et qui devient à dominance calcaire au sommet (du Kimméridgien supérieur au Tithonien). Une plus forte proportion de marnes à la base du Dogger indique un environnement marin plus profond. À partir du Kimméridgien supérieur, les calcaires forment des bancs plus épais et massifs. Le sommet de la série (Tithonien ; 150 m d'épaisseur environ) comprend des calcaires massifs bioconstruits déposés dans un environnement peu profond subrécifal.

Le Jurassique supérieur affleure largement dans le secteur de Balaruc-les-Bains, dans le Massif de la Gardiole (partie ouest et est), au Mont Saint-Clair à Sète, et dans la partie sud du Causse d'Aumelas, entre le Bassin de Gigan et le Bassin de Villeveyrac. D'après les affleurements, l'épaisseur de la série varie entre 400 et 600 mètres dans la zone d'étude. Le Jurassique supérieur constitue le substratum karstifié qui a servi localement de piège à bauxite au crétacé inférieur (cf. §2.4). On note que la bauxite est observée au contact des calcaires kimméridgiens et tithoniens.

2.3.3. Isthme durancien et formation du karst à bauxite

La période du Crétacé inférieur est marquée par la transgression généralisée et la subsidence dans le Bassin Vocontien jusqu'aux Pyrénées. Le Languedoc est alors recouvert par une série marine néocomienne d'épaisseur kilométrique durant cette période.

L'émersion de l'isthme durancien a conduit à l'érosion de la série néocomienne (Crétacé inférieur), à l'origine d'une discordance majeure entre les séries jurassiques et crétacés (Figure 2-3). Le soulèvement durancien a permis la formation des paléokarsts à bauxite piégée au toit des séries jurassiques. L'altération des roches alumineuses du socle paléozoïque et des marnes néocomiennes au cours du soulèvement, et sous un climat chaud et humide, conduit au dépôt de bauxite depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Crétacé terminal (Combes, 1969, 1990). Par analogie aux bauxites de Provence, ces dépôts sont supposés d'âge cénoomanien ou albien. La série bauxitique ne représente que quelques mètres d'épaisseur lorsqu'elle est en lentilles, et peut atteindre jusqu'à 15–20 m d'épaisseur dans certaines poches karstiques.

Bien que peu épaisse, la série bauxitique joue un rôle majeur dans la circulation d'eaux dans les systèmes karstiques. Le remplissage bauxitique colmate le toit des réservoirs carbonatés en le rendant imperméable.

La fin de l'Albien est caractérisée par une transgression marine dans le bassin de Villeveyrac, marquant ainsi la fin de l'épisode bauxitique en Languedoc. Au Coniacien, on assiste à la transgression marine dans les Causses depuis l'est, depuis la mer alpine (Bruxelles *et al.*, 1999). Le Crétacé Supérieur est caractérisé par une régression marine vers le NE dans le bassin vocontien (Schreiber *et al.*, 2011). La chute du niveau de base au Campanien-Maastrichtien ainsi que les dépôts fluviatiles et lacustres signent le début de la compression pyrénéenne (Figure 2-6).

Les reconstructions paléogéographiques au Crétacé terminal montrent que la zone d'étude est localisée dans la partie occidentale de l'Isthme Durancien (Figure 2-6). Le bassin crétacé de Villeveyrac est principalement préservé (environ 1 000 mètres d'épaisseur au total dans l'axe du synclinal). Les dépôts du Campanien supérieur (environ 200 m d'épaisseur) comprennent des grès fluviatiles, des argiles bariolées de plaine d'inondation, ainsi que des calcaires pédogénétiques. Les dépôts maastrichtiens comprennent environ 800 mètres de grès, calcaires et marnes dont le matériel provient du Massif Central. Le sommet de la série crétacée est caractérisé par 30–75 mètres de conglomérats, grès, calcaires et marnes provenant de la chaîne pyrénéo-provençale.

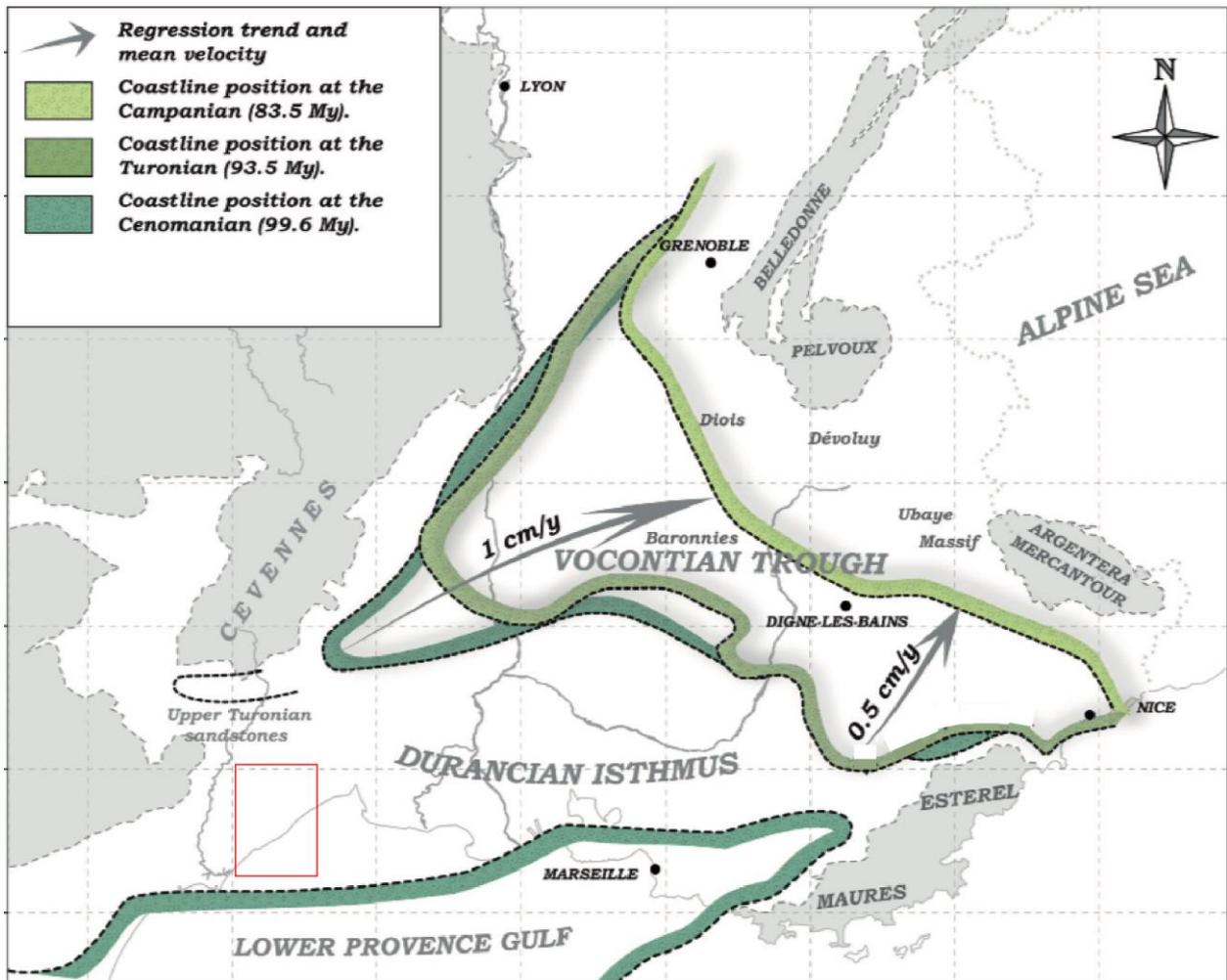


Figure 2-6 : Carte paléogéographique du Bassin de Sud Est montrant la position du trait de côte au Cénomaniens, Campanien et Maastrichtien.

Les flèches indiquent la direction du retrait de la mer alpine (bassin vocontien) et la vitesse de retrait en cm/an. L'encadré rouge correspond à la zone d'étude (Schreiber et al., 2011).

2.3.4. Influence pyrénéenne

La convergence et la collision de l'Ibérie provoquent la formation de la chaîne pyrénéenne au cours du Crétacé et jusqu'à l'Éocène supérieur (Choukroune & Mattauer, 1978). Au nord de la chaîne, cette période est caractérisée par le développement de bassins d'avant-pays en Aquitaine, en Languedoc et en Provence avec de nombreux plis et chevauchements à vergence nord (Arthaud & Laurent, 1995; Arthaud & Seguret, 1981). La couverture sédimentaire mésozoïque est décollée et charriée vers le nord pendant cette période (Figure 2-7). Les structures (failles et plis) sont globalement orientées est-ouest (Arthaud *et al.*, 1981; Arthaud & Matte, 1975; Mauffret & Gennesseaux, 1989). Certaines failles mésozoïques ont été réactivées et inversées en chevauchements et en rampes obliques avec un mouvement de décrochement senestre. Dans l'arrière-pays, les structures pyrénéennes ne sont pas enregistrées au-delà de la faille des Cévennes. Cette dernière a joué en décrochement senestre pendant l'Éocène (Bodeur, 1976).

Dans la zone d'étude, deux phases de compression pyrénéennes sont enregistrées. Tout d'abord, à la fin du Crétacé, la compression est principalement accommodée par le chevauchement de Montpellier dont le décollement est localisé dans les dépôts du Trias. Ce chevauchement est associé à une sédimentation syn-tectonique vitrolleuse (Paléocène

inférieur), pincée entre les différents segments du chevauchement en surface. La seconde phase correspond au paroxysme de la déformation pyrénéenne à l'Éocène moyen et supérieur (jusqu'au Bartonien), avec le chevauchement du Pic Saint Loup au nord de la zone d'étude. Pendant cette période, les structures de plus grandes amplitudes sont à l'origine des bassins syn-tectoniques fluviaux et lacustres d'âge Éocène moyen à supérieur.

À partir du Paléocène, toute la zone est émergée. Le soulèvement tectonique est accompagné par une diminution du niveau de base, de +220 m NGF à la fin du Crétacé à 0 m NGF à la fin du Tertiaire. La karstification des massifs carbonatés au toit des principaux chevauchements est donc possible durant cette période.

Sur les cartes géologiques au 1/50 000 de Sète (partie nord) et de Pézenas (partie nord-est, les dépôts de l'Éocène terminal sont plutôt associés au Priabonien et à la distension dans le Golfe du Lion et non à la phase active pyrénéo-provençale au Bartonien.

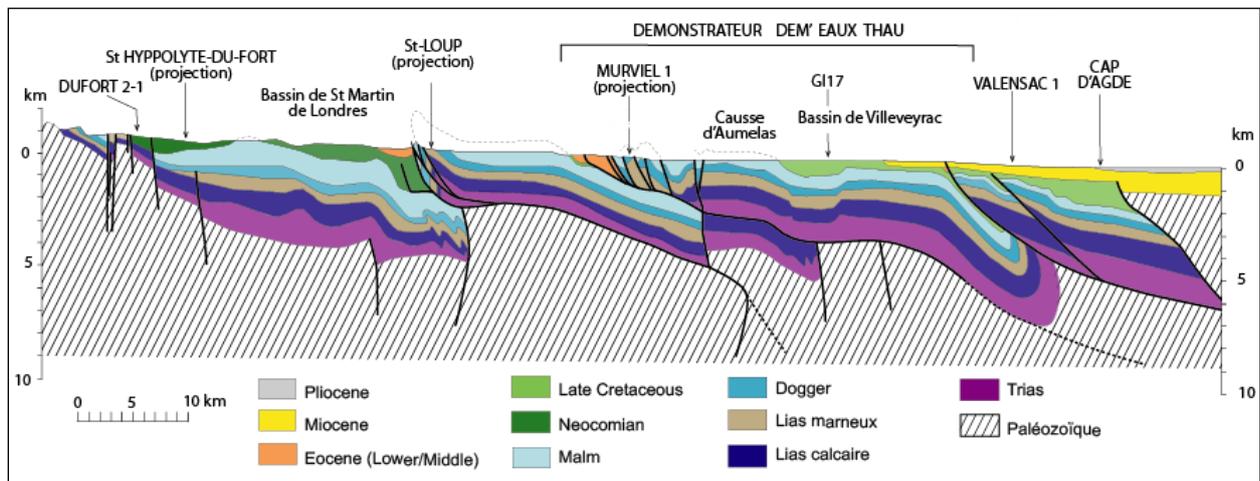


Figure 2-7. Coupe géologique orientée nord-est/sud-ouest entre le Cap d'Agde et la faille des Cévennes. Le trait de coupe est indiquant sur la fig.2-9.

Certains forages profonds sont annotés sur la coupe. L'échelle verticale est exagérée x 2 (Arthaud & Laurent, 1995).

2.3.5. Rifting oligo-miocène et ouverture du Golfe de Lion

Le rifting du Golfe du Lion à la fin de l'Oligocène est rattaché à l'ouverture du bassin Liguro-provençal qui a débuté à la fin de l'Éocène (Burrus, 1984; Pascal *et al.*, 1993). La rotation anti-horaire du bloc Corso-Sarde a provoqué son détachement du bloc européen et l'accrétion océanique dans le bassin à partir du Burdigalien (Miocène moyen). On s'intéresse ici à la partie proximale de la marge passive du Golfe du Lion. Les failles d'orientation nord-est/sud-ouest qui avaient joué en failles normales au Mésozoïque et en décrochements sénestres pendant la phase pyrénéenne ont été réactivées en failles normales pendant l'extension oligocène (Benedicto, 1996; Mauffret & Gorini, 1996; Serrano & Hanot, 2005). Les failles présentent une géométrie listrique (Figure 2-8), décollent les dépôts triasiques et forment des demi-graben en « roll-over » (Benedicto *et al.*, 1996; Maerten & Séranne, 1995; Roure & Brun, 1992). Ces bassins sont remplis par des marnes distales et de dépôts de cônes alluviaux, produits de l'érosion dans le mur des failles. À partir de l'Aquitainien se met en place un système fluvial de source cévenole s'écoulant vers le sud-ouest (Maerten & Séranne, 1995; Séranne, 2002). Le soulèvement de la bordure cévenole (150 m environ) et l'ouverture du Golfe du Lion ont radicalement modifié le réseau de drainage, avec l'installation d'un gradient hydraulique vers le sud, qui évolue jusqu'à l'actuel.

Dans la zone d'étude, les dépôts oligocènes et aquitaniens affleurent surtout au nord du chevauchement de Montpellier et dans la vallée de l'Hérault, respectivement. L'Oligocène est absent de la carte 1/50 000 de Sète.

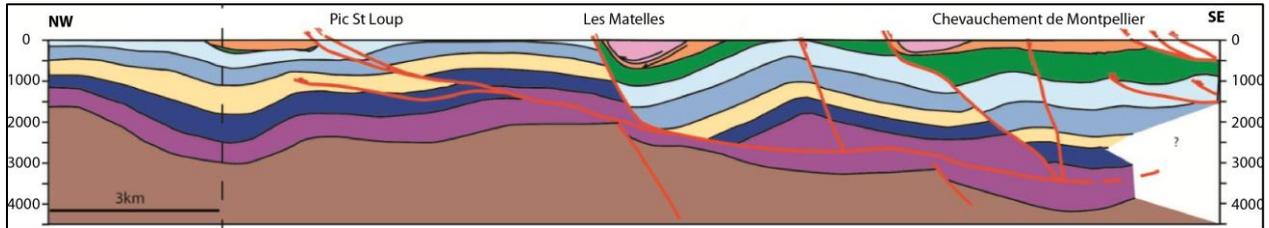


Figure 2-8. Ligne sismique H83J interprétée et convertie en profondeur. Le trait de coupe est indiqué sur la fig. 2-9 (d'après Husson, 2014).

Les bassins oligocènes sont dessinés en rose. La faille des Matelles s'enracine sur le chevauchement du Pic Saint Loup dans les dépôts triasiques. La localisation de sa trace en surface est contrôlée par la présence d'une faille de socle (Husson, 2013).

La carte des structures et des dépocentres oligo-aquitaniens en mer (Figure 2-9) soulignent la présence de hauts-fonds topographiques. Ces derniers correspondent à des zones de transfert délimitant les principaux bassins syn-rift. La zone de transfert de la Sétoise, orientée nord-nord-ouest/sud-sud-est, est représentée à l'ouest du demi-graben de Vistrenque (Benedicto, 1996). Cette zone de transfert peut être associée à une structure profonde héritée de la chaîne hercynienne et encore de la structuration des bassins téthysiens. Son expression en surface dans la zone d'étude n'est pas claire en raison de la couverture sédimentaire cénozoïque. Néanmoins, les interprétations sismiques existantes dans le Bassin de l'Hérault (Maerten & Séranne, 1995) mettent en évidence la présence de deux sous-bassins oligocènes avec des architectures sédimentaires bien distinctes. La géométrie en profondeur de la zone de transfert de la Sétoise sous le Bassin de l'Hérault n'est pas documentée.

Quelques pointements volcaniques sont documentés dans la région de Montpellier (à Montferrier-le-Lez, Valmaillargues, Grabels), au nord du chevauchement de Montpellier (Gastaud, 1983). Ces épisodes volcaniques datés à 30–21 Ma sont rattachés au rifting oligocène en Languedoc. Une autre intrusion volcanique (filon de basaltes alcalins) est documentée dans le Causse d'Aumelas, sur la Montagne de la Mourre (Liotard, 1991). Cet événement volcanique a été daté à environ 46 Ma et il s'agit de l'unique manifestation magmatique d'âge Éocène dans le Languedoc et dans le sud de la France. Malgré son âge plus vieux, cette intrusion volcanique est spatialement rattachée à la distension oligocène. À l'échelle régionale, les quelques pointements volcaniques sont alignés le long d'accidents orientés nord-est/sud-ouest, sur la bordure nord-occidentale des fossés oligocènes (Liotard, 1991).

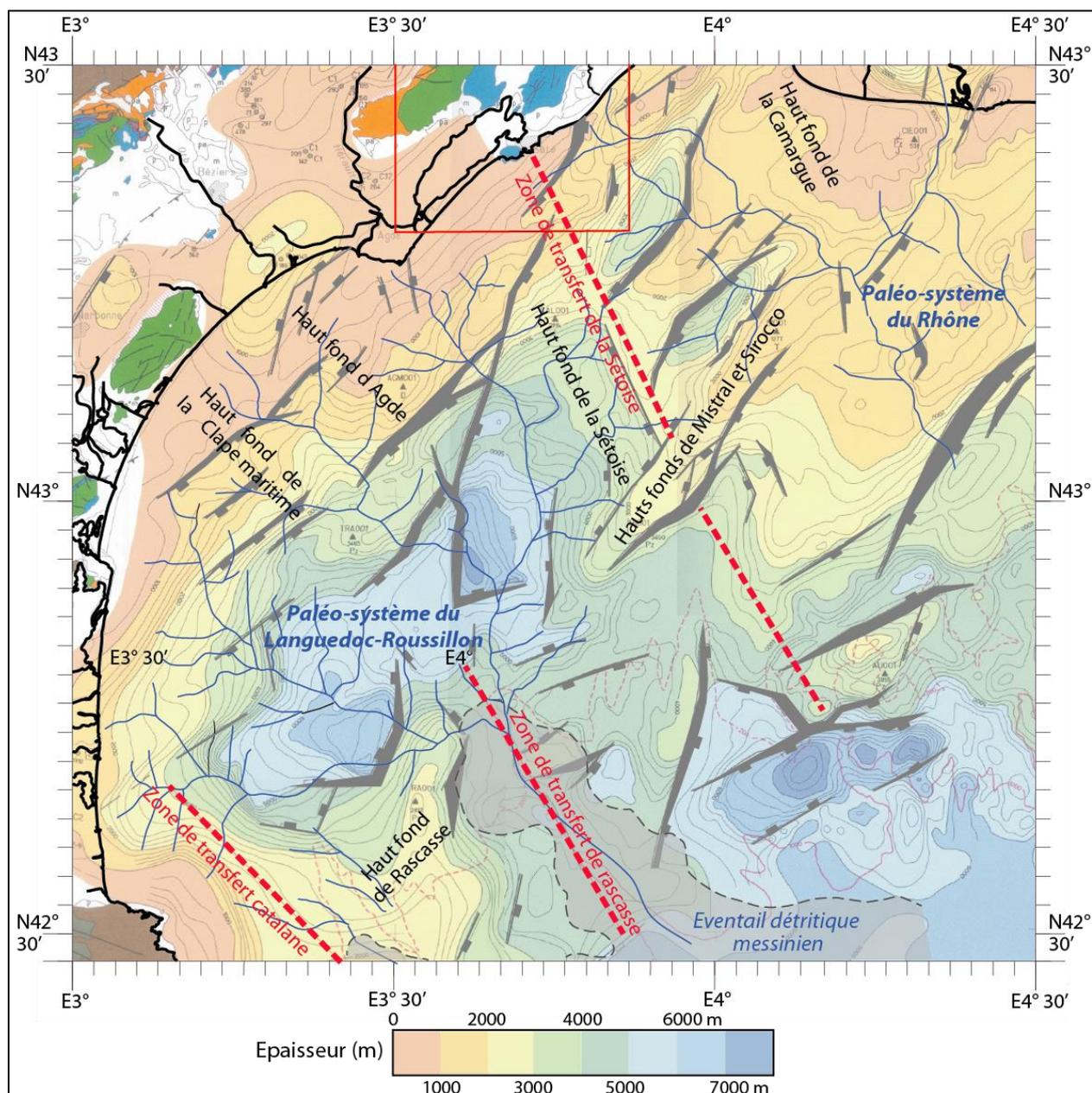


Figure 2-9 : Carte illustrant les principales failles normales du rift oligo-aquitain du Golfe du Lion (Guenoc et al., 2000) et des paléo-systèmes fluviaux messiniens (Gorini et al., 2005).

Les failles sont globalement orientées nord-est/sud-ouest. On note la présence de hauts-fonds topographiques entre les principaux dépocentres correspondant à des zones de transferts superposées à des structures profondes héritées. L'encadré rouge correspond à la partie Sud de la zone d'étude.

2.3.6. Transgression burdigalienne (Miocène) et crise de salinité messinienne

Au Burdigalien (Miocène inférieur), la rotation anti-horaire du bloc Corso-sarde conduit à l'accrétion océanique en Méditerranée. Le refroidissement de la lithosphère et la subsidence thermique expliquent la transgression burdigalienne et les dépôts marins jusque dans la vallée du Rhône. Cette transgression marque le début de la phase post-rift. L'activité post-burdigalienne de la faille de Nîmes et l'inversion par la tectonique alpine marquent une régression marine et une lacune de sédimentation en Languedoc au Miocène moyen-supérieur (Serravalien et Tortonien).

Dans la zone d'étude, la transgression burdigalienne correspond aux dépôts de calcaires coquilliers à la base et des marnes bleues à foraminifères (Helvétien). Cette transgression marine est notamment enregistrée sur des paléosurfaces en bordure du bassin miocène de Gigean (Figure 2-2). Des perforations par des organismes lithophages (Pholades) sont observées dans les massifs jurassiques (Gardiole, cause d'Aumelas) jusqu'à environ 200 m d'altitude (Dörfliger & Le Strat, 2001).

La fin du Miocène est marquée par la crise de salinité messinienne, événement érosif majeur liée à la chute du niveau de la Méditerranée de plus de 1 500 mètres (Clauzon, 1982; Hsu, 1973; Ryan, 1976). L'intervalle d'âge de cette crise est compris entre 5,6 et 5.4 Ma environ. La chute du niveau marin est causée par la convergence Afrique-Europe et le soulèvement au niveau du détroit de Gibraltar. Pendant cette période, la Méditerranée était un bassin endoréique soumis à un climat subaride. L'assèchement de la Méditerranée a conduit à l'érosion de la plate-forme et à la formation de canyons et de vallées importantes en bordure du bassin. On note par ailleurs que les principaux axes fluviaux contournent les hauts-fonds des bassins oligocènes (Figure 2-9), parallèlement aux zones de transfert (Gorini *et al.*, 2005).

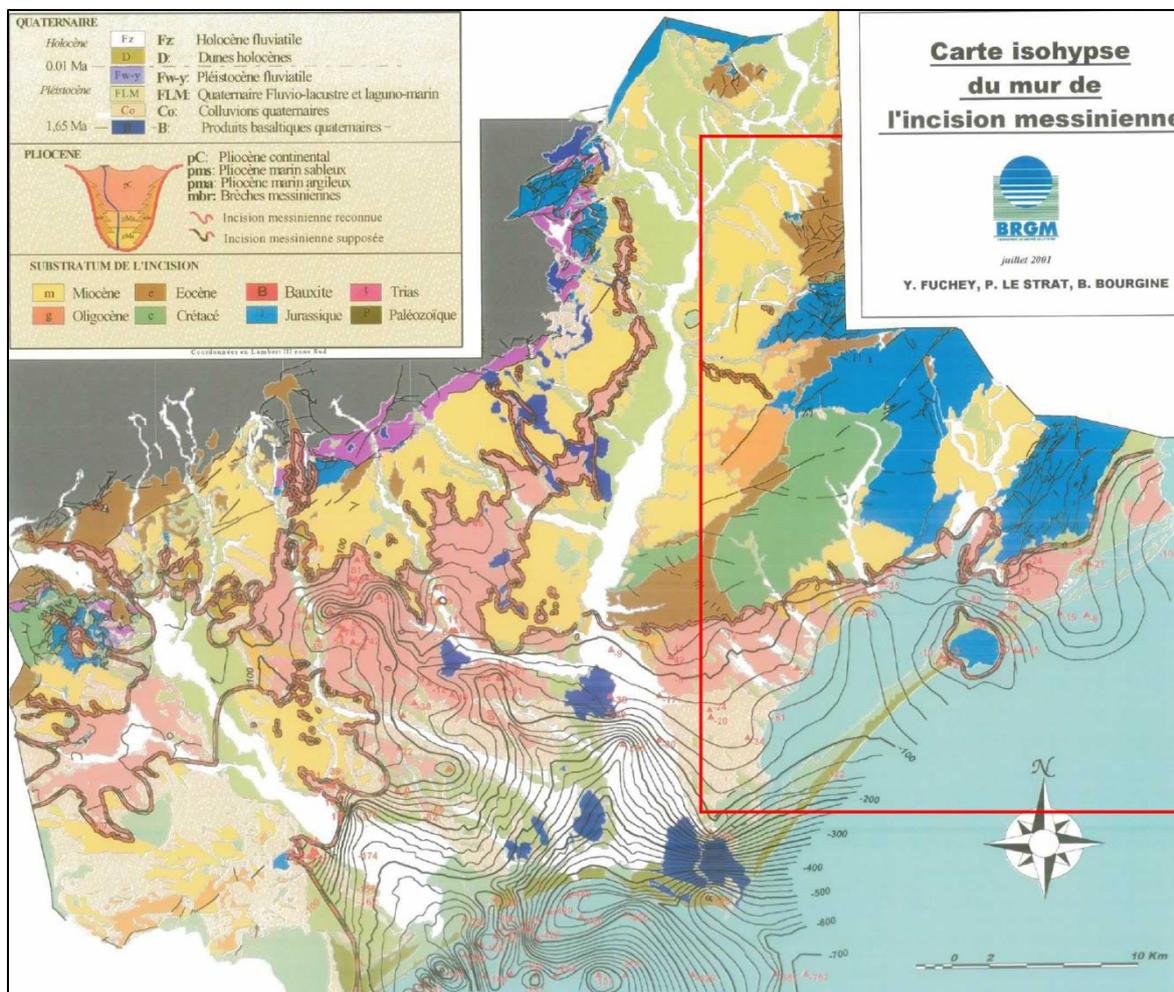


Figure 2-10 : Carte isohypse du mur de l'incision messinienne. L'encadré rouge représente en partie les limites de la zone d'étude. D'après le rapport BRGM/RP-50770-FR (Fuchey & Le Strat, 2001).

La surface d'érosion messinienne peut être tracée à terre (Figure 2-10), et aussi en mer grâce à l'interprétation des profils sismiques (Bache *et al.*, 2010, 2015; Gorini *et al.*, 2005; Guennoc *et al.*, 2000; Lofi *et al.*, 2003). Dans les parties plus distales du bassin, plus d'un kilomètre d'évaporites a pu se déposer sous une faible tranche d'eau (quelques mètres à dizaines de mètres de bathymétrie) durant la crise messinienne.

L'abaissement rapide du niveau marin est à l'origine du fort potentiel de karstification dans les massifs carbonatés du pourtour méditerranéen. Cela a non seulement permis de créer de nouveaux réseaux karstiques mais aussi de réactiver tous les réseaux karstiques antérieurs (Dörfliger & Le Strat, 2001). En Languedoc, dans la vallée du Rhône et en Provence, les réseaux karstiques peuvent se développer jusqu'à 150 m sous le niveau de base actuel (Mocochain *et al.*, 2011). Dans la zone d'étude, bien que les systèmes karstiques aient été retravaillés pendant la crise messinienne, ils ne dépassent pas 75 m sous le niveau de base actuel. Le massif de la Gardiole et le Causse d'Aumelas contiennent des paléosurfaces messiniennes avec des remplissages karstiques (Terra Rossa notamment).

La vallée de l'Hérault au Messinien (Figure 2-10) présente une incision plus faible que d'autres vallées (Orb et Aude notamment). Cette différence est expliquée par la présence des massifs calcaires des Garrigues qui sont le siège de soutirage profond des eaux et de développement de karsts (Ambert *et al.*, 1998).

2.3.7. Séries du Plio-Quaternaire

La remontée du niveau marin au début du Pliocène conduit à l'envolement de la topographie messinienne avec la formation des rias. Le remplissage sédimentaire est contrôlé par les variations eustatiques. Des Gilbert deltas se construisent en bordure de marge du Golfe du Lion (Clauzon, 1987, 1990; Lofi *et al.*, 2003). L'équivalent distale correspond à des prismes progradants dont l'architecture répond aux cycles de transgression/régression (Figure 2-11).

Dans la vallée de l'Hérault, on distingue deux unités principales au sein du remplissage pliocène : le Pliocène continental (p1c ; argiles rouges plus ou moins sableuses, conglomérats fluviatiles, brèches, calcaires lacustres, intercalations marines) et le Pliocène marin (p1). Ce dernier est caractérisé par des sables aquifères d'âge astien (p1ms) interprétés comme les « foresets » des Gilbert deltas (Figure 2-11). Les dépôts marins argileux (p1ma) correspondent aux « bottomsets » en partie plus distale et ils sont absents dans le secteur de l'étang de Thau. Dans la zone d'étude, la série pliocène ne dépasse pas 100 mètres d'épaisseur.

La fin du Pliocène et le Pléistocène sont marqués par des cycles de glaciation de 40 000 ou 100 000 ans qui se sont succédés en Europe. Les niveaux marins passent de +80 m NGF à la fin du Pliocène à -120 m NGF à la fin du Pléistocène (Clauzon, 1990; Tesson *et al.*, 2000). Cette régression généralisée se traduit par l'enfoncement du réseau fluviatile et la formation de terrasses. Dans la vallée de l'Hérault, les terrasses les plus récentes d'âge Holocène succèdent à la transgression flandrienne (Fuchey & Le Strat, 2001).

Le volcanisme quaternaire fait partie du complexe filonien des Causses et du Bas Languedoc. Il a débuté il y a 3,3 Ma dans le Lodévois et s'est poursuivi jusqu'à 0,7 Ma dans la basse vallée de l'Hérault (Bellon, 1976; Frechen & Lippolt, 1965; Gastaud, 1981, 1983; Gillot, 1974; Liotard, 1991). Les produits volcaniques affleurent sous la forme de coulées et de filons basaltiques, de lapilli et de bombes. Les laves émises sont de nature alcaline, peu ou pas différenciées, et chimiquement bien distinctes des filons oligocènes dans la région de Montpellier. Les pointements volcaniques (quaternaires et oligocènes), très rares dans la zone d'étude, ne seront pas modélisées sous GeoModeller.

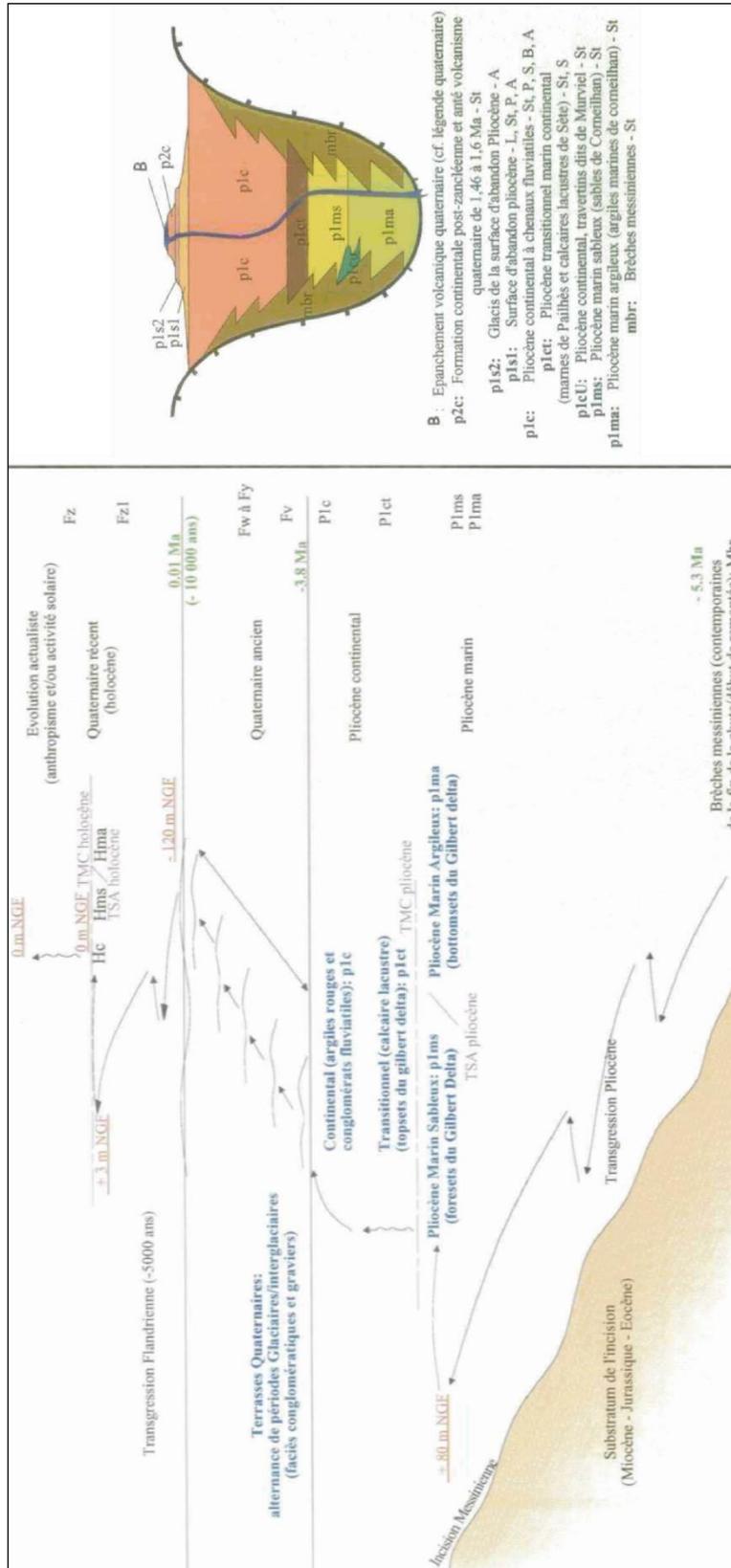


Figure 2-11 : Schéma synthétique du remplissage des paléovallées messiniennes au Plio-Quaternaire et des cycles de transgression/régression. Extrait du rapport BRGM/RP-50770-FR (Fuchey & Le Strat, 2001).

2.4. KARSTIFICATION DANS L'HYDROSYSTÈME DE THAU

La géologie du Languedoc montre qu'il existe une épaisse série carbonatée jurassique karstifiable, qui a subi plusieurs phases de déformations incluant l'inversion tectonique et la surrection de la plateforme téthysienne, ainsi qu'une phase d'érosion majeure au cours de la crise de salinité messinienne. L'histoire géologique polyphasée induit alors de nombreuses phases de karstification profonde atteignant plusieurs centaines de mètres.

2.4.1. Définitions et types de karsts

Le **karst** désigne un certain type de paysage caractérisé par des cavités et un système de circulation d'eau souterraine se développant au sein de roches solubles comme les carbonates ou le gypse. Ces roches se dissolvent sous l'action d'une eau chargée en dioxyde de carbone, sulfates, chlorures notamment. Le karst se forme lorsqu'il existe une circulation d'eau au sein d'un réseau interconnecté, à partir des hétérogénéités et des vides de la roche constituant la perméabilité primaire. Les conduits (saturés ou non saturés en eau) vont permettre l'évacuation des eaux souterraines stockées dans des cavités et fissures connectées aux conduits principaux à forts gradients hydrauliques.

Les morphologies du karst et de l'aquifère karstique sont fonction de l'hydrodynamisme du milieu selon un profil amont-aval, en distinguant le domaine continental du domaine marin (Figure 2-12). Les morphologies karstiques peuvent être regroupées en deux ensembles en fonction du niveau piézométrique. L'exokarst comprend l'épikarst et la zone d'infiltration au-dessus de la surface piézométrique. L'endokarst comprend la zone épinoyée et la zone noyée (en dessous du niveau piézométrique). À l'interface terre-mer, il existe une zone vadose marine et phréatique marine constituant une zone de mélange des eaux salées et des eaux météoriques.

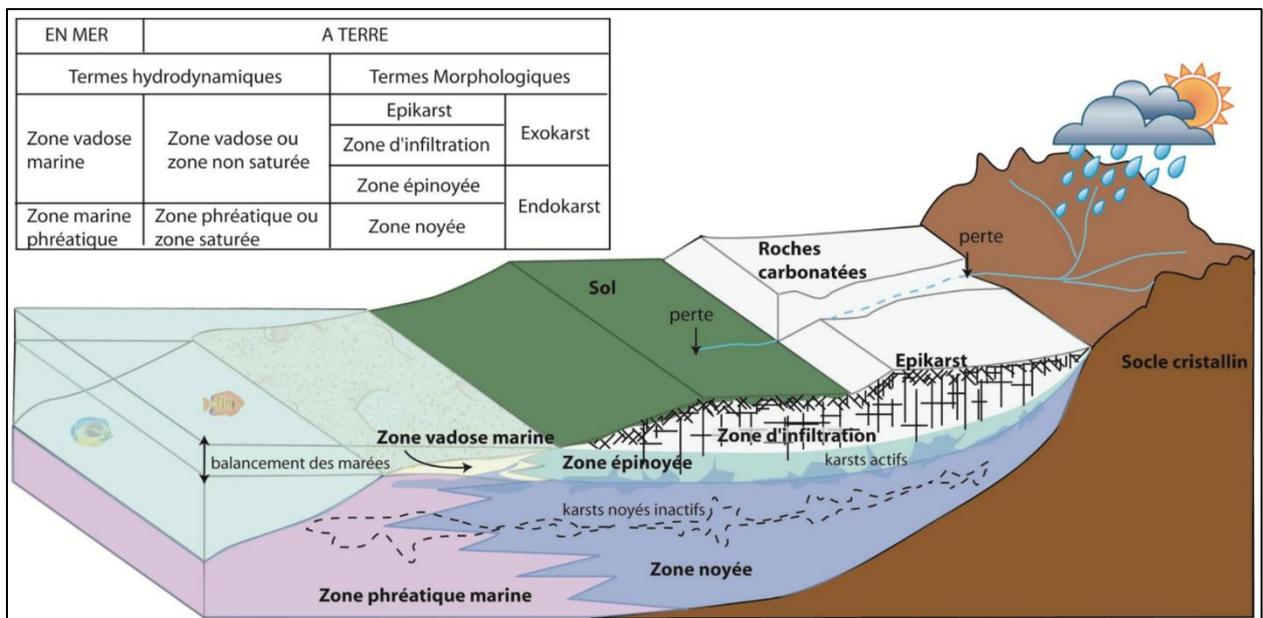


Figure 2-12 : Organisation d'un système karstique le long d'un profil amont-aval et terminologies morphologiques et hydrodynamiques du karst (Husson, 2014).

Bakalowicz (1996) identifie trois types de karst en fonction de l'énergie (chimique, de potentielle ou mécanique) qui les contrôle. (i) Les **karsts gravifiques** sont formés sous l'action de l'eau météorique et d'un gradient d'écoulement entre la zone de recharge et la sortie de l'aquifère (circulation *per descensum*). (ii) Les **karsts hypogènes** sont formés par des remontées de fluides hydrothermaux (circulation *per ascensum*). (iii) Concernant les **karsts**

littoraux, la dissolution chimique est liée au mélange eaux douces-eaux salées, facilitée par l'action abrasive des vagues et des variations du niveau marin. Ces trois types de karst sont susceptibles d'être rencontrés dans le système karstique de Thau.

Les brèches karstiques correspondent à des brèches d'altération au sein des volumes karstiques qui peuvent être liées à des événements tectoniques au cours de l'évolution dynamique du karst. Elles se distinguent des brèches de broyage tectoniques et des brèches syn-sédimentaires qui affectent le substratum. La formation des brèches karstiques constitue un quatrième type de karstification, ubiquiste, et que l'on retrouve de manière plus ou moins développée en association avec les autres types de karsts (Dörfliger *et al.*, 2008). Les brèches karstiques participent fortement à l'interconnexion des discontinuités utiles pour le transfert, voire le transit des fluides ou piégeage des sédiments au sein des karsts.

Le **paléokarst** est formé suite à l'abandon partiel ou total de la structure de drainage souterrain suite à l'abaissement du niveau de base. Le terme paléokarst désigne aussi les évidences de karst et les morphologies associées : paléosurfaces d'émergence (aplanissement), les cavités, les fractures ouvertes et les brèches d'effondrement au sein du massif calcaires scellés par des sédiments ou recoupsés par la surface topographique actuelle.

Le **niveau de base** est généralement défini comme étant la surface dynamique en dessous de laquelle les roches et les sédiments sont en position instable et sont susceptibles d'être érodés. En domaine continental, un cours d'eau incise et transfère des sédiments vers l'aval jusqu'à atteindre un profil d'équilibre défini par la position de l'exutoire. Du point de vue du karst, le niveau de base karstique correspond au niveau qui fixe le point le plus bas de l'aquifère dans le paysage (Bakalowicz, 1996), c'est-à-dire le niveau d'émergence le plus bas vers lequel se dirigent les eaux. Les variations du niveau de base au cours du temps sont à l'origine des gradients d'écoulement des eaux et contrôlent la morphologie des karsts gravifiques (Delannoy, 1997). La position et les variations du niveau de base sont gouvernées par l'eustatisme (variation du niveau de base) et/ou la tectonique (Figure 2-13).

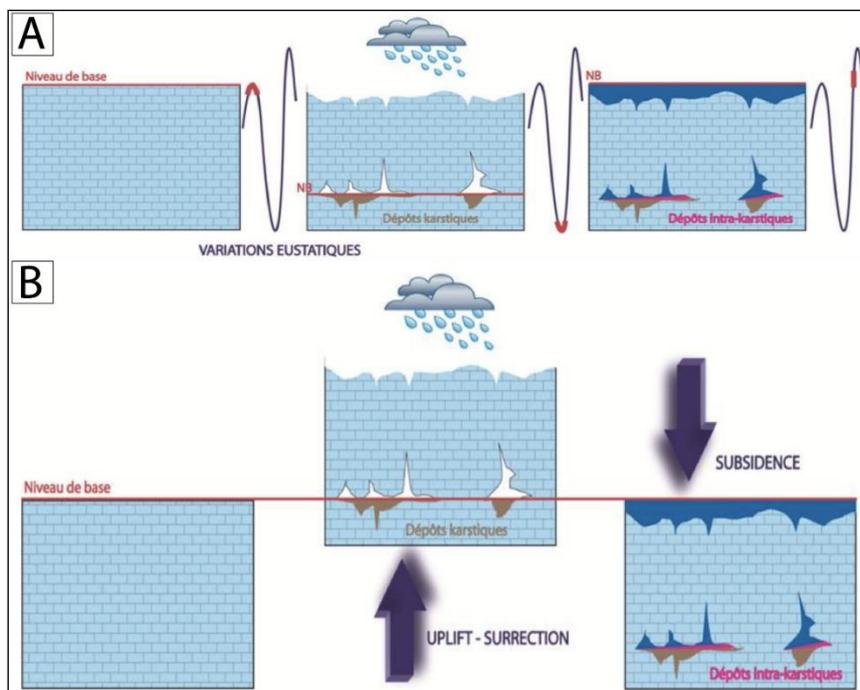


Figure 2-13 : Variations du niveau de base dans un massif carbonaté au cours du temps et formation de karsts à partir des variations eustatiques (A) et des mouvements tectoniques (B). Les dépôts intra-karstiques sont issus d'un remplissage extérieur au fonctionnement karstique (connection avec le niveau marin par exemple). Modifié de Husson (2013).

Sur la Figure 2-13, les principales cavités et réseaux de drainage karstique se développent en réponse à la baisse du niveau de base (chute du niveau marin et/ou soulèvement tectonique). Dans le cas des karsts gravifiques, la karstification se produit lorsque le massif carbonaté subit une baisse eustatique (ou un assèchement de bassin endoréique) ou un soulèvement tectonique. La baisse du niveau de base puis sa remontée par eustatisme va donner le même type de karstification que la surrection suivie d'une subsidence du massif carbonaté.

Les dépôts karstiques sont des témoins du paléo-niveau de base lors du fonctionnement du karst. Quand le karst est noyé suite à une remontée du niveau de base, l'aquifère karstique n'est plus soumis aux écoulements rapides souterrains (pas d'énergie potentielle) et devient alors inactif. Le karst conserve néanmoins ses structures de drainage. On parle ici d'immunité karstique. Une surrection ultérieure entrainera la réactivation du paléokarst. Les hétérogénéités héritées des phases de karstification passées, participent à la structuration du réservoir karstique et à sa capacité de stockage en eau (Dörfliger *et al.*, 2008).

2.4.2. Processus de karstification

Différents types d'altération sont à l'origine des différentes morphologies karstiques. Quinif (1999) détermine trois grands types de karstification : corrosion, crypto-altération et fantômisation. Les différents processus engagés transforment la matrice de la roche et aboutissent à des modifications des propriétés du réservoir carbonaté. Quels que soient le processus d'altération engagé, la tectonique en extension et la fracturation facilitent la pénétration des eaux d'infiltration lors de la formation du karst.

La **corrosion** résulte de la dissolution de la roche au contact des eaux acides. Il s'agit du processus le plus connu, aussi appelé « endokarstification » dont la représentation est le karst gravifique et comprenant les morphologies de lapiaz et dolines en surface, galeries et puits en profondeur. Sous l'action d'un gradient d'écoulement, la corrosion permet de former des karsts gravifiques et hypogènes à l'échelle d'une dizaine de milliers d'années.

La **crypto-altération** ou crypto-karstification résulte de l'altération de la roche sous couverture au contact d'une autre formation perméable non karstifiable. Ce processus est caractérisé par la superposition d'un front de lessivage et d'un front d'altération qui aboutit à la formation de surfaces aplanies. La disparition de matière par dissolution du toit des carbonates entraîne l'enfouissement progressif de la couverture avec formation de morphologie en surface de type « polje ». Ce processus ne génère pas de larges cavités karstiques interconnectées en profondeur. L'échelle de temps pour former un karst sous couverture évolue d'une centaine de milliers d'années à plusieurs millions d'années.

La **fantômisation** correspond à la dissolution de la roche par diffusion et se produisant sous le niveau de base. Il s'agit d'une altération isovolumique *in situ* très lentes par des eaux d'infiltration qui sont chimiquement agressives (CO₂ des sols, acide sulfurique, oxydation des sulfures ou CO₂ d'origine profonde dans le cas des karsts thermaux). La structure initiale du massif est préservée. Les formes résultantes sont de grands volumes altérés et poreux dont il ne subsiste que la partie insoluble de la roche (altérite résiduelle). Les fantômes de roche sont aussi appelés « pseudo-endokarst » en raison de la préservation de matière résiduelle non soluble (Vergari, 1998). Ces volumes karstifiés sont localisés préférentiellement le long des fractures verticales, favorables à la pénétration des eaux de ruissellement. Dans un stade avancé, le résidu d'altération peut être accumulé et former un vide au toit des galeries.

La fantômisation constituerait la première phase de la karstification qui se déroule sous faible potentiel hydrodynamique (Dubois *et al.*, 2014; Quinif, 1999). Les rivières souterraines actuelles et passées ont pu être formées à partir de fantômes de roche dans la zone noyée (Figure 2-12). La fantômisation peut aussi résulter du mélange des eaux dans la zone vadose marine ou encore de l'hydrothermalisme. Enfin, ce processus permet d'expliquer les morphologies karstiques dans des roches non carbonatées (Quinif, 1999).

2.4.3. Potentiel de karstification

Les notions de processus et de potentiel de karstification ont été décrites par plusieurs auteurs (Bakalowicz, 1996; Kiraly, 1975; Quinif, 1999). Le potentiel de karstification est défini (i) par une différence de potentiel hydraulique entre la zone de recharge des eaux (zone d'infiltration ; Figure 2-12) et le point d'émergence (niveau de base local) et (ii) l'existence d'un flux de solvant dans la roche encaissante (Dörfliger *et al.*, 2008). En plus de la différence d'altitude, la karstification dépend du gradient thermique et aussi du gradient chimique (Bakalowicz, 1996).

Le système karstique représente l'unité hydrogéologique de base à laquelle un potentiel de karstification s'applique pour créer un réseau karstique. Le potentiel de karstification peut être assimilé à un potentiel de dissolution au sein d'une **épaisseur de massif potentiellement karstifiable**. Cette dernière est aussi appelée « accommodation karstique », et correspond au volume disponible entre le niveau de base enregistré par le karst d'âge donné et la paléosurface associée (Dörfliger *et al.*, 2008). La somme des accommodations karstiques forme la « fenêtre à karst », contrôlée par les variations du niveau de base (eustatisme et tectonique) et la géodynamique régionale. L'épaisseur potentiellement karstifiable peut être obtenue en soustrayant la valeur du niveau de base actuel à un endroit donnée à l'altitude maximale des massifs carbonatés (Figure 2-14).

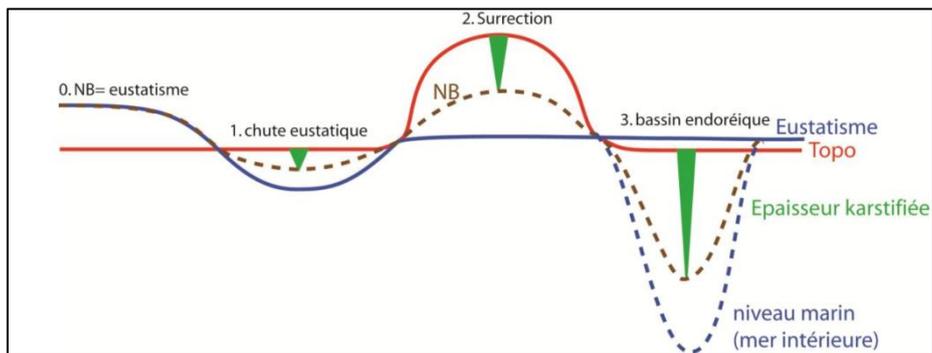


Figure 2-14 : Amplitudes des variations du niveau de base et épaisseur potentiellement karstifiées dans les cas suivants : (1) chute eustatique, (2) surrection tectonique, (3) endoréisme. Extrait de Husson (2013).

Les variations eustatiques sont généralement de l'ordre d'une centaine de mètres (Haq *et al.*, 1987; Kominz *et al.*, 2008; Miller, 2005; Miller *et al.*, 2011) alors que la tectonique et l'endoréisme peuvent générer des baisses du niveau de base atteignant plusieurs kilomètres (Figure 2-15). Néanmoins, on ne peut pas directement traduire la chute du niveau de base en épaisseur karstifiable. La karstification n'est pas continue le long du profil amont-aval et dépend fortement des hétérogénéités (structurales et lithologiques) des massifs carbonatés ou encore de la présence des formations imperméables au sein de la couverture sédimentaire, etc.

2.4.4. Polyphasage de la karstification

La karstification des séries mésozoïques remonte au moins au Crétacé « moyen ». En Languedoc, les différents principaux paléokarsts sont regroupés en fonction des principaux événements géologiques de la région (Figure 2-15). Ils ont été réactivés au cours des différentes périodes successives de soulèvement tectonique, de chute du niveau eustatique ou encore d'assèchement de bassin endoréique. Les périodes de surrection des massifs carbonatés sont enregistrées par des paléosurfaces et des remplissages karstiques qui sont des marqueurs des paléo-niveaux de base.

Le soulèvement durancien au Crétacé moyen (plus de 1 600 m) a conduit à l'altération de la couverture marneuse néocomienne et du socle hercynien, ainsi qu'à la formation du paléokarst à bauxite. La série bauxitique repose sur le Jurassique supérieur qui présente des formes de karstification sous couverture. En bordure du bassin de Villeveyrac, l'exploitation minière des bauxites a mis localement à l'affleurement des pinacles qui peuvent atteindre 5 à 6 mètres de haut et dont la formation résulte de la dissolution préférentielle des fractures pré-existantes (Combes, 1969). Cette karstification présente peu de vides, car le soutirage lié au processus de crypto-corrosion a pu entraîner la bauxite dans les fractures ouvertes et diaclases (Courrèges, 1997). Le colmatage par la bauxite des formations karstifiées joue le rôle de barrière imperméable dans la circulation des eaux dans le réservoir.

Le paléokarst à remplissage marin paléocène est localement documenté au sud du chevauchement de Montpellier. Il est plus largement observé dans le secteur de Ganges (Figure 2-15). Les remplissages sédimentaires marins (foraminifères planctoniques et les nannofossiles calcaires) contraignent l'amplitude de variation de niveau de base et le développement vertical du système karstique sur plus de 350 mètres (Husson *et al.*, 2012). Dans la zone d'étude, ces remplissages marins paléocènes sont situés le long du chevauchement de Montpellier, dans des brèches sédimentaires (Combes *et al.*, 2007; Husson, 2014), et le massif de la Gardiole au sein d'argiles laminées ocre (Combes *et al.*, 2007).

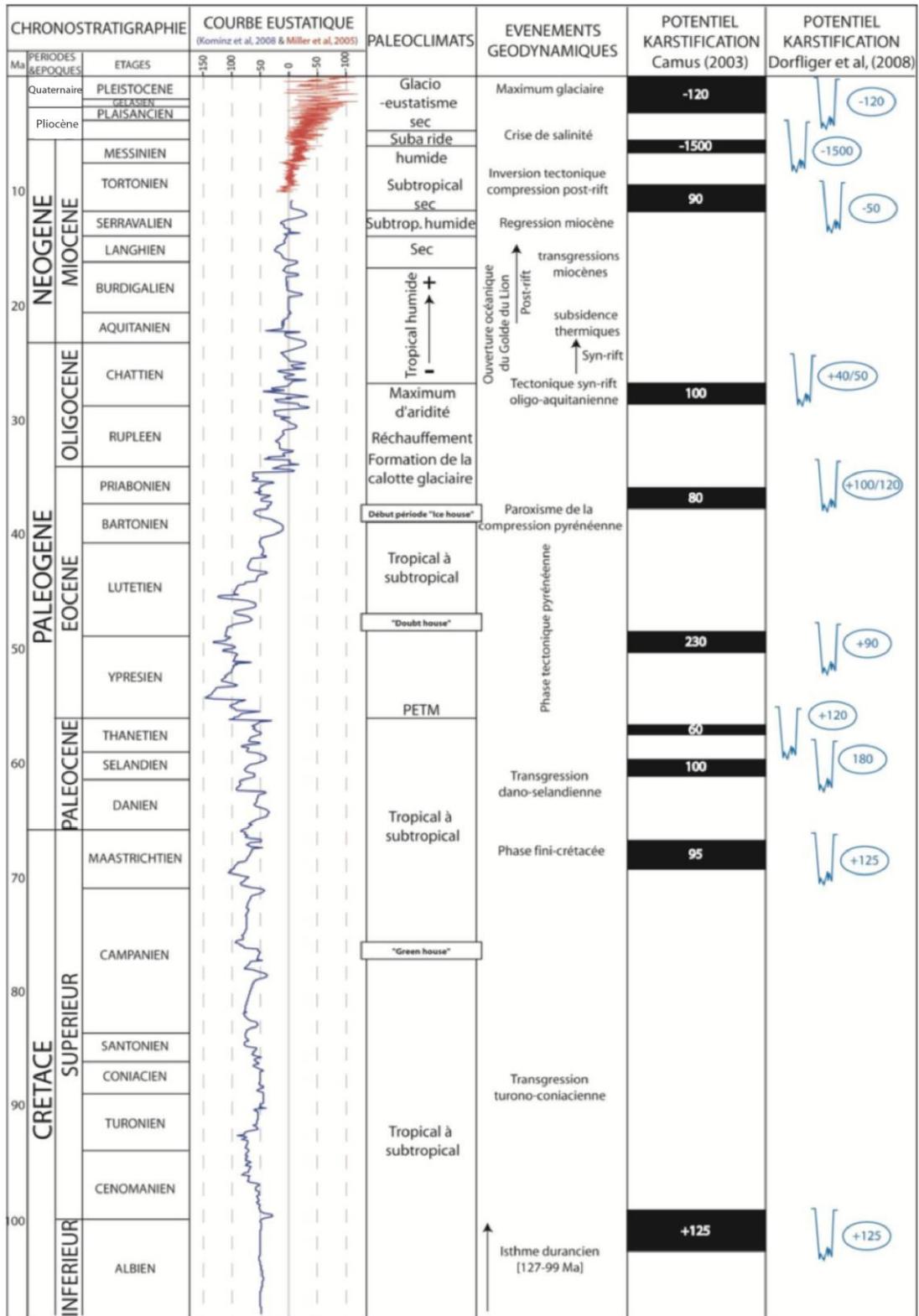


Figure 2-15 : Charte stratigraphique depuis le Crétacé jusqu'à l'actuel, courbes eustatiques (Kominz et al., 2008; Miller, 2005), paléoclimat, géodynamique et potentiel de karstification en Languedoc (Camus, 2003; Dörfliiger et al., 2008). Extrait de Husson (2013).

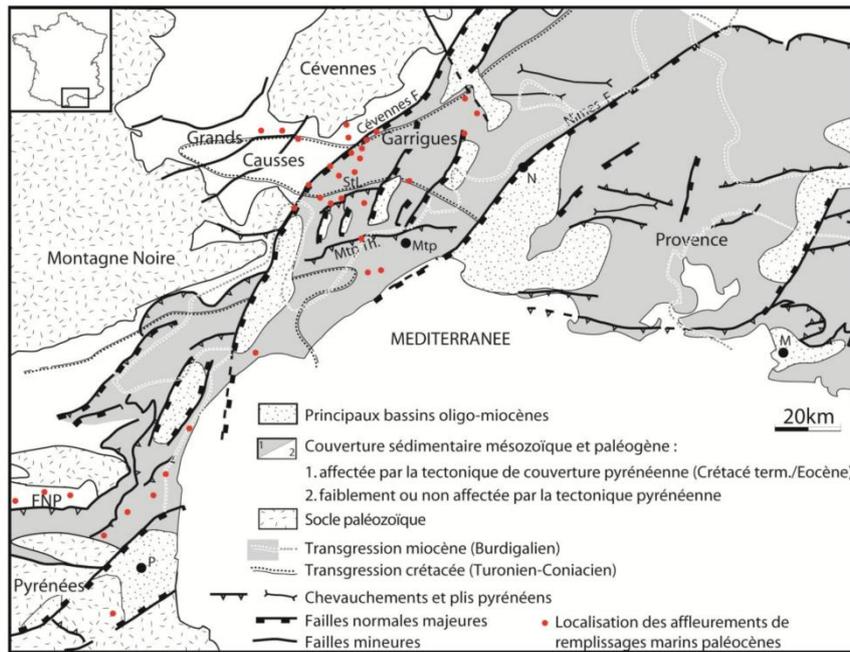


Figure 2-16 : Localisation des sites de remplissages karstiques caractérisés par des sédiments à faune marine paléocène (extrait de Husson et al., 2012).

Les karsts ont ensuite été réactivés au cours de l'extension oligocène, et le soulèvement au mur des failles normales. Il n'y a pas de remplissage karstique associé à ce soulèvement dans la zone d'étude. Néanmoins, des brèches oligocènes sont documentées en bordure sud du Causse d'Aumelas (d'après la notice de la carte de Sète) et scellent une paléosurface karstifiée (Dörfliger & Le Strat, 2001). La fin du rifting est marquée par la transgression burdigalienne. À cette période, les karsts du Bassin de Thau sont envoyés et la mer recouvre l'arrière-pays montpelliérain jusqu'au niveau du Pic Saint Loup, et de la topographie générée au front de l'ancien chevauchement pyrénéen (Husson et al., 2012). Dans la zone d'étude, les bordures des massifs karstifiés sont recouverts par des dépôts marins miocènes. De nombreuses perforations de *Pholades* (mollusques marins térébrants) sont notamment observées sur la bordure sud du Causse d'Aumelas. Plus au Nord, des remplissages karstiques dits d'origine « cévenole » (Figure 2-17) d'âge Miocène sont bien documentés (Camus, 2003; Husson, 2013; Séranne, 2002).

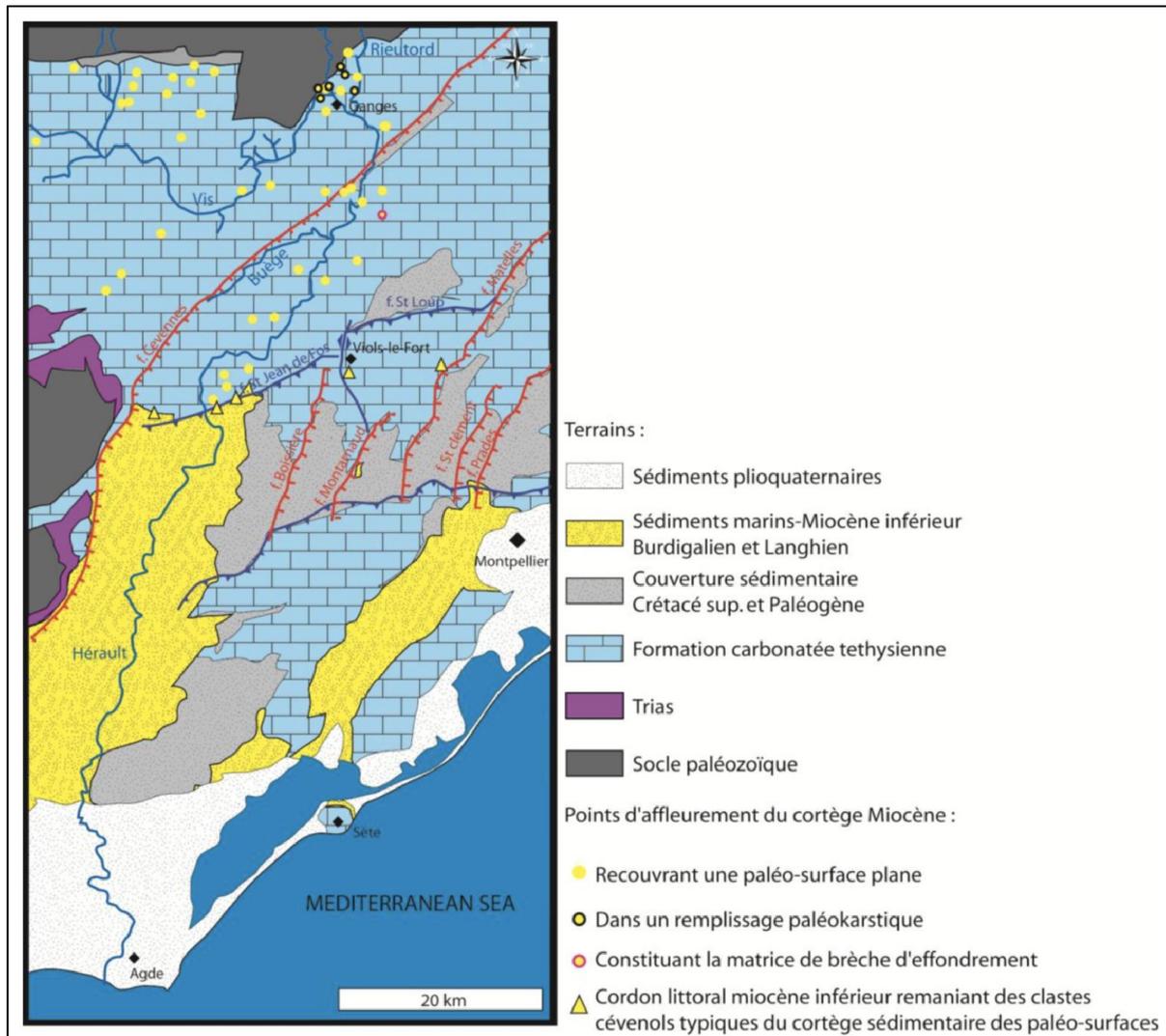


Figure 2-17 : Carte géologique simplifiée indiquant la localisation des affleurements montrant des remplissages sédimentaires issus du réseau cévenol, et la localisation du cordon littoral (triangles) à l'ouest et au sud du chevauchement du Pic Saint-Loup (extrait de Husson, 2013 ; modifié de Séranne et al., 2002).

Le paléokarst messinien, hérité de la crise de salinité messinienne, se traduit par la présence de karsts profonds et de nombreuses résurgences sous-marines. La chute du niveau de base, estimée à environ 1 500 m en Méditerranée occidentale, a été limitée à terre par la présence des bassins oligo-miocènes et des anciens synclinaux pyrénéens à cœur marneux, non karstifiables, constituant des épontes locales et favorisant une position élevée du niveau de base (profil en escalier). Les plateaux formant le sommet du massif de la Gardiole (220 m NGF) sont des paléosurfaces ou paléo-niveaux de base pliocènes. La reprise du karst au Pliocène est notamment démontrée par les gisements fossilifères (faune mammalienne) au sein de cavités karstiques (Dörfliger & Le Strat, 2001). Le fonctionnement du karst de la Gardiole sous un climat subtropical est à l'origine du dépôt de terra rossa sur les plateaux karstifiés.

2.5. COMPILATION DES DONNÉES EXISTANTES

2.5.1. Sismique réflexion

a) Campagnes Hérault 1983-1984

Les profils sismiques à terre comprennent les profils des campagnes Hérault 1983/1984 (Rapport BRGM/RP-56980-FR). Ces acquisitions sismiques couvrent notamment la partie Nord montpelliéraine et le bassin de l'Hérault, au Sud de la faille des Cévennes (Figure 2-18, Figure 2-19, Figure 2-20). Concernant le bassin de l'Hérault, une partie de ces profils a été interprétée lors des travaux de Maerten & Séranne (1995). Les profils dans la partie nord montpelliéraine ont été interprétés par Benedicto *et al.* (1996). Les profils ont été retraités par le BRGM en 2004, puis en 2007 lors du projet « karst sous couverture », conduisant à la réinterprétation des structures extensives du bassin de l'Hérault (Serrano & Hanot, 2005) ainsi qu'à une synthèse bibliographique de la zone nord montpelliéraine (Dörfliger *et al.*, 2001). Les interprétations les plus récentes sont issues des travaux de thèse de Husson (2013).

L'emprise du modèle est recoupée par 11 profils sismiques : H84-D, H83-D, H84-E, H83-3, H84-F, H83-F, H83-G, H83-H, H83-I (Figure 2-18). Bien qu'une partie de ces profils soit en dehors de l'emprise du modèle, les profils sont interprétés dans leur intégralité pour contraindre au mieux la géométrie des structures à l'échelle régionale.

b) Étang de Thau 2010

Il existe un profil sismique haute résolution et faible profondeur de pénétration sous l'étang de Thau acquis en 2010. Un profil de 3 km de long est localisé entre le canal de Sète et le canal du Rhône à Sète (Figure 2-3). L'interprétation des réflecteurs est possible jusqu'à environ 60 ms TWT (Figure 2-21). Les interprétations de ce profil proviennent du rapport BRGM/RP-59847-FR (Le Goff & Bitri, 2011). Les trois forages associés à cette étude sismique ont permis la conversion en profondeur de ce profil. La profondeur d'investigation est ici de 50 m environ.

c) Campagne EOSYS 2004-2005

Les autres profils sismiques haute résolution/faible profondeur sont issus d'une campagne EOSYS de 2004–2005, à l'ouest de la presqu'île de Balaruc-les-Bains (Figure 2-3) et à la demande de l'établissement thermal de cette même ville. Cette campagne comprend six lignes sismiques P1 (738 m), P2 (627 m), P3 (648 m), P4 (780 m), P5 (966 m) et P6 (824 m). L'objectif de cette campagne était d'imager le toit des calcaires jurassiques sous les dépôts terrigènes du Miocène et Pliocène (Figure 2-22). Le calage en profondeur du toit du Jurassique a été rendu possible grâce aux nombreux forages existants sur la presqu'île. Les résultats de cette campagne sont détaillés dans un rapport interne rédigé par ANTEA (Rapport A38187/B).

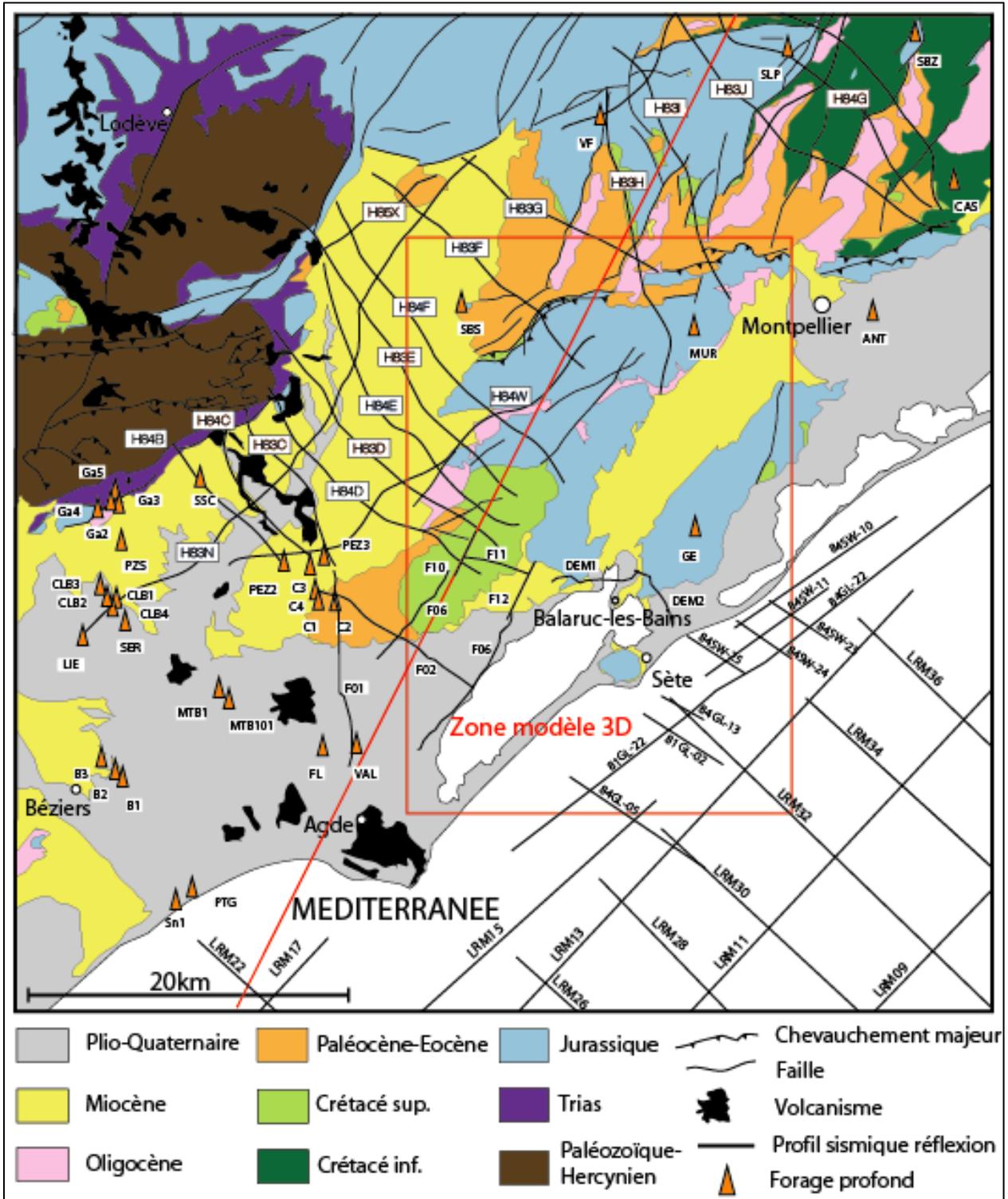


Figure 2-18 : Plan de position des profils sismiques des campagnes H83, H84, LRM, et des profils retraités dans le cadre du projet (SW, F) et des profils récemment acquis (DEM1 et DEM2), ainsi que les forages profonds (pétroliers) sur fond de la carte géologique à l'échelle 1/250 000. L'encadré rouge correspond à la zone d'étude. Le trait rouge correspond au tracé de la coupe sur la Figure 2-7.

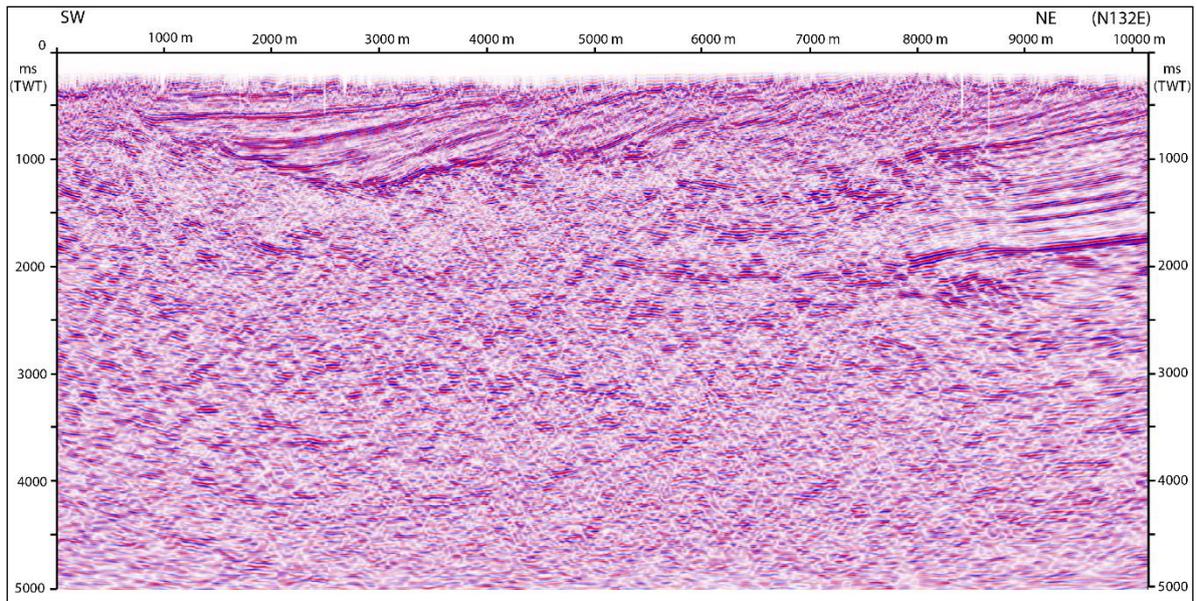


Figure 2-19 : Ligne sismique terrestre H84D non interprétée, acquise en 1984 et retraitée en 2008 par le BRGM.

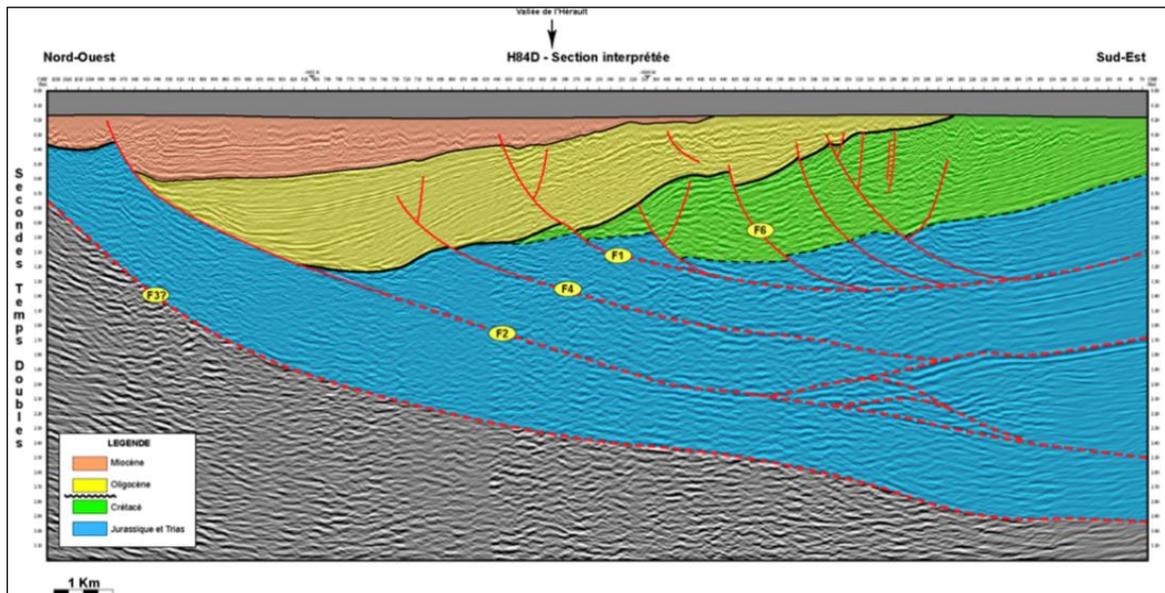


Figure 2-20 : Exemple d'interprétation de la ligne sismique terrestre H84D (Serrano & Hanot, 2005).

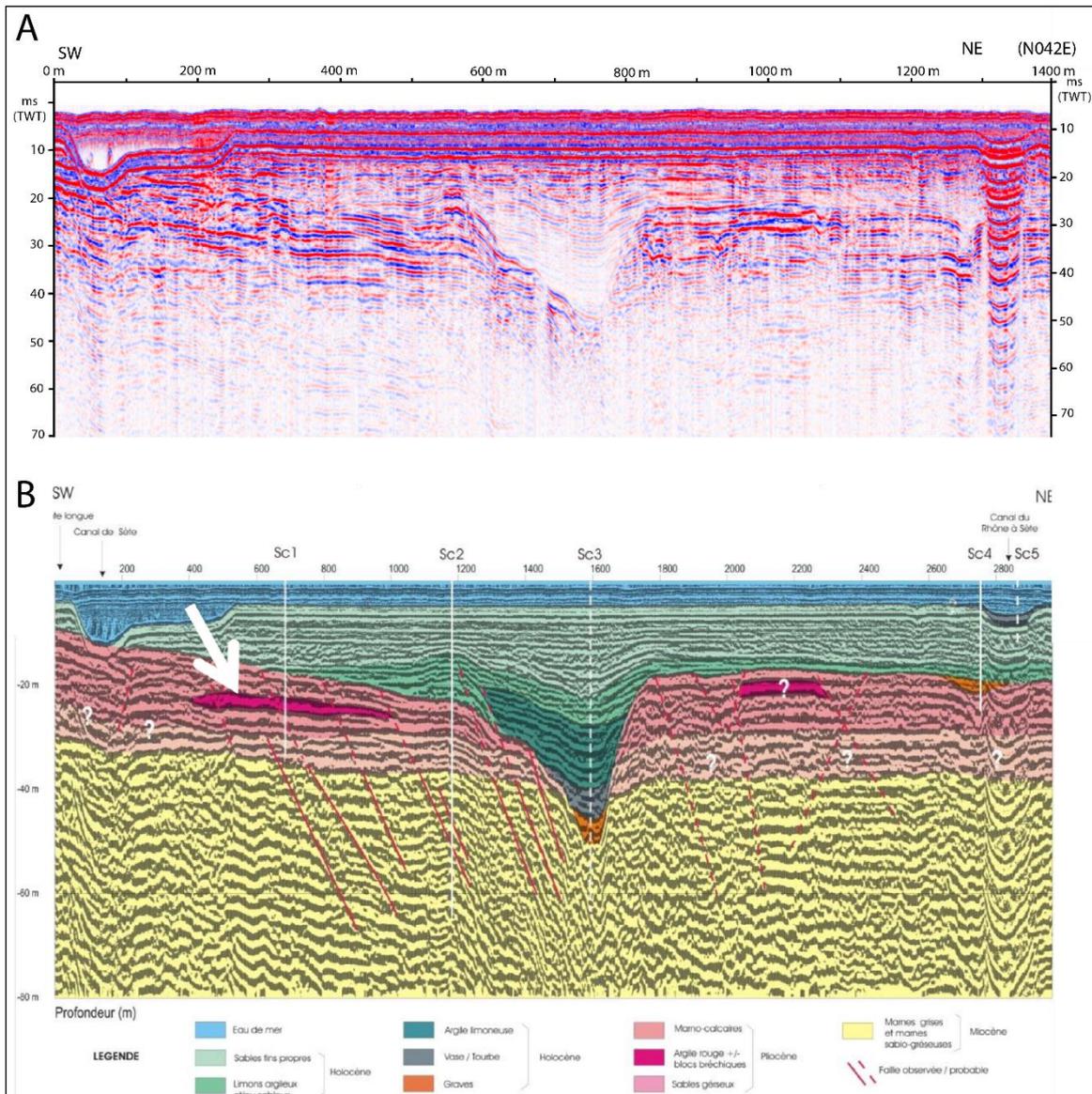


Figure 2-21 : Ligne sismique non interprétée (A) et interprétée (B) dans la partie Est de l'étang de Thau entre le canal de Rhône à Sète et le canal de Sète. L'interprétation est extraite du rapport BRGM/RP-59847-FR (Le Goff & Bitri, 2011). Le tracé de ce profil est indiqué sur la figure 2-3.

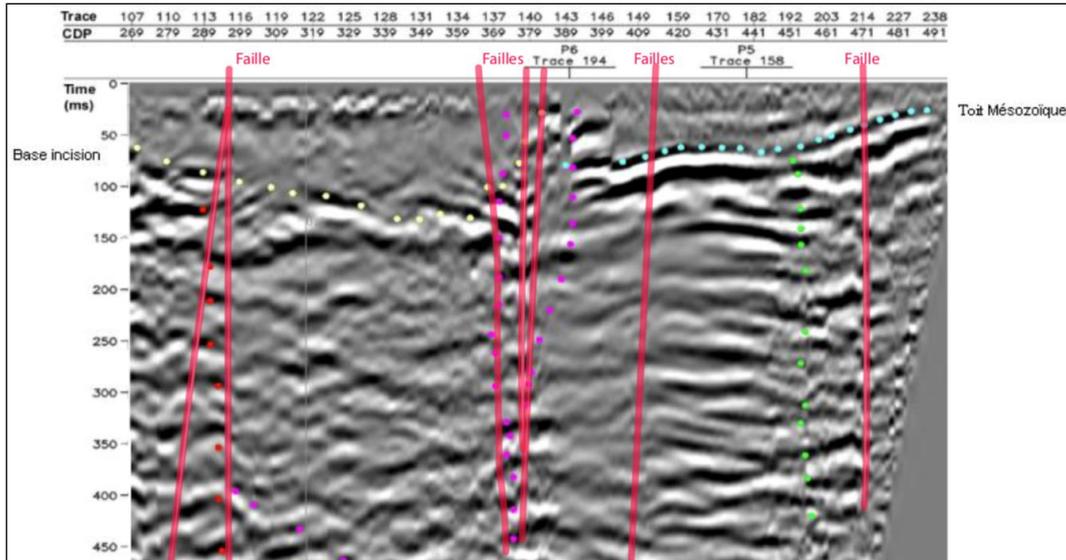


Figure 2-22 : Ligne sismique P1 acquise en 2005 (EOSYS) et interprétée dans le rapport final d'ANTEA. Ce profil est orienté nord-ouest/sud-est et passe dans la partie ouest de la presqu'île de Balaruc-les-Bains. Le tracé de ce profil est indiqué sur la Figure 2-3.

2.5.2. Sondages existants

La zone d'étude comprend quatre forages pétroliers : Murviel, Gardiole, Saint-Bauzille de la Sylve, Murviel. Seul le forage Gardiole atteint le socle paléozoïque. D'autres sondages pétroliers localisés en dehors de la zone d'étude aident à contraindre la géométrie des structures profondes et les variations d'épaisseur des unités stratigraphiques. Certains sont localisés sur ou à proximité des lignes sismiques et permettent de caler la position des horizons en profondeur.

Les forages Calmar et Agde maritime sont localisés dans le Golfe du Lion, à environ 20 km de la côte. Le forage en mer de Sirocco est localisé à environ 40 km au sud-est de Sète. Les forages Castelnau 1-2-3-4, Pezenas 1-2-3, Florensac et Valensac sont situés le long de l'Hérault, à moins de 5 km à l'ouest de la zone d'étude. Les forages Castries et Viols-le-Fort sont aussi situés en dehors de la zone d'étude (à l'est et au nord respectivement). Il existe aussi quelques forages profonds non pétroliers (supérieurs à 900 mètres), dont certains ont été réalisés pour l'exploration géothermique (Métairies, Castillonne). L'ensemble des forages profonds est résumé dans le

ci-dessous.

Près de 400 forages interprétés sont issus de la banque du sous-sol du BRGM. Les sondages de la banque du sous-sol du BRGM ont également été extraits. Les sondages sélectionnés ont une profondeur supérieure à 50 mètres et contiennent au moins une limite stratigraphique autre que la limite entre les dépôts pliocènes et quaternaires. Bien que peu profonds, ces sondages apportent de précieuses informations en subsurface, et notamment le toit du Miocène (surface d'érosion messinienne) et le toit du Jurassique (toit du réservoir karstique).

	Nom du forage	Numéro BBS / BEPH	X (L93)	Y (L93)	Prof. totale	Digraphies disponibles
Forages pétroliers						
	Gardirole	18-1077	759973	6265007	1995,5	RE, TH
	Murviel	18-1162	760092	6278584	1443,3	GR, NE
	Castelnau 1	18-0999	735621	6260974	1156,0	-
	Castelnau 2	18-1023	736211	6260741	3806,4	RE, GR, TH
	Castelnau 3	18-1121	734996	6263041	2605,4	RE, GR
	Castelnau 4	18-1160	735709	6261040	762,6	-
	Pezenas 1	18-1028	735079	6261545	688,0	-
	Pezenas 2	18-1029	733187	6262923	783,3	RE, TH
	Pezenas 3	18-1047	735337	6263267	684,1	RE, TH
	Florensac	18-1136	735747	6250880	379,1	GR
	Castries	18-1248	777205	6287736	4444,9	RE, GR, NE, SO, TH
	St Bauzille de la Sylve	18-1255	744936	6280263	1436,1	DI, RE, GR, NE,
	Viols le Fort	18-1256	754025	6292244	2382,5	RE, GR, NE, TH
	Valensac	18-1263	737694	6251082	4578,5	RE, GR, NE, SO, TH, PS
	Sirocco	18-1295	789589	6232281 1	1396,0	GR, NE, DI, DE, RE, PS, PO
	Agde Maritime	18-1346	741703	6225321	1410,0	GR, RE, PS DI, Th, U, K
	Calmar	18-1344	761235	6234277	3468,8	GR, RE, NE, DE, RE, DI, TH, PS, SO, Th, U, K, etc
Forages géothermiques						
	Les Métairies	002JDVC	754061	6256978	976	TH
	La Castillonne	002JCBJ	743277	6259813	1487	GR, neutron, sonique, TH

Tableau 2 : Forages profonds (pétroliers et géothermiques) dans la zone d'étude et à proximité, et autres forages moins profonds incluant des données de diagraphies.

DI : pendage ; GR : Gamma ray ; TH : thermicité ; CE : résistivité ; NE : neutron ; SO : sonique ; PS : polarisation spontanée ; DE : densité ; PO : porosité.

2.5.3. Acquisitions géophysiques

Dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau, différentes campagnes géophysiques en sismique réflexion, en gravimétrie et en électromagnétisme ont été menées en 2017 dans le secteur de Balaruc. Les détails des acquisitions et les résultats sont rassemblés dans le rapport BRGM/RP-68318-FR.

Deux profils (nommés DEM1 et DEM2) de sismique réflexion haute résolution ont été enregistrés lors de cette campagne. Les deux profils orientés est-ouest et nord-nord-ouest/sud-sud-est se croisent au nord de Balaruc-le-Vieux (Figure 2-18). La sismique a été acquise en zone urbaine à péri-urbaine et le tracé des profils n'a pas pu être rectiligne. L'accès à l'étang de Thau n'a pas été autorisé dans le cadre de cette campagne, induisant une perte de l'enregistrement au milieu du profil DEM1 (Figure 2-23). Les résultats après traitement présentent de nombreuses diffractions probablement liées à la présence des calcaires jurassiques à faible profondeur. Les profils font tout même apparaître des réflecteurs continus jusqu'à 1.5 s TWT environ. Les détails de l'acquisition et les résultats des profils (avant et après migration) sont présentés dans le rapport de mise en œuvre rédigé par CGG (rapport FR42202).

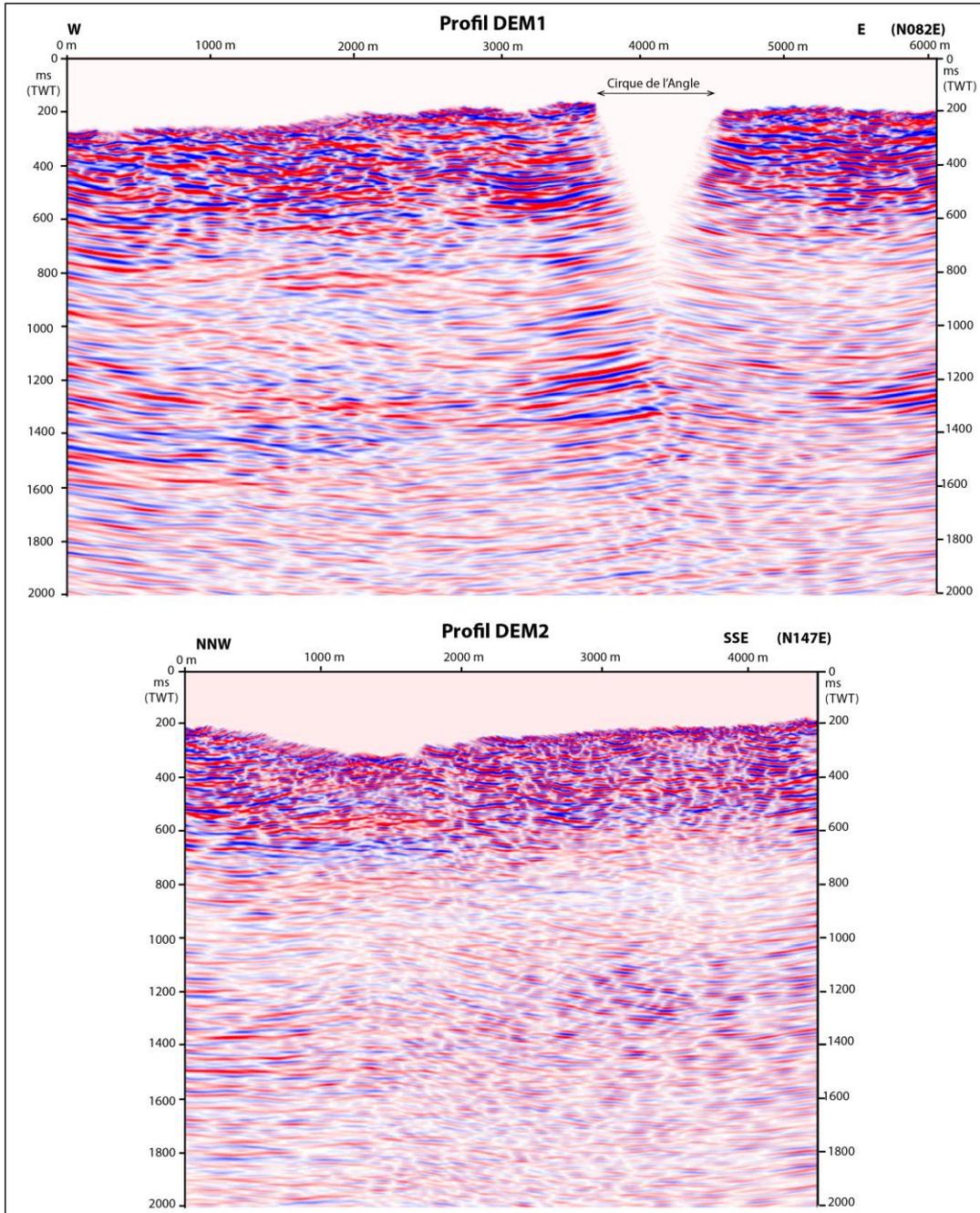


Figure 2-23 : Lignes sismiques non interprétées DEM1 (haut) et DEM2 (bas), acquises dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.

L'acquisition gravimétrique a été réalisée en novembre 2017 afin d'améliorer la carte d'anomalie de Bouguer dans le secteur de Balaruc-les-Bains. Pour cela, 398 nouvelles stations ont été implantées. La carte d'anomalie gravimétrique résiduelle est présentée ci-dessous (Figure 2-24).

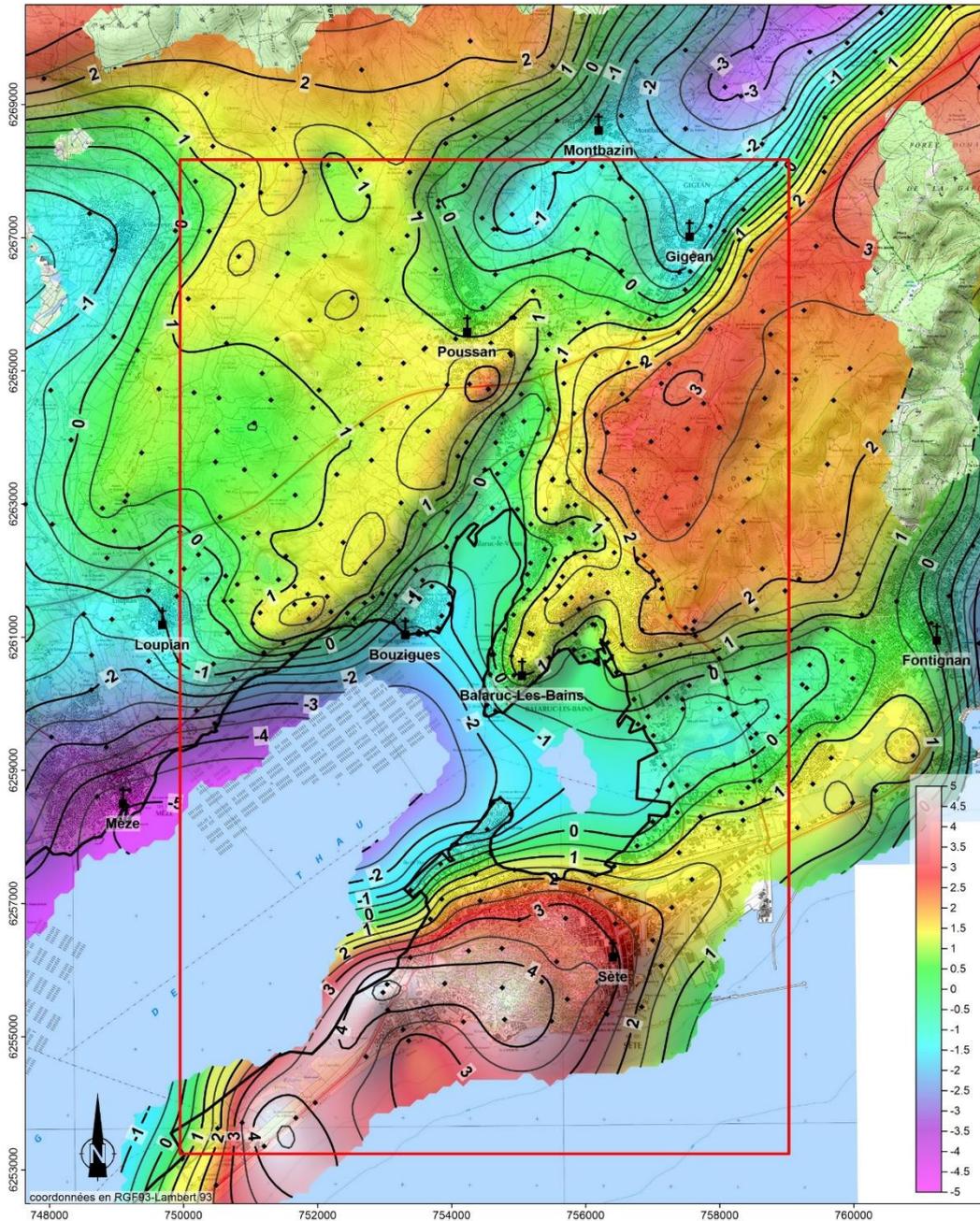


Figure 2-24 : Anomalie gravimétrique résiduelle. Les courbes d'isovaleurs sont exprimées en mGal. Les points noirs indiquent la localisation des nouvelles stations de mesure, agrégées aux données anciennes (extrait du rapport BRGM/RP-68318-FR ; Coppo et al., 2018).

La campagne d'acquisition CSEM ('controlled-source electromagnetics') a été réalisée en novembre 2017 dans le secteur de Balaruc-les-Bains (BRGM/RP-68318-FR). Cette méthode consiste à mesurer les champs électromagnétiques générés par un émetteur au sol et perturbés par le milieu investigué, dans le but de déterminer la distribution spatiale de la résistivité électrique. L'acquisition comprend 56 stations à terre, 35 stations dans l'étang de Thau. Les stations de mesure servent à enregistrer localement les champs électriques et magnétiques au moyen de deux dipôles électriques (sources du courant) situés à Loupian et Frontignan.

2.5.4. Retraitement de profils sismiques

Dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau, 7 lignes sismiques acquises en 1963 (F01, F02, F05, F06, F10, F11 et F12) ont été retraitées par le BRGM (rapports BRGM/RP-68318-FR et RP-68603-FR). Les avancées en matière de traitement du signal permettent d'atténuer les bruits sismiques et d'améliorer la résolution des réflecteurs. Ces profils couvrent le Bassin de Villeveyrac et une partie de la vallée de l'Hérault (Figure 2-18). Après traitement, la résolution des profils permet l'interprétation des réflecteurs sismiques et des structures jusqu'à environ 2 s TWT (Figure 2-25).

De la même manière, en 2017, le BRGM a aussi procédé au traitement de 9 lignes sismiques issues des campagnes sismiques (GL et SW) acquises en mer dans les années 1981–1984. Après traitement, la résolution des profils permet l'observation des structures et des faciès sismiques jusqu'à 2 s TWT. Concernant les profils 84SW25, 84SW24 et 84SW23 (perpendiculaires au trait de côte), seules les parties NW de ces profils ont été retraitées (Figure 2-26).

L'ensemble de ces profils seront réinterprétés dans le cadre du projet.

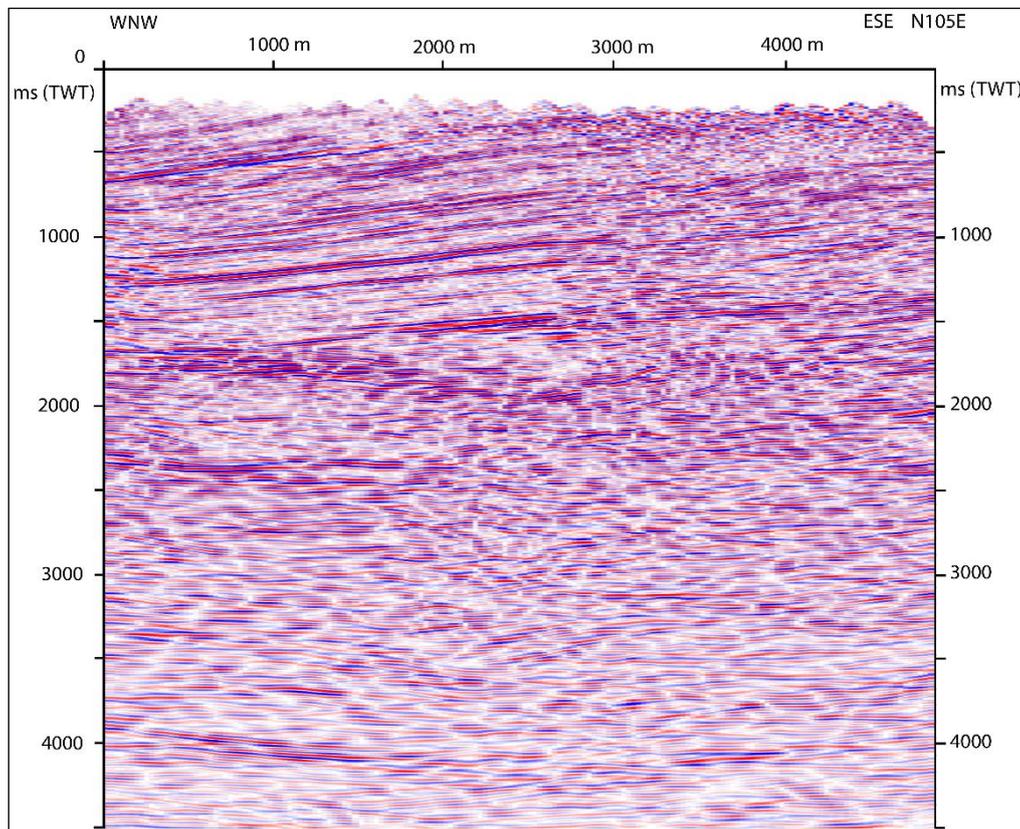


Figure 2-25 : Ligne sismique terrestre F11 non interprétée, acquise en 1963 et retraitée dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau (Capar & Marc, 2017).

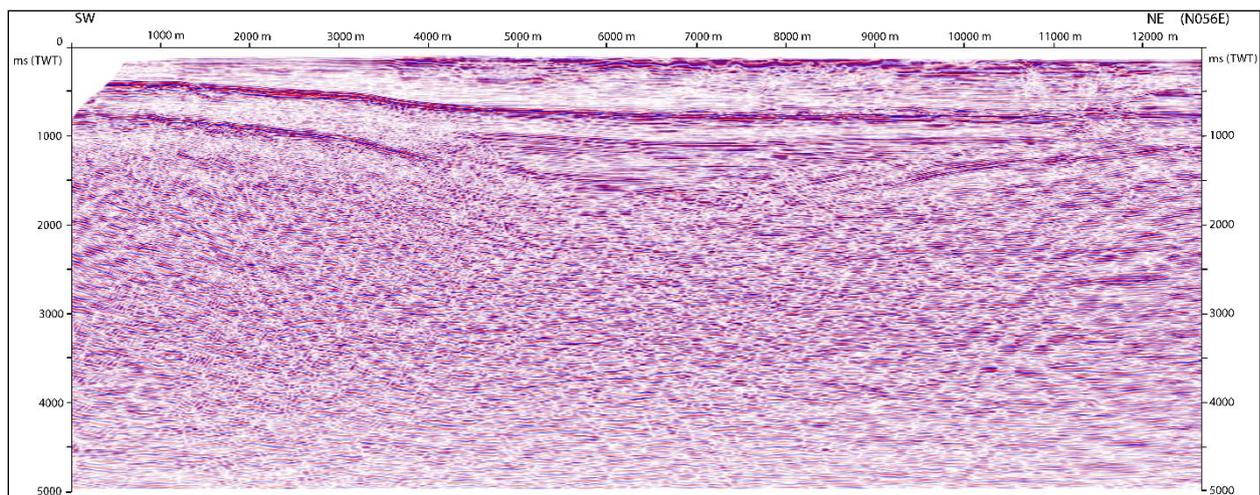


Figure 2-26 : Ligne sismique marine 84SW11 non interprétée, acquise en 1984 et retraitée dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau (Capar & Marc, 2017).

Ligne	Terre/Mer	Date campagne	Date du retraitement	Longueur (m)
DEM1	Terre	2017	-	6070
DEM2	Terre	2017	-	4500
81GL02 (partie NW)	Mer	1981	2017*	5 987
81GL22 (partie centrale)	Mer	1981	2017*	26 487
84GL13 (partie NW)	Mer	1984	2017*	5 987
84GL15	Mer	1984	2017*	10 937
84SW10	Mer	1984	2017*	13 612
84SW11	Mer	1984	2017*	12 562
84SW23	Mer	1984	2017*	6 337
84SW24	Mer	1984	2017*	4 962
84SW25	Mer	1984	2017*	5 087
F01	Terre	1963	2018*	14430
F02	Terre	1963	2018*	12195
F05	Terre	1963	2018*	11530
F06	Terre	1963	2018*	7785
F10	Terre	1963	2017*	3 361
F11	Terre	1963	2017*	4 521
F12	Terre	1963	2017*	4 354
H84-B	Terre	1984	2007/2008	11 306
H84-C	Terre	1984	2007/2008	11 420
H83-C	Terre	1983	2007/2008	13 092
H84-D	Terre	1984	2007/2008	19 401
H83-D	Terre	1983	2007/2008	21 529
H84-E	Terre	1984	2007/2008	22 908
H83-E	Terre	1983	2007/2008	25 403
H84-F	Terre	1984	2007/2008	24 403
H83-F	Terre	1983	2007/2008	19 273
H83-G	Terre	1983	2007/2008	15 207
H83-H	Terre	1983	2007/2008	19 813
H83-I	Terre	1983	2007/2008	18 724
H84-W	Terre	1984	2007/2008	29 957
H83-N	Terre	1983	2007/2008	43 459
Thau	Mer	2006	-	~3 000
P1	Mer	2004/2005	-	738
P2	Terre/Mer	2004/2005	-	627
P3	Terre/Mer	2004/2005	-	648
P4	Terre/Mer	2004/2005	-	780
P5	Terre/Mer	2004/2005	-	966
P6	Terre	2004/2005	-	824

Tableau 3 : Compilation des profils sismiques disponibles et utilisés dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.

(*) Retraitement réalisé dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau

2.5.5. Nouveaux forages

Deux nouveaux forages ont été réalisés en 2017, l'un à Sète (Forage du Stade Michel, réalisé dans DEM'Eaux Thau, (BRGM/RP-68549-FR) et l'autre sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains (F15, réalisé par les Thermes de Balaruc-Les-Bains) sont disponibles depuis la fin de l'année 2017. Ces deux forages interprétés atteignent les calcaires du Jurassique supérieur (Figure 2-27). Le forage du Stade Michel à Sète permet le suivi piézométrique dans le réservoir karstique. Ce forage a rencontré des eaux chaudes (39 °C) et minéralisées (27 mS/cm) entre 130 et 134 de profondeur. Le forage F15 (en cours de foration) situé à proximité du forage F10 a rencontré le toit du Jurassique vers 190 m de profondeur. Ces deux nouveaux forages confirment l'existence d'une épaisse série pliocène, localement, au sein de la partie est de la presqu'île de Balaruc et au nord du Mont Saint-Clair à Sète.

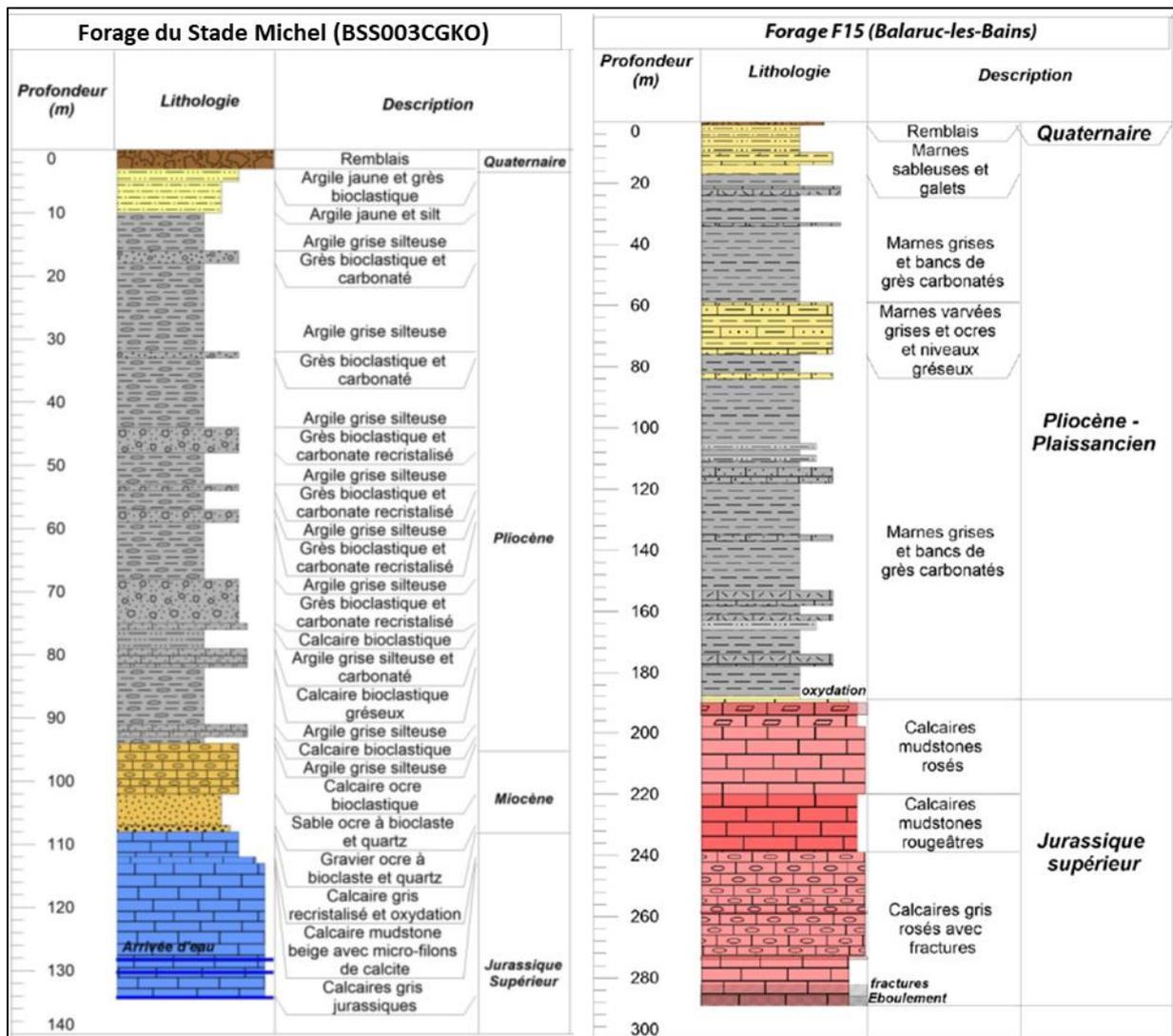


Figure 2-27. Log-géologique des forages Stade Michel à Sète et F15 à Balaruc-les-Bains. Il s'agit de forages non carottés sondés et interprétés par ANTEA.

2.6. PRÉPARATION DU MODÈLE GÉOLOGIQUE 3D

2.6.1. Données en entrée du modèle 3D

Les données en entrée pour la construction du modèle GeoModeller sont :

- les contours géologiques et les directions et pendage des couches à partir des cartes géologiques et des mesures sur le terrain (base des unités stratigraphiques) ;
- le tracé des failles en surface et les relations entre elles (connexion en surface et en profondeur) accord avec la chronologie des événements géologiques ;
- les forages interprétés (pétroliers, géothermie, banque du sous-sol) ;
- les interprétations sismiques converties en profondeurs ;
- Les coupes structurales réalisées dans le cadre du projet ;
- Les données de gravimétrie ainsi que les mesures de densité des roches échantillonnées seront également intégrés dans le modèle géologique 3D, notamment comme éléments de contraintes.

2.6.2. Découpage stratigraphique du modèle

Les unités de la carte géologique synthétique (Figure 2-3) correspondent approximativement au découpage stratigraphique en vue de la modélisation sous GeoModeller (Figure 2-28). Les unités sont les suivantes : Socle, Trias, Lias calcaire, Lias marneux, Jurassique Moyen, Jurassique Supérieur, Bauxite, Crétacé Supérieur, Paléocène-Éocène, Oligocène-Aquitainien, Miocène, Pliocène marin, Pliocène continental et Quaternaire. Les discordances majeures entre les unités sont aussi prises en compte.

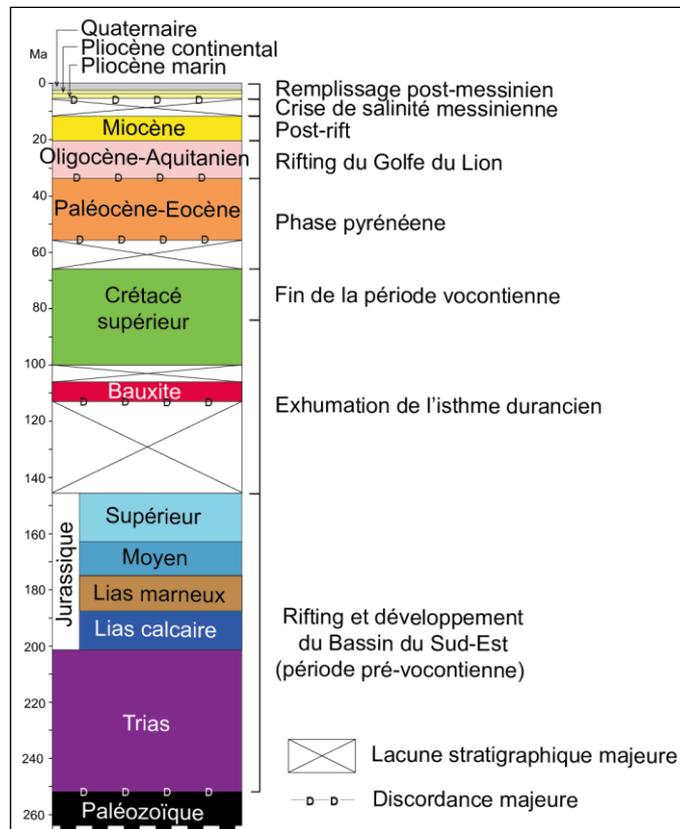


Figure 2-28 : Carte chronostratigraphique synthétique de la zone de l'étang de Thau.

2.6.3. Schéma structural

Bien que de nombreuses failles soient répertoriées par les cartes géologiques, elles ne peuvent pas toutes être prises en compte dans le modèle. Seules les failles majeures présentant plusieurs dizaines ou centaines de mètres de déplacement peuvent être modélisées (Figure 2-30). Les accidents majeurs représentés dans le schéma structural préliminaire (Figure 2-29) correspondent aux structures à intégrer au modèle 3D. Ces structures comprennent des failles inverses (dont le chevauchement de Montpellier), des failles normales, ainsi que des plis anticlinaux et synclinaux. Ont été distinguées les failles atteignant la surface des failles de couverture dont le tracé est incertain (en pointillés sur le schéma structural à la Figure 2-29).

On note la présence d'un chevauchement traversant possiblement l'étang de Thau. Celui-ci correspondrait au prolongement du chevauchement de Valensac initialement dessiné par Arthaud & Laurent (1995) sous la vallée de l'Hérault (Fig. 2-29). La géométrie exacte de ce chevauchement sera investigué grâce au modèle 3D. D'autres failles sous couverture comme la faille de Nîmes jouent un rôle important dans la compartimentation des réservoirs karstiques profonds, la circulation des eaux souterraines ou encore la remontée des eaux thermales. Le modèle 3D permettra de cartographier le toit du réservoir karstique avec les zones de recharges et les zones de stockage d'eaux souterraines.

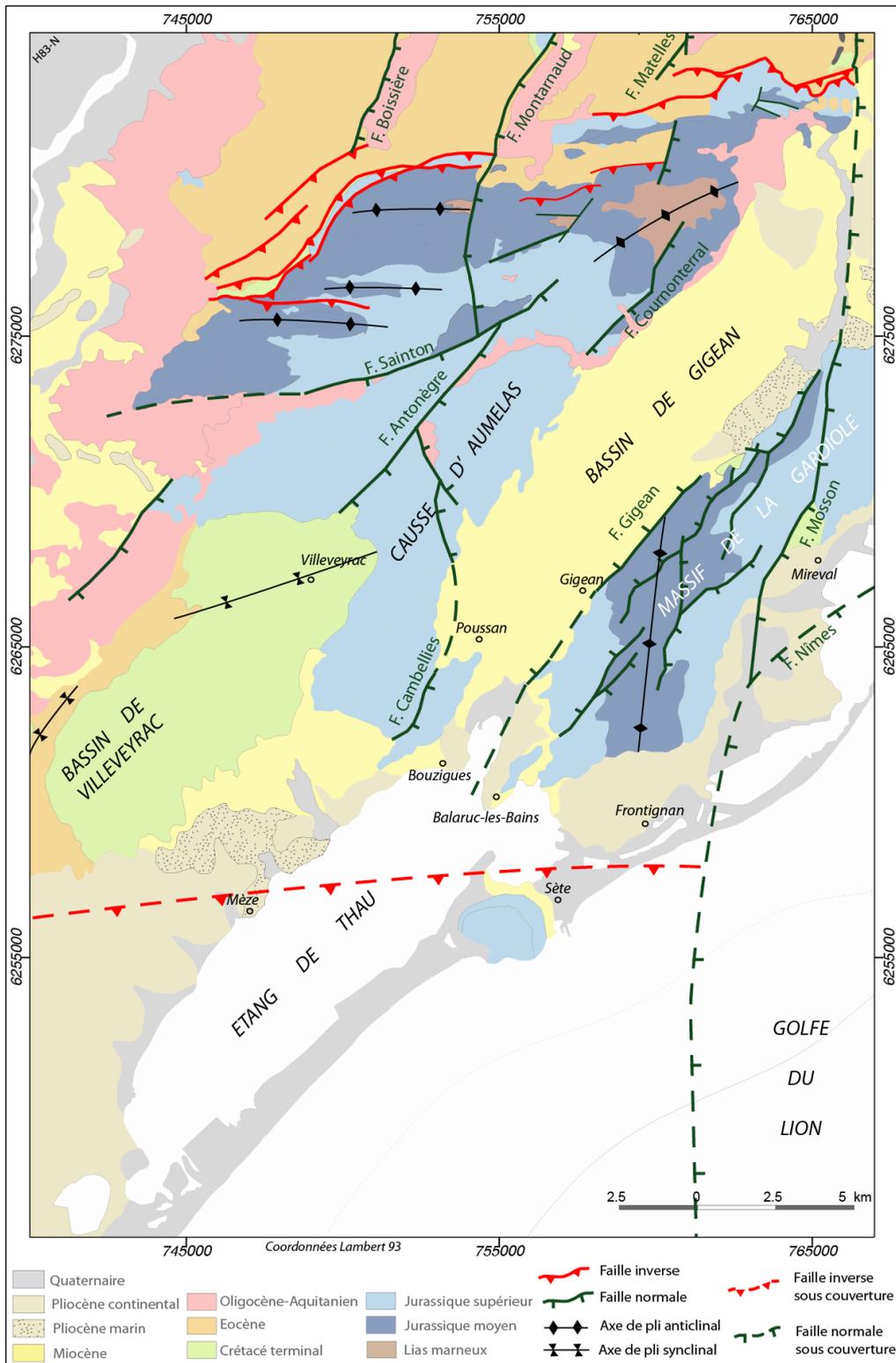


Figure 2-29 : Schéma structural préliminaire de la zone d'étude. Les accidents majeurs dessinés font partie des données d'entrée de modèle GeoModeller. Le tracé des failles sous couverture est incertain (en pointillé).

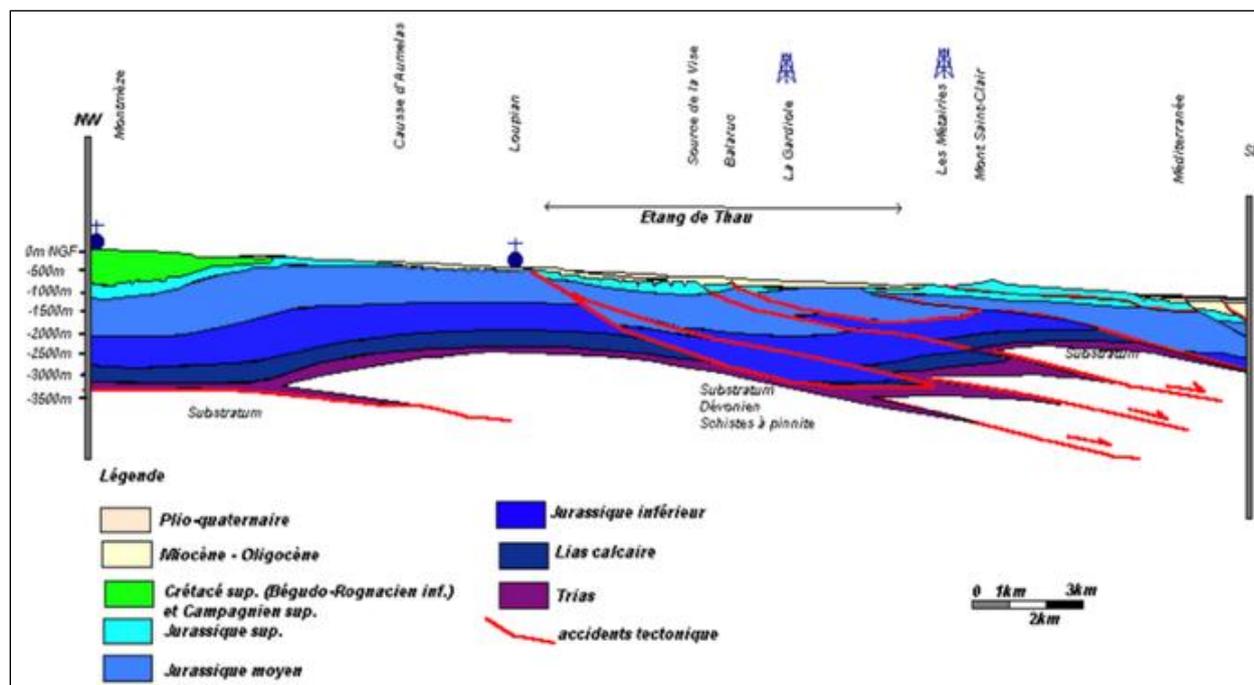


Figure 2-30 : Coupe géologique nord-ouest/sud-est passant par l'Étang de Thau (Aquilina et al., 2002; Dörfliker & Le Strat, 2001).

2.6.4. Intégration des données géophysiques

Les données gravimétriques et CSEM ne sont pas directement intégrées au modèle mais permettent de contraindre la géométrie du sous-sol du Bassin de Thau. La carte gravimétrique de l'anomalie résiduelle permet d'observer les gradients d'anomalies gravimétriques. Les discontinuités majeures (forts gradients) peuvent correspondre à des failles ou à des surfaces d'érosion majeure mettant en contact des lithologies de densités bien distinctes. Les cartes de résistivité associées permettent d'interpréter la présence de corps conducteurs en profondeur en lien avec des contrastes lithologiques et/ou la circulation de fluides minéralisés au sein de réservoirs poreux et perméables. Ces données permettent de préciser le schéma structural de la zone d'étude.

L'interprétation des profils sismiques permet de contraindre la géométrie des formations carbonatées, leur relation avec la couverture, ainsi que la géométrie des failles. Il est prévu d'interpréter (et pour certains ré-interpréter) les profils à partir du découpage stratigraphique choisi. Les profils sismiques issus des différentes campagnes d'acquisition (anciennes et nouvelles) permettent de dessiner des coupes sismiques à travers la zone d'étude. Par exemple, on peut proposer une coupe sismique régionale, agrégeant les profils H84D-F11-DEM1-DEM2-84SW25 (Figure 2-31). La corrélation terre-mer dans le Golfe du Lion est une des originalités de cette étude.

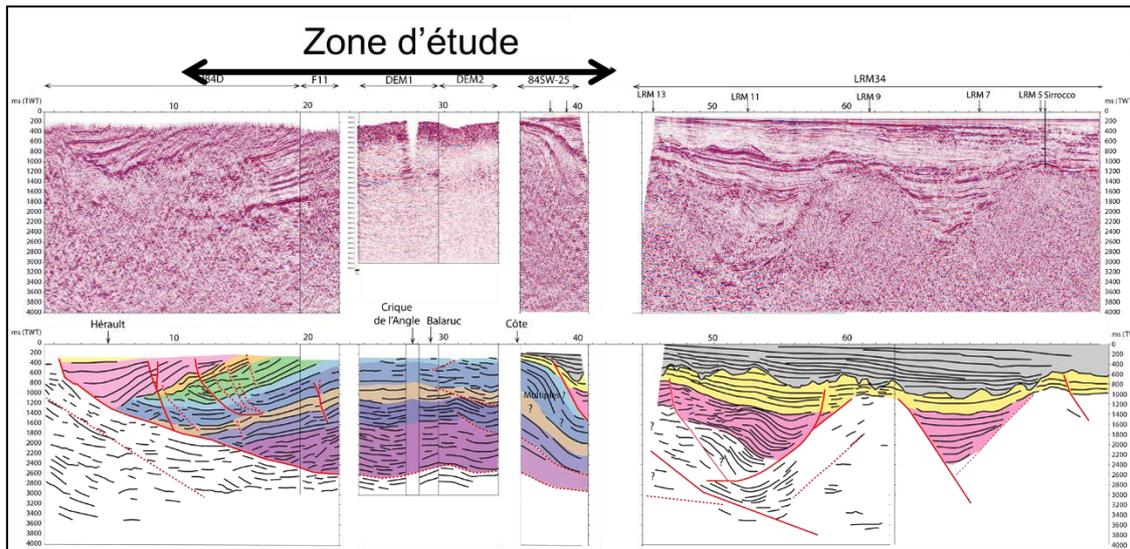


Figure 2-31 : Exemple d'agrégation et début d'interprétation de coupes sismiques.

2.6.5. Construction de coupes géologiques

Il existe plusieurs coupes dans la littérature passant par la zone d'étude. Alors que certaines représentent les structures et la pile sédimentaire à l'échelle régionale et crustale (Arthaud & Laurent, 1995; Arthaud & Séguret, 1981; Freytet, 1971; Séranne *et al.*, 1995), d'autres coupes sont focalisées sur la presqu'île de Balaruc et le Massif de la Gardiole notamment et à des fins hydrogéologiques (Aquilina *et al.*, 2002; Bérard, 1995; Cherel, 1985; Combes, 1965; Dörfliger & Le Strat, 2001; Tessier, 1986, 1988). Les études géologiques dans le cadre de DEM'Eaux Thau permettent de faire le lien entre les structures profondes et les réservoirs jurassiques plus superficiels, tout en intégrant les failles de socle, les failles de couverture et les formations aquifères et le fonctionnement de l'hydrosystème de Thau. Certaines de ces coupes, et notamment celles passant par les sources karstiques et thermales, seront révisées dans le cadre du projet. L'objectif final est de mettre en cohérence 3D l'ensemble des données disponibles en 1D (forages) et 2D (cartes, coupes, profils sismiques).

Les réservoirs d'eau sont fortement compartimentés, avec des failles majeures sur lesquels s'enracinent des failles secondaires, plus récentes. Cet ensemble structural complexe et fracturé est un lieu privilégié pour la remontée d'eau thermale qui interagit avec les eaux karstiques et marines dans des réservoirs superficiels. Les connaissances du contexte hydrogéologique et de la chimie des eaux dans les réservoirs sont un appui indispensable à la construction du modèle 3D.

3. Hydrogéologie de l'hydrosystème karstique de Thau

3.1. INTRODUCTION

Les principales actions du premier volet hydrogéologique du projet DEM'Eaux Thau concernent (1) la réalisation de nouveaux traçages pour préciser l'organisation des écoulements (Livrable L8), (2) les actions d'interprétation ou réinterprétation des essais de pompage; (3) l'étude des séries chronologiques de suivi des paramètres du milieu (H, Q, C et T) par les techniques du traitement du signal, (4) et de modélisation hydrogéologique à l'aide de modèle dit « globaux » (Livrable L9) dans le but de parfaire la connaissance sur le fonctionnement hydrodynamique de l'hydrosystème afin d'actualiser les modèles conceptuels de structure et de fonctionnement de l'hydrosystème. Ce travail s'appuiera notamment sur l'acquisition de données inédites sur le secteur thermal de Sète à l'aide d'un nouveau forage (Livrable L6) et la mise en place d'un suivi des débits de la source de la Vise (Livrable L7). Ces différentes actions en lien avec les ateliers géologiques et géochimiques déboucheront sur la réalisation d'un modèle hydrogéologique 3D de la zone d'étude dont les caractéristiques pourront être améliorées à l'aide du forage de reconnaissance profond (1000 m). Ce dernier sera réalisé dans le second volet de l'atelier hydrogéologique (Livrable L12).

Ces nombreuses investigations et le modèle hydrogéologique 3D se traduiront de manière concrète dans le second volet du projet par le développement d'un outil d'aide à la gestion des ressources en eau souterraine sur le territoire, capable de simuler différents scénarii (prélèvements, conditions climatiques particulières, changement climatique).

Ce chapitre 3 a pour objectif de faire une synthèse de l'état des connaissances disponibles sur la zone d'étude. La recherche bibliographique s'est particulièrement focalisée sur l'entité hydrogéologique dite « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy » qui appartient à la masse d'eau FRDG160 dont les principales caractéristiques seront présentées en préambule, puis détaillées dans les sous-chapitres suivants.

Cette synthèse s'appuie sur les éléments de connaissance consignés par les auteurs dans les synthèses précédentes : Marchal *et al.*, (1986), Tessier (1988), Auriol *et al.*, (1988), Bérard *et al.*, (1995), Ladouche *et al.*, 2001, Vigouroux *et al.*, Ladouche *et al.*, 2011, Ladouche et Lamotte (2015). Cette synthèse prend également en compte les très nombreuses informations disponibles au sein des nombreux rapports produits par les bureaux d'étude qui ont travaillé sur la zone d'étude (cf. liste bibliographique).

Après une brève présentation des méta-données collectées à ce jour (§ 3.2), seront présentées les informations portant sur les principaux exutoires naturels de l'entité (Vise, Cauvy, Ambressac et Issanka) et les limites de l'entité (§ 3.3, 3.4, 3.6 et 3.7). Un bilan des informations disponibles sur les essais de traçage est ensuite présenté (§ 3.5), suivi d'une importante description de l'historique des forages thermaux de Balaruc-les Bains et de Sète (§ 3.8 et 3.9). Une présentation du modèle distribué mis en œuvre en 2008 pour simuler l'aquifère contenu au sein de la masse d'eau FRDG160 est ensuite présenté au § 3.10. Un bilan des informations disponibles sur les phénomènes d'inversac a été également réalisé (§ 3.11), suivi d'un focus sur la valorisation des évolutions piézométriques au cours des phénomènes d'inversacs récents (§ 3.12).

Dans le § 4, une valorisation et interprétation des tests de pompage référencés sur la zone d'étude permettra d'illustrer, d'une part, l'existence de compartimentations au sein de l'aquifère jurassique et de structures drainantes associées au développement de la karstification et la présence d'accidents et, d'autre part, d'établir des statistiques sur la transmissivité et la perméabilité de l'aquifère du Jurassique.

3.2. PRÉSENTATION DES MÉTADONNÉES COLLECTÉES

Le tableau page suivante présente les données qui ont été collectées depuis le début du projet auprès des différents producteurs de données. Elles ne sont pas toujours présentes de manière exhaustive pour une période donnée. Ces lacunes existent pour diverses raisons : points non suivis, données non enregistrées ou perdues, attente de données de la part des producteurs, ...

Des conventions ont été signées entre le SMBT et les différents producteurs de données afin de pouvoir les bancariser et les valoriser dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau. Cet accès, parfois difficile, aux données est essentiel pour la conduite des différentes modélisations prévues dans le projet DEM'Eaux Thau.

Q : débit journalier (m3/j) ; P : piézométrie ; H : hauteur d'eau ; T : température ; C : conductivité; actuel = 30/11/2018; *type de suivi prévu												
Code BSS	ancien Code BSS	Nom commun	Appellation/lieu-dit	x_L9 ²	y_L9 ²	Réseau/producteur	P - H	T	C	Q	Volumes prélevés (annuel ou mensuel)	Suivi actuel
BSS002JEKE	10166X0253/P4	BALARUC-LES-BAINS	P4 La Balme	756846	6262232	BRGM/AFB	02/01/2003 - 07/09/2018	-	-	-		PT
BSS002JEKD	10166X0252/AMBRES	BALARUC-LES-BAINS	Source Ambressac	756539	6260705	BRGM puis SMBT	08/07/1998 - 09/02/2001 07/02/2018 - 27/09/2018	08/07/1998 - 09/02/2001 07/02/2018 - 27/09/2018	08/07/1998 - 09/02/2001 07/02/2018 - 27/09/2018	-		HTC
BSS002JDJN	10165X0021/CAUVY	BALARUC-LES-BAINS	Source Cauvy	755378	6260974	CD34	25/06/1998 - 24/10/2016	25/06/1998 - 24/10/2016	25/06/1998 - 24/10/2016		1988 - 1994 / 1997 - 2014	PTC
BSS002JDJN	10165X0021/CAUVY	BALARUC-LES-BAINS	Source Cauvy	755453	6260924	SMBT	depuis le 01/12/2018			depuis le 01/12/2018		HQ
-	-	BALARUC-LES-BAINS	Etang THAU	754483	6260247	Thermes	26/03/1998 - 10/04/2018	04/02/2004 - 17/05/2010				H
BSS002JDJXG	10165X0257/F14	BALARUC-LES-BAINS	Forage F14 Thermes	754506	6260253	Thermes	04/12/2007 - 05/04/2018	04/12/2007 - 05/04/2018	04/12/2007 - 05/04/2018	04/12/2007 - 05/04/2018	2007 - 2013	PTCQ
BSS002JDJUZ	10165X0183/F3	BALARUC-LES-BAINS	F3 (Parking)	754658	6260536	Thermes	30/08/2001 - 24/10/2017	14/07/2012 - 24/10/2017	14/07/2012 - 20/09/2017	-		PTC
BSS002JDJVA	10165X0184/F4	BALARUC-LES-BAINS	F4 Hôtel	754868	6260789	BRGM/AFB	30/08/2001 - actuel	01/06/2009 - 05/10/2017	30/08/2001 - 05/10/2017	-		PTC
BSS002JDJVB	10165X0185/F5	BALARUC-LES-BAINS	Forage F5 (MOURE)	754589	6260576	Thermes	01/01/2003 - 10/04/2018	01/01/2004 - 10/04/2018	04/04/2004 - 05/04/2018	01/01/2004 - 05/04/2018	1992-2003 avec lacunes	PTCQ
BSS002JDJXA	10165X0251/F6	BALARUC-LES-BAINS	Forage F6 (Hespéride)	754676	6260877	BRGM/Demeaux	01/01/2007 - 16/10/2014	01/01/2007 - 17/10/2014	-	01/01/2007 - 17/10/2014		PTC
BSS002JDJWH	10165X0234/SNTCLR	BALARUC-LES-BAINS	Forage F8 (Saint Clair)	754773	6259905	Thermes	09/01/2003 - 10/04/2018	02/02/2003 - 10/04/2018	09/01/2003 - 05/04/2018	09/01/2003 - 05/04/2018	1992-2003 avec lacunes	PTCQ
BSS002JDJXB	10165X0252/F9	BALARUC-LES-BAINS	Forage F9 (Ase)	754588	6260575	Thermes	01/01/2004 - 10/04/2018	01/01/2004 - 10/04/2018	01/01/2004 - 05/04/2018	01/01/2004 - 05/04/2018	1996-2003 avec lacunes	PTCQ
BSS002JDJXD	10165X0254/F10	BALARUC-LES-BAINS	F10	754588	6260019	Thermes	11/08/2000 - 24/10/2017	15/09/2015 - 24/10/2017	15/09/2015 - 13/05/2016			P
BSS002JDJMR	10165X0004/ISTPE	BALARUC-LES-BAINS	la Vise	754410	6260718	BRGM/Demeaux	26/03/1998 - 24/01/2008	26/03/1998 - 24/01/2008	26/03/1998 - 18/01/2007			PTCQ
BSS002JDJNH	10165X0020/Therma	BALARUC-LES-BAINS	S12 Ecole Balaruc	754907	6260374	SMBT	28/03/2018 - 27/09/2018	28/03/2018 - 18/09/2018	28/03/2018 - 18/09/2018			PTC
BSS002JJCZU	10162X0194/BV39	BALARUC-LE-VIEUX	F2 Frescaly	756045	6263857	SETE/SUEZ puis SMBT 2ème trimestre 2018	03/02/1992 - 16/03/2017					PTC
BSS002JJCZV	10162X0195/BV41	BALARUC-LE-VIEUX	F3 Vignes	755910	6263913	SETE/SUEZ puis SMBT 2ème trimestre 2018	03/02/1992 - 01/06/2015					PTC
BSS002JJCZX	10162X0197/BV145	BALARUC-LE-VIEUX	F4 El Cantou	756617	6264823	SETE/SUEZ	03/02/1992 - 16/03/2017					PTC
BSS002JJCMA	10161X0226/BV146	BALARUC-LE-VIEUX	F5 Autoroute	755375	6263992	SETE/SUEZ puis SMBT 2ème trimestre 2019	03/02/1992 - 16/03/2017					(PTC)*
BSS002JEHM	10166X0212/BV83	BALARUC-LE-VIEUX	CGE Tennis	755777	6262898	BRGM/AFB	03/02/1992 - actuel	31/03/2016-actuel	31/03/2016-actuel			PTC
BSS002JCUZ	10162X0030/DEBIT	BALARUC-LE-VIEUX	Station jaugeage Vène, aval CC Issanka	756168	6264296	HSM	-		04/04/2003 - 31/12/2015	01/01/1999 - 01/01/2016		Q

Q : débit journalier (m3/j) ; P : piézométrie ; H : hauteur d'eau ; T : température ; C : conductivité; actuel = 30/11/2018; *type de suivi prévu												
Code BSS	ancien Code BSS	Nom commune	Appellation/lieu-dit	x_L93	y_L93	Réseau/producteur	P - H	T	C	Q	Volumes prélevés (annuel ou mensuel)	Suivi actuel
BSS002JCUY	10162X0029/DEBIT	COURNONSEC	Station jaugeage Vène, Pont D5	756337	6270693	HSM	-		20/04/2003 - 28/08/2015	02/10/2002 - 02/01/2016		Q
BSS002JDBC	10162X0226/V	COURNONSEC	Piézo Vène	756188	6270819	BRGM/AFB	13/07/2005 - actuel	01/04/2015-actuel				PT
BSS002JCUQ	10162X0019/CGE	GIGEAN	S19	756289	6265686	BRGM/DREAL-abandonné	24/09/1999 - 03/09/2007	23/09/1999 - 01/09/2004				abandonné
-	-	LOUPIAN	Cambelliès	751107	6262201	SMBT	22/06/2018 - actuel					P
BSS002GPF5	09906X0161/PZ1	PIGNAN	Maison de retraite	760362	6276230	BRGM/AFB	16/12/2003 - actuel					P
BSS002GPFH	09906X0149/TOUAT	PIGNAN	Touat	761921	6277358	BRGM-abandonné	28/06/2006 - 18/01/2013					abandonné
BSS002GPF8	09906X0160/BLIDOU	PIGNAN	Boulidou	759834	6275755	SBL	28/01/2014-10/06/2014			01/01/2010 - 31/12/2013	2010 - 2013	PQ
BSS002GPFN	09906X0157/FP	PIGNAN	Olivet	762375	6278100	SBL	28/01/2014-10/06/2014					PQ
BSS002JCZN	10162X0184/F7	POUSSAN	F7 - parc Issanka	756296	6264429	SETE/SUEZ	02/12/2006 - 01/06/2015			02/01/2012 - 02/07/2014		PTCQ
BSS002JCZA	10162X0136/F5	POUSSAN	F5 - parc Issanka	756501	6264714	SETE/SUEZ	14/05/2005 - 16/03/2017			02/01/2012 - 02/07/2014		PQ
BSS003CJQG	BSS003CJQG	POUSSAN	F6 Décharge	756253	6264368	SETE/SUEZ	03/02/1992 - 01/06/2015					P
-	-	POUSSAN	Conduite gravitaire	756208	6264364	SETE/SUEZ				01/02/2008 - 01/02/2015	1969 - 2008 avec lacunes	Q
-	-	POUSSAN	Suivi sur la Vène - Bourges	756320	6264409	SETE/SUEZ	01/01/2005 - 01/06/2016					H
-	-	POUSSAN	Suivi sur la Vène - Issanka	756533	6264729	SETE/SUEZ	01/01/2005 - 01/06/2016					H
BSS002JCUL	10162X0010/ISKA	POUSSAN	Source Issanka	756512	6264734	SETE/SUEZ	01/01/2005 - 01/06/2016	06/05/2008 - 01/06/2015	01/02/2008 - 01/06/2015	01/02/2008 - 01/06/2015		PTC
BSS002JCZF	10162X0177/BOURGE	POUSSAN	Source Pavillon Bourges	756313	6264415	SETE/SUEZ	01/01/2005 - 01/06/2016					PTC
BSS002JCSQ	10161X0360/PIEZ	POUSSAN	Forage Carrière GSM	751878	6264630	SMBT	23/06/2017 - 16/04/2018	23/06/2017 - 14/02/2018	23/06/2017 - 14/02/2018			PTC
BSS002PYCD	BSS002PYCD	POUSSAN	Piézo Carrière GSM	751198	6266023	GSM/ Berga Sud	15/09/2016 - 27/07/2017					PTC
BSS003CGKO	BSS003CGKO	SETE	Forage Stade Michel	754219	6257281	BRGM/Demeaux	07/06/2018 - actuel	07/06/2018 - 05/09/2018	07/06/2018 - 05/09/2018			PTC
BSS002JCMX	10161X0247/CHARM	VILLEVEYRAC	Puits Mas du Charmant	749936	6268326	BRGM-abandonné	28/04/1999 - 20/10/2002					abandonné
BSS002JCLT	10161X0170/FARRIL	VILLEVEYRAC	La Calade St Farriol	749368	6266070	Mairie de Villeveyrac/BRL						PQ
BSS002JCSP	10161X0359/F1	VILLEVEYRAC	La Laurède (Eboulé)	750729	6265660	SODICAPEI	10/04/2009 - 03/06/2014					P (manuel)
BSS002JCLY	10161X0214/ROQUE	VILLEVEYRAC	Roquemal 2	750115	6268225	SODICAPEI	10/04/2009 - 03/06/2014					P (manuel)
BSS002JCLW	10161X0212/REC	VILLEVEYRAC	Rech	749972	6266515	SODICAPEI	10/04/2009 - 03/06/2014					P (manuel)
BSS002JCLX	10161X0213/USCLA	VILLEVEYRAC	Usclades	750775	6268110	SODICAPEI	10/04/2009 - 03/06/2014					P (manuel)

3.3. GÉNÉRALITÉS SUR LA MASSE D'EAU ET L'ENTITÉ HYDROGÉOLOGIQUE « AUMELAS-VÈNE-ISSANKA-CAUVY »

Les points d'eau considérés dans cette étude concernent la masse d'eau FRDG160 « Calcaires jurassiques du pli ouest de Montpellier et formations tertiaires, unité Thau Montbazin - Gigan Gardiole », issue du redécoupage de la masse d'eau souterraine FRDG124 dite du Karst du Pli Ouest de Montpellier, et du regroupement des entités « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy » et « Gardiole Est » dans le projet de SDAGE 2016-2021. Les ressources identifiées sont d'intérêt majeur pour le territoire concerné, que ce soit pour l'alimentation en eau potable (ville de Sète, et anciennement par SIAEP Balaruc-Frontignan au niveau de Cauvy), le développement économique avec en particulier l'activité conchylicole au niveau de l'étang de Thau et le thermalisme sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains. Ce secteur de Balaruc-les-Bains est situé au sein d'un milieu naturel de convergence d'eaux provenant de divers systèmes superficiels et profonds d'eau souterraine : eaux karstiques froides en provenance des Causses d'Aumelas et de la Gardiole, eaux d'origine marine (étang et mer) et eaux thermales minéralisées d'origine profonde. Ces différentes ressources constituent des réservoirs en interaction les uns avec les autres.

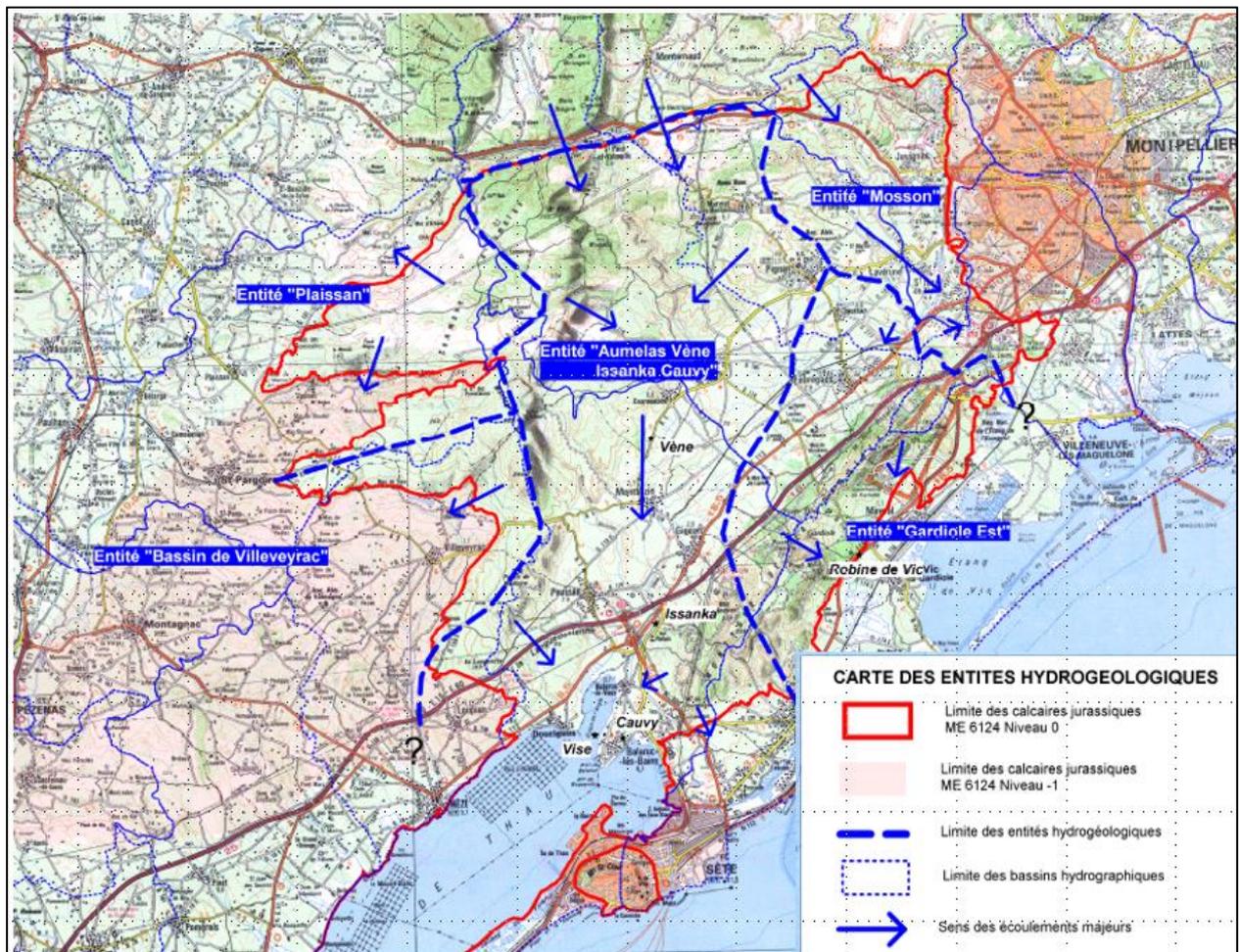


Figure 3-1 : Carte des entités hydrogéologiques du secteur d'étude (extrait du Vigouroux et al., 2008).

L'entité « **Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy, ie « A-V-I-C »** » s'étend de Saint-Paul et Valmalle au nord jusqu'à Sète au sud (Figure 3-1). Les formations calcaires jurassiques affleurent sur la partie septentrionale jusqu'à Cournonterral, Montbazin et Poussan et plus au sud sur la terminaison occidentale de la Gardiole entre Gigean, Frontignan et Balaruc. En bordure de l'Étang de Thau, les calcaires s'enfoncent sous des formations tertiaires et quaternaires. Le Mont Saint-Clair à Sète est rattaché à cette entité, entre Balaruc-Les-Bains et Sète, les calcaires jurassiques étant recouverts par des formations plus récentes (Miocène, Pliocène).

L'écoulement général de l'aquifère au sein des calcaires jurassiques s'organise selon une direction nord-ouest/sud-est. Un axe de drainage apparaît entre la source de la Vène et la source d'Issanka démontré par essai de traçages (cf. § 3.5). On peut noter que globalement les directions d'écoulement générales mises en évidence sur les différentes cartes piézométriques ne varient pas en fonction des conditions hydrologiques (cartes présentées en annexe 1). L'existence des pertes du Coulazou dont le bassin versant s'étend au-delà de la limite de la masse d'eau implique la prise en compte du bassin versant amont du Coulazou dans la délimitation de l'impluvium karstique de "Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy. Ces pertes ont lieu au sein des calcaires jurassiques entre la limite nord de l'entité (chevauchement de Montpellier) et l'entrée du cours d'eau sur la molasse miocène : des informations plus détaillées du fonctionnement de ces pertes sont présentés dans le chapitre 3.7. L'émergence temporaire de la Vène et des Oulettes (trop-pleins, pt 9 et 33 sur la figure 3-2) et plus au Sud, les sources d'Issanka (pt 43 sur la figure 3-2) et, plus en aval encore, la source sous-marine de la Vise (pt 3) constituent les principaux exutoires de cette entité karstique « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy ». La partie occidentale du massif de la Gardiole entre Gigean et Frontignan est drainée principalement vers la source Cauvy (pt 7) et la source d'Ambressac (pt 8) à Balaruc-Les-Bains et également par la Vise. La limite orientale de cette entité est marquée par des écoulements vers la presqu'île de Balaruc pour l'entité « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy » et vers la Robine de Vic (pt 46) pour l'entité « Gardiole Est ». L'emprise de l'impluvium de la zone d'étude (entité « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy ») couvre environ 200 km².

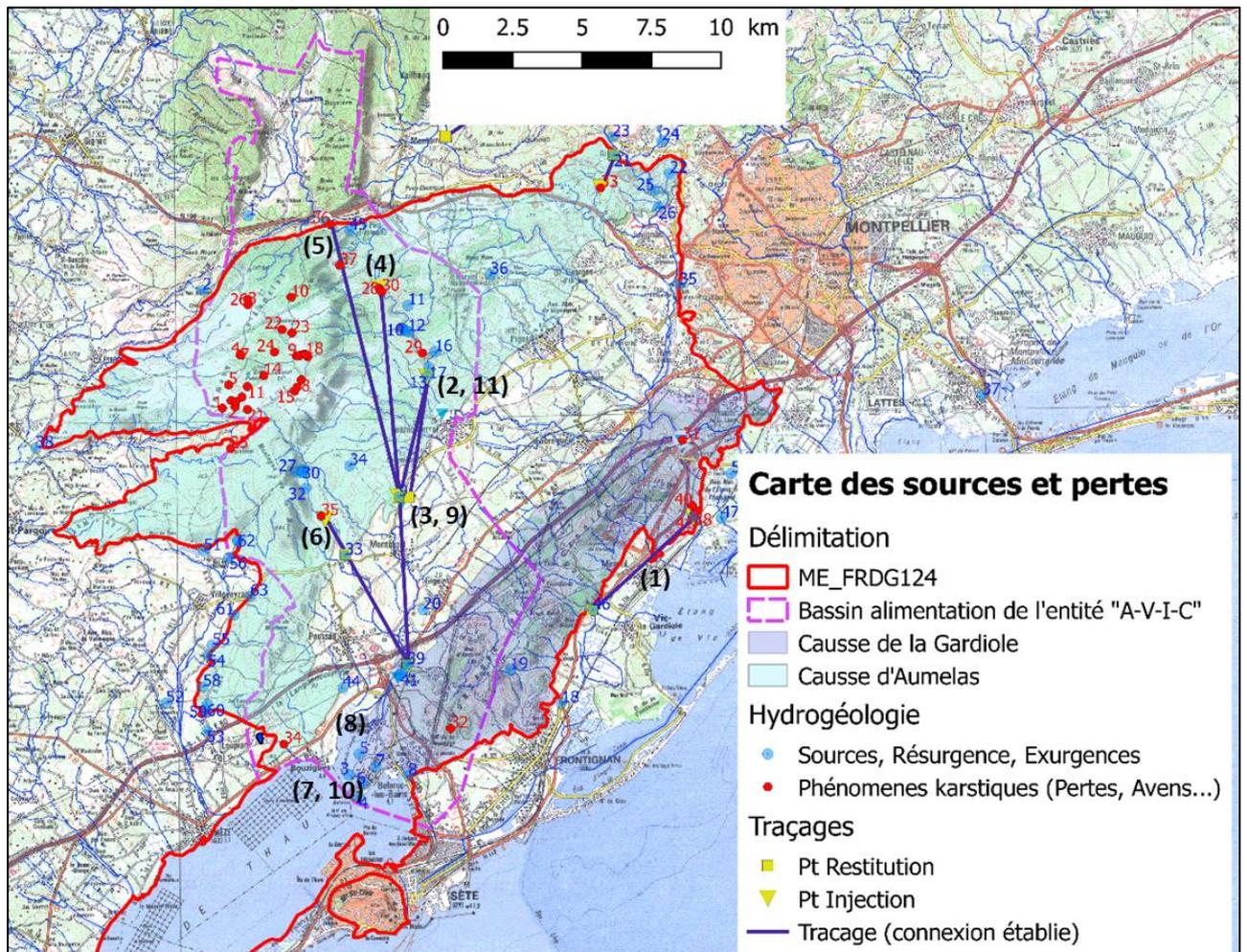


Figure 3-2 : Carte de localisation des sources et pertes et des résultats des essais de traçage, focus sur l'entité « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy, ie A-V-I-C » (adapté de Vigouroux et al., 2008).

Les listes des points d'eau et des phénomènes karstiques (chiffres en bleu) sont reportées en annexe 1. Les références des traçages (en noir) sont rassemblées en annexe 4.

La source de la Vise est l'exutoire le plus aval du système et constitue naturellement le lieu de convergence des eaux karstiques froides en provenance des Causses d'Aumelas et de la Gardiole, d'eaux thermales minéralisées d'origine profonde et d'eaux d'origine marine (étang et mer). Ces différentes ressources constituent des réservoirs en interaction les uns avec les autres. En période de basses eaux, toute action, intervention et/ou modification des régimes d'exploitation sur l'une des composantes du système karstique dans ce secteur sensible en fragile équilibre, peut être à l'origine de la survenue du phénomène d'inversac (cf. § 3.11.) qui induit des perturbations notables sur l'ensemble des ouvrages exploités, tant pour les Thermes que pour l'eau douce de la presqu'île de Balaruc. **L'amélioration de la compréhension de ce phénomène et des facteurs et mécanismes déclencheurs constitue un enjeu majeur pour une meilleure gestion de la ressource de cette entité hydrogéologique et constitue l'un des verrous scientifiques du projet DEM'Eaux Thau.**

3.4. INFORMATIONS SUR LES PRINCIPAUX EXUTOIRES NATURELS DE L'ENTITÉ « AUMELAS-VÈNE-ISSANKA-CAUVY, IE A-V-I-C »

3.4.1. Source de la Vise

La source sous-marine de la Vise située dans l'étang de Thau constitue l'un des exutoires naturels les plus importants de l'aquifère des calcaires karstifiés du Jurassique, les autres exutoires de trop-plein du système karstique étant les sources de Cauvy, d'Ambressac et d'Issanka.

a) Description des conditions d'émergence

La source sous-marine de la Vise (BSS002JDMR, ancien code 10165X0004/ISTPE) parfois appelée Abysse émerge dans l'étang de Thau autour de 30 m de profondeur (entre -28 m et -31 m), au niveau d'un banc de calcaires coquilliers attribué au Miocène. La topographie du gouffre de la Vise (cf. Figure 3-3 et 3-6) qui s'étend sur un diamètre d'environ 120 m se rétrécit à 3 m de profondeur assez rapidement jusqu'à 25 m suivant une pente faible (1/3) de -3 à -10 m, qui passe à 1/2 entre 10 et 25 m. Entre 25 m et le fond du gouffre, la pente devient importante et présente un angle de 45° environ par rapport à la verticale. Jusqu'à 27 m de profondeur, le cône est couvert de vases sableuses et de débris de coquilles. Il est indiqué (Bérard, 1995) qu'une faune importante vit au fond du gouffre au contact de l'eau sortant du rocher (moules, huitres, oursins et anguilles).

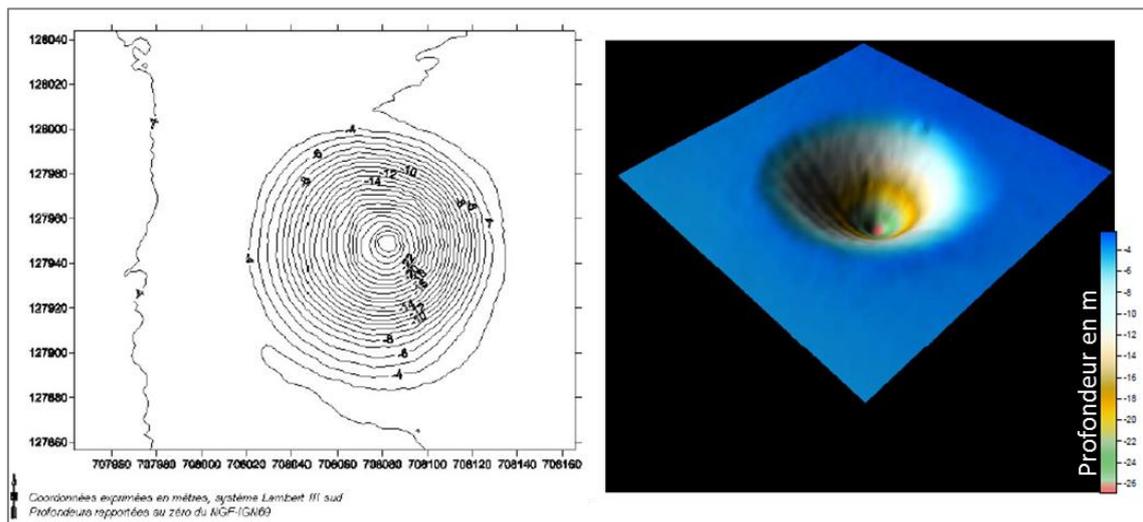


Figure 3-3 : Bathymétrie du gouffre de la Vise (janvier 2004, extrait BRGM/RP 53840-FR).

La plongée de la Comex en 1966 a permis de préciser les conditions d'émergence de la Vise (cf. Figure 3-4). La source principale sort d'une dalle calcaire coquillier et présente un orifice de forme rectangulaire de dimension réduite (1.2 m x 0.18 m à 0.25 m). L'ouverture semble se prolonger en profondeur suivant un conduit circulaire de 0.5 m de diamètre reconnu sur quelques mètres de profondeur (4-5 m).

Un second griffon situé à 1 m au-dessus du banc calcaire de dimension plus réduite (ouverture de 0.1 à 0.2 m x 0.4 m) a été également repéré. Un troisième griffon situé à environ 4 m au-dessus de la source principale est également décrit de dimension (0.1x0.3 m).

La température mesurée de l'eau de la Vise est de 21°C. Avec une faible minéralisation, la teneur en chlorure est de 1 g/l environ.

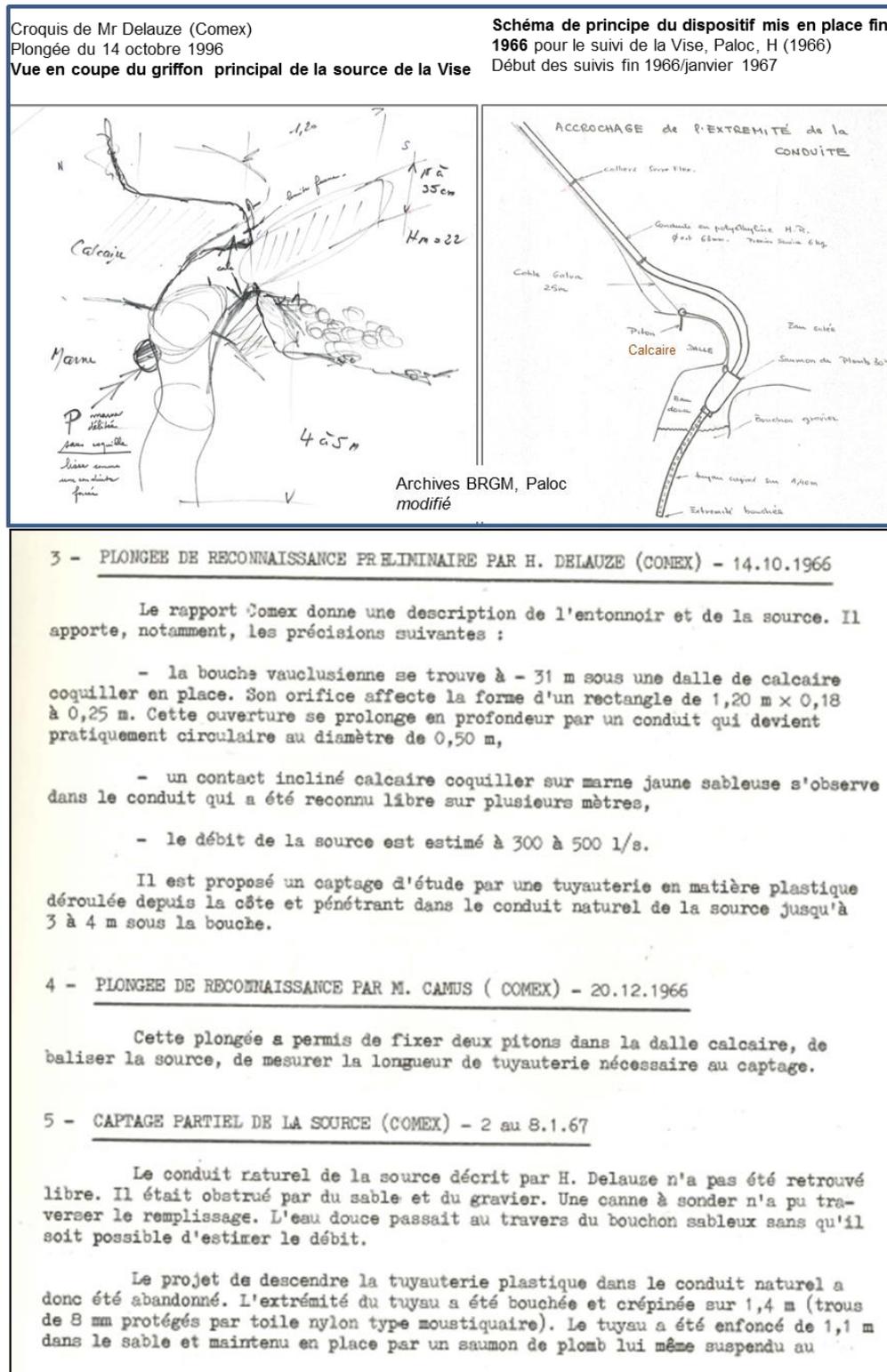


Figure 3-4 : Compte rendu de la plongée de reconnaissance de 1966 et descriptif du système expérimental mis en place par Paloc (1966).

b) Description des dispositifs de suivis et de captage de la source

Ci-après sont présentés les principaux dispositifs de suivis et de captage de la source ainsi que les événements importants autour de la source.

1967. Le dispositif imaginé par Lemaire et Paloc, en 1967 pour suivre la qualité physico-chimique de l'eau de la source principale la plus profonde, est présenté sur la Figure 3-4. L'extrémité du dispositif est constituée d'un tube crépiné maintenu dans l'orifice par un lest en plomb de 30 kg fixé à la barre calcaire. L'autre extrémité du tuyau a été ramenée à terre dans un abri laboratoire implanté par le BRGM et constitué de deux fosses étanches en forme de puits, l'une pour le suivi de la Vise, l'autre pour le suivi de l'amplitude des marées de l'étang de Thau. Le dispositif de la Vise a permis de mesurer les variations de charge hydraulique de la source. Aucune information n'est disponible concernant la durée de fonctionnement de ce dispositif expérimental. Dans le courant de l'année 1967, un phénomène d'inversac se produit suite à l'exploitation de la mine de bauxite de Cambelliès. La description des données acquises pendant l'inversac de 1967-1968 est présentée dans le chapitre 3.11.

1975-1976. Première utilisation pour l'aquaculture. Selon Bérard (1995), le griffon principal de la source a été capté par le GAEC « Les poissons du Soleil » pour l'approvisionnement en eaux tièdes des bassins aquacoles. Les débits prélevés à cette période ne sont pas connus. Selon Bérard 1995, l'utilisation de la ressource se produisait de façon sommaire.

1981. Installation d'une coiffe métallique pourvue de clapets en prise direct sur le griffon principal de la source. Cette « cloche » raccordée à une conduite d'évacuation de 500 mm de diamètre acheminait l'eau tiède de la source jusqu'au rivage, dans un puisard de reprise. Selon Bérard (1995), y était associée une prise d'eau avec crépine un peu au-dessus de la cloche. Après utilisation par le GAEC, l'eau pompée par le dispositif était rejetée dans l'étang. Selon Bérard (1995), l'exploitation de la Vise était variable selon la période de l'année. Pour 1986, les modalités de prélèvement ont été les suivantes :

- de janvier à février : 400 m³/h ;
- de mars à mai : 100 à 150 m³/h ;
- de juin à octobre : pas de prélèvement ;
- de novembre à décembre : 400 m³/h.

Du point de vue de la qualité physico-chimique, selon les quelques informations disponibles, l'eau pompée par le dispositif en décembre 1983/janvier 1984 a présenté une température comprise entre 12 °C et 17 °C, la salinité étant respectivement comprise entre 16 g/l et 10 g/l (cf. Figure en Annexe 1). Compte tenu de la salinité de l'étang (autour de 35 g/l) et de la Vise (autour de 2 g/l), le mélange pompé à 400 m³/h (débit supposé à cette période de l'année compte tenu des informations disponibles) était composé d'une part importante d'eau salée de l'étang.

1984. [extrait du CR de la réunion du 5/07/84 (en mairie de Balaruc-les-Bains)]. À la demande des pêcheurs, le GAEC « Les poissons du Soleil » a arrêté le pompage de la Vise et a ouvert les vannes de la cloche dans le but de « décolmater » le gouffre de la Vise qui s'était fortement envasé depuis l'installation de la cloche (1981). Cette action a provoqué un phénomène d'inversac qui s'est traduit par une brusque élévation de la salinité des eaux du captage de Cauvy (cf. § 3.11), une importante remontée des niveaux piézométriques est également observée. L'analyse du phénomène qui a été réalisé à l'époque est le suivant : « Depuis 3-4 ans,

sécheresse exceptionnelle et donc étiage très sévère. Le GAEC « Les poissons du soleil » a continué à pomper à 400 m³/h dans un dispositif rendu étanche. Ce pompage a mis le karst en dépression du fait du déficit hydraulique. A l'ouverture des vannes du dispositif, il y a eu alors injection d'eau salée par le gouffre de la Vise jusqu'au moment où un nouvel équilibre hydraulique s'est établi dans le karst ».

Les actions actées en 1984 ont été les suivantes :

- « Réalisation de l'étanchéité de la cloche au fond du gouffre de la Vise » ;
- « Pompage au débit maximum possible (500 m³/h) », l'objectif de cette action n'a pas été précisé dans le compte-rendu (pour « enlever » l'eau saumâtre infiltrée dans le karst ?) ;
- « Contrôle de l'étanchéité du dispositif et de l'évolution de la salinité et de la température de la Vise et de Cauvy ».

1993. Le 7 Octobre 1993, la destruction de la cloche de la Vise suite à une intervention demandée par la prud'homie, provoque un phénomène d'inversac. Depuis cette date, l'eau de la source n'est plus utilisée. La description des impacts de cet épisode est présentée dans le § 3.11. Les informations sur les modalités d'exploitation de la source en 1992 sont présentées sur la Figure 3-5. Par rapport à la situation de 1986, on note que des prélèvements ont été effectués au cours de la période d'étiage. Une diminution notable de la température des eaux thermales (forages thermaux de Balaruc-les-Bains) est documentée suite au pompage de la Vise.

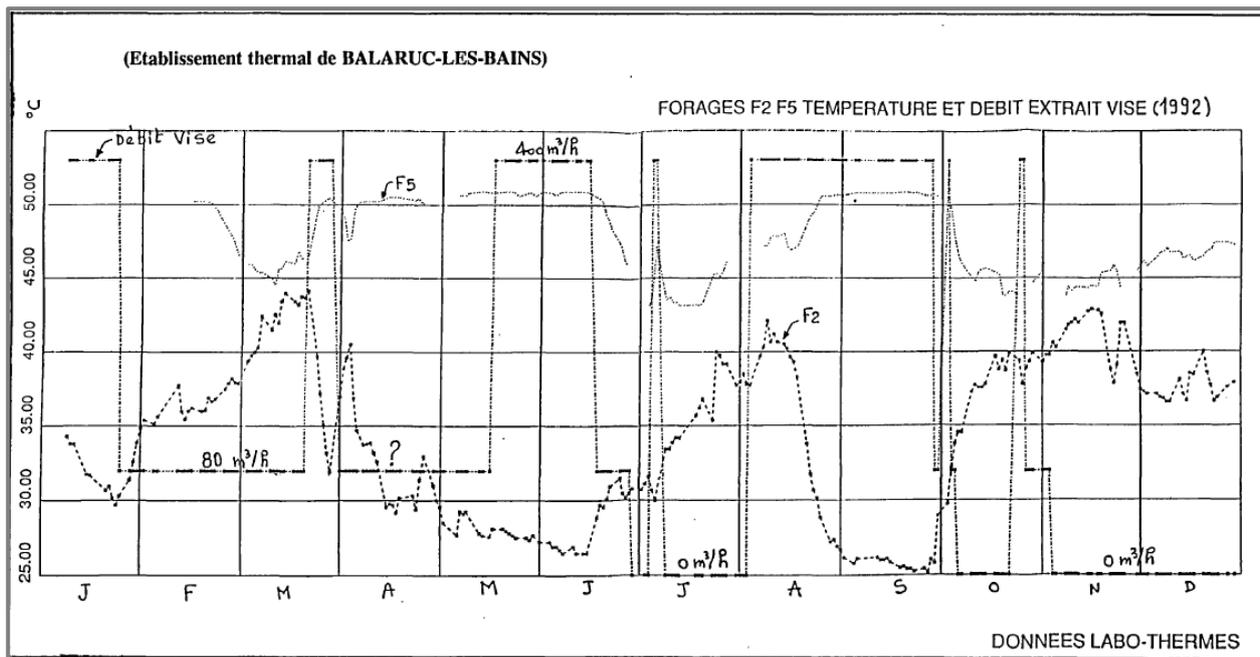


Figure 3-5 : Évolution du débit pompé à la source de la Vise en 1992.

1997-2000. En décembre 1997, dans le cadre de l'étude BRGM/DIREN sur la structure et le fonctionnement de l'hydrosystème karstique de Thau (Ladouche *et al.*, 2001), les plongeurs du Service Maritime du Languedoc Roussillon (SMNLR) installent un dispositif de mesure expérimental pour le suivi hydrodynamique et physico-chimique de la source. Sur le principe, le dispositif de mesure est inspiré de celui de Lemaire et Paloc (1967), toutefois c'est le griffon supérieur de la source qui a été équipé (Figure 3-6). Ce micro-captage réalisé à l'aide d'un tube PVC et d'un tuyau de PET d'une longueur de 180 mètres permettait de ramener sur le rivage l'eau pour le suivi hydrogéologique. Le débit du dispositif était de 0,25 l/s, l'eau de la Vise mettait

environ 1 h 30 à 2 h 00 pour parcourir les 300 m jusqu'au dispositif de mesure situé sur le rivage à proximité des pompes du GAEC « Poissons du Soleil ». La température mesurée dans le dispositif n'était donc pas représentative de celle de la source car l'eau dans le tuyau s'équilibrait d'un point de vue thermique avec l'eau de l'étang. Les données des suivis sont représentés en annexe 1. Le tuyau du dispositif a été endommagé au début de l'année 2000, sans possibilité de réparation, la fuite suspectée n'ayant pas pu être localisée par les plongeurs.

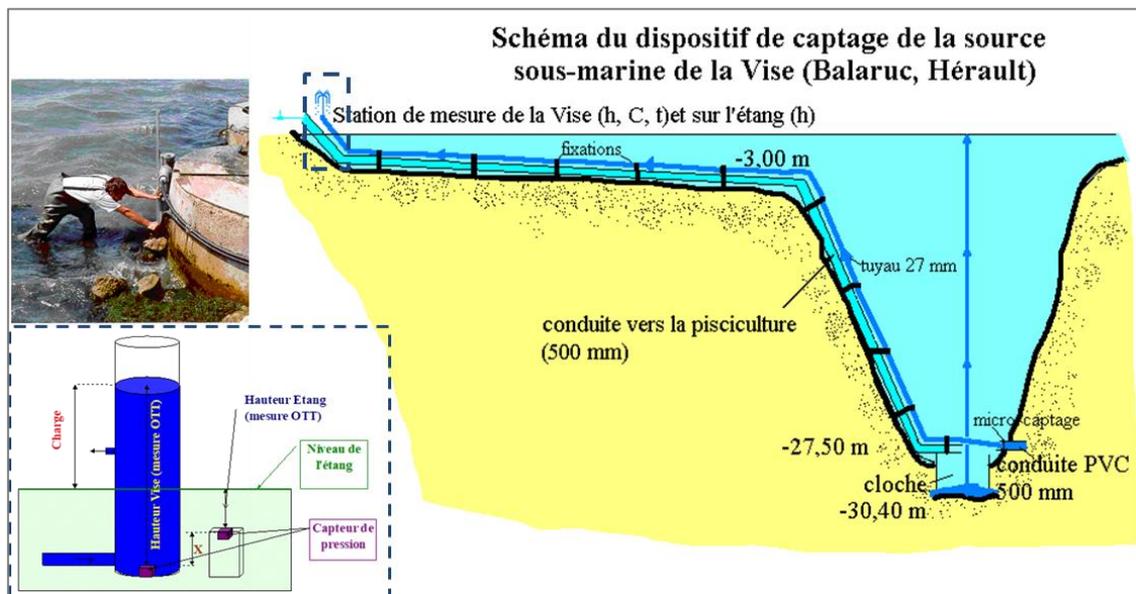


Figure 3-6 : Détail du dispositif d'observation de la source de la Vise entre 1998 et 2000 (Ladouche et al., 2001).

2000. Au cours de l'année 2000, suite à la reconnaissance par les plongeurs du Service Maritime (SMNLR) lors d'une opération visant à détecter des pannes du système de mesures des paramètres physico-chimiques de la Vise, il a été constaté une modification des conditions d'émergence de la Vise (Figure 3-7). Cette modification a été réalisée par le GAEC « Poissons du Soleil ». Si le gouffre principal n'est pas obstrué par une cloche comme avant 1993, une « caisse » grillagée faisant office de grosse crépine à l'extrémité des conduites reliées au système de pompage, repose au niveau du griffon principal sur les structures de l'ancienne cloche. Ce dispositif a été retiré en 2001.



Figure 3-7 : Constat des équipements mis en place en 2000 sur la source de la Vise par le GAEC « Poissons du soleil ».

2004-2008. De 2004 à 2008, Hydrosiences Montpellier a équipé un des griffons secondaires d'un système de captage pour ramener l'eau sur le rivage (Figure 3-8), sur le même principe que celui de la période 1998-2000. Le dispositif de mesure a été opérationnel de février 2004 à janvier 2008, avec de nombreuses lacunes de mesures pour la conductivité et la température, notamment.

Depuis 2008, la source de la Vise ne fait plus l'objet d'aucun suivi.

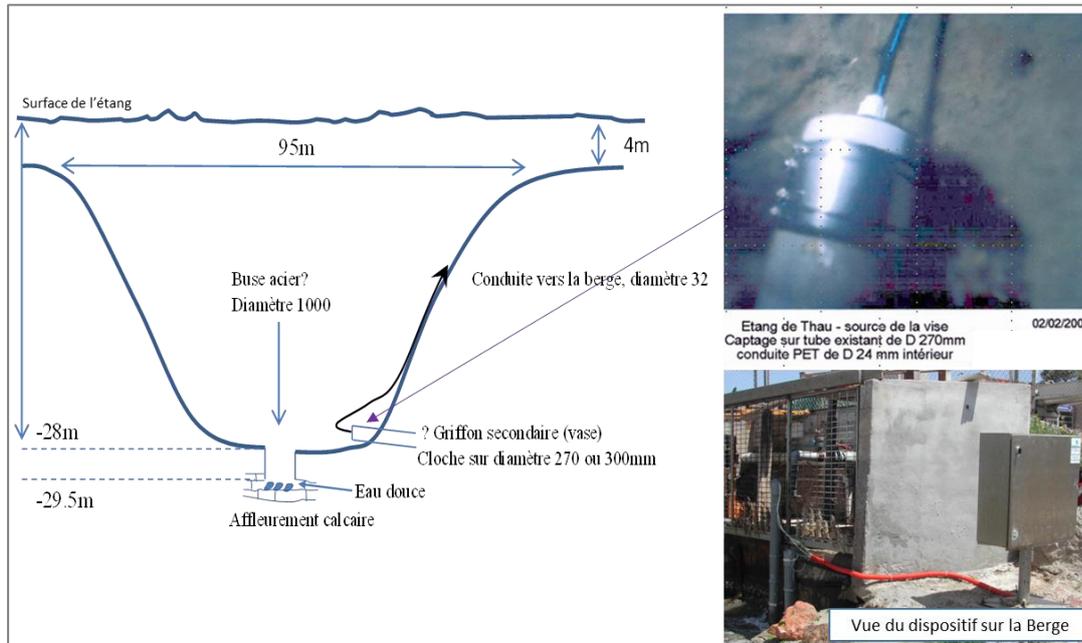


Figure 3-8 : Détail du dispositif d'observation de la source de la Vise entre 2004 et 2008 (modifié d'après Hydrosience Montpellier).

c) Informations sur le débit de la source de la Vise

Le débit de la source de la Vise demeure toujours mal connu à ce jour. La source de la Vise ne peut débiter que si la pression de ses eaux au niveau des griffons excède celle exercée par la colonne d'eau salée les surmontant.

Lors de la plongée de reconnaissance de la Comex en octobre 1966, les débits ont été estimés entre 300 l/s et 500 l/s.

En mars 1999, suite à une cartographie détaillée des caractéristiques des eaux de la lagune dans un périmètre proche et au sein du gouffre de la Vise à l'aide de profils physico-chimiques et d'analyses chimiques, l'organisation spatiale des écoulements a pu être qualifiée (Ladouche *et al.*, 2001). Les données de cette expérimentation montrent que les panaches d'eau chaude et moins salée causés par le débit de la source sont localisés au droit du prolongement du gouffre de la Vise (Figure 3-9).

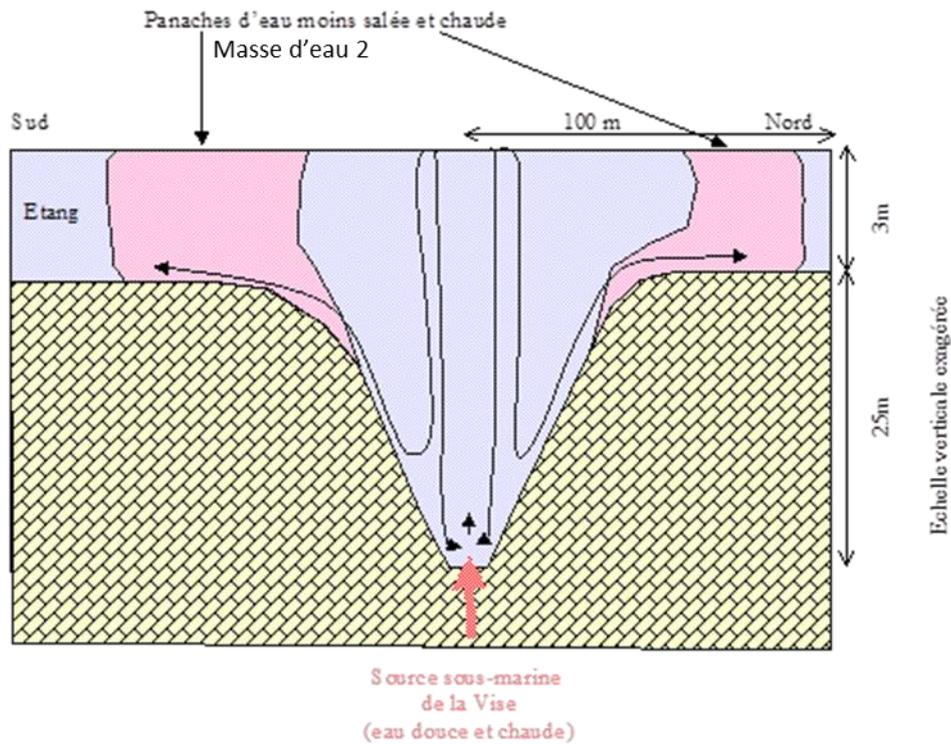


Figure 3-9 : Schéma conceptuel de l'organisation des écoulements au sein et au voisinage du gouffre de la source de la Vise (BRGM/RP-50787-FR).

Dans les conditions des mesures réalisées en mars 1999, il apparaît donc que :

- l'essentiel du flux d'eau sortant de la Vise se propage verticalement et vers le haut au droit de la source. Les données de modélisation (champ de vitesse) sont en accord avec le résultat du traitement des mesures hydrochimiques (localisation de la masse d'eau 1 au droit de l'émergence) ;
- lors de leur remontée vers la surface, les eaux se partagent en deux groupes :
 - les eaux les plus internes à cette zone d'écoulement vertical sont reprises dans un flux descendant et alimentent aussi, avec les premières, une cellule « convective » autour des abords immédiats de l'émergence,
 - les eaux les plus externes replongent elles aussi, mais avec une pente plus faible et constituent une deuxième cellule dont les lignes de courant s'éloignent de l'émergence tout en montrant, elles aussi, une composante verticale descendante. Elles peuvent être associées à la masse d'eau 2.

Tous ces processus sont principalement gouvernés par les phénomènes densitaires (salinité) associés aux variations de température

La modélisation de l'organisation spatiale du flux thermique mesurée au niveau du gouffre de la Vise et la détermination du débit de la source ont été effectués en partenariat avec l'association GRADIENT (Groupe d'Hydraulique Numérique de Compiègne). Le couplage de deux modèles numériques à éléments finis, l'un pour l'hydrodynamique vertical en 2D qui tient compte de la symétrie de révolution; le deuxième est un modèle 2D axisymétrique basé sur l'équation de transport-diffusion qui a permis de simuler le champ de température en fonction du champ de vitesses pour des conditions aux limites fixées (Figure 3-10). Des éléments complémentaires sont présentés dans la thèse de Fleury (2005).

En considérant une température de 20 °C pour l'eau de la Vise et la température de l'étang à 12 °C mesurée en dehors de la zone de la Vise (mi-mars 1999), la comparaison des données expérimentales et modélisées indique que **le débit de la source de la Vise est plus proche de 50–100 l/s que de 1 000 l/s en contexte de basses eaux.**

Dans l'étude du CPER (Tournoud *et al.*, 2004) qui concernait la « *Dynamique et qualité des apports superficiels et souterrains aux lagunes du Languedoc-Roussillon* », l'estimation des débits de la source de la Vise qui a été considérée est la suivante : basses eaux 20-40 l/s ; hautes eaux 300-500 l/s.

La mesure de débit de la Vise constitue l'un des verrous du projet DEM'Eaux Thau pour la compréhension détaillée du fonctionnement hydrogéologique dans le secteur de la presqu'île de Balaruc-les-Bains. La quantification précise des flux de sortie des sources karstiques (Vise, Ambressac et Cauvy) permettra en outre de préciser les bilans hydrogéologiques.

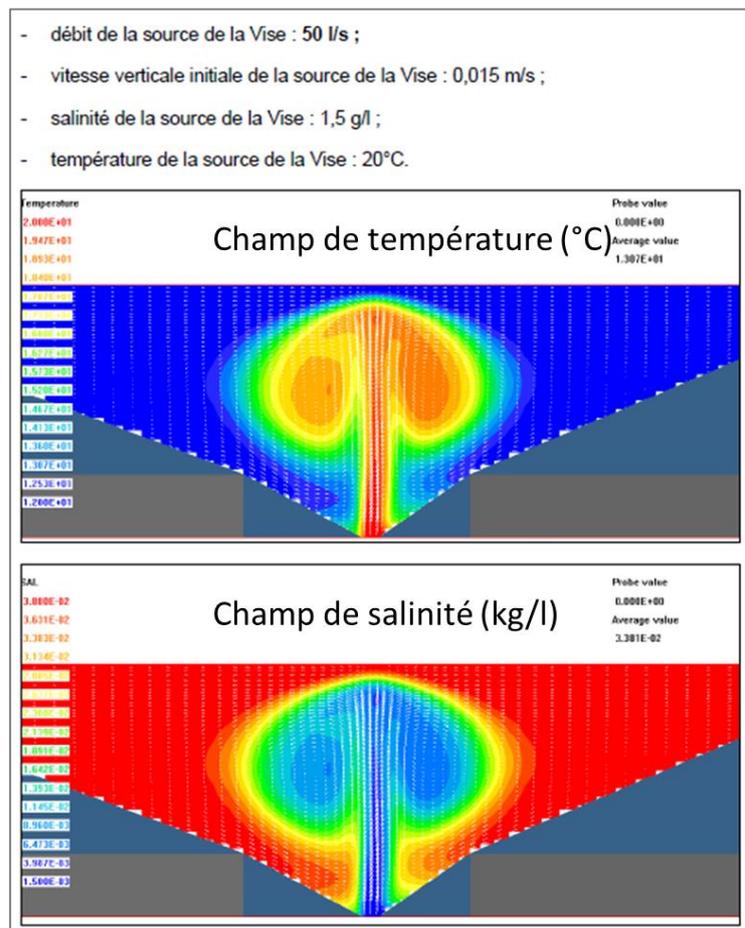


Figure 3-10 : Exemple de résultats de la modélisation¹ du champ de température du gouffre de la Vise (Courtois et Ladouche, 2005).

¹ Informations complémentaires à la modélisation.

À partir des différents cas simulés, on peut observer sur la répartition du champ de la température, que cette dernière décroît rapidement dès la sortie du gouffre. Pour un débit de 50 l/s, la température passe rapidement de 20 à 12 °C sur quelques mètres seulement. La température de la source de la Vise atteint la surface libre à partir d'un débit de 100 l/s ; ces températures élevées ne sont pas observées au droit de la source mais selon une couronne. Plus le débit

d) Informations sur l'origine de l'eau de la source de la Vise

Les eaux de la source de la Vise présentent un faciès bicarbonaté calcique légèrement chloruré-sodique. La minéralisation mesurée entre 1998 et 2001 a oscillé entre 1680 et 3590 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (à 25 °C, cf. annexe 1), les teneurs en Cl de 0.3 g/l à 0.94 g/l (25 analyses).

Les suivis géochimiques réalisées dans le cadre du programme d'étude pour l'acquisition de connaissances sur l'hydrosystème de Thau (1997-2001, BRGM/DIREN) ont permis de montrer que la signature géochimique des eaux de la Vise résulte d'un mélange entre les eaux thermales et les eaux du système karstique de la Gardiole et du causse d'Aumelas (Ladouche *et al.*, 2001). Des éléments de caractérisation complémentaires seront détaillés dans le cadre du chapitre 4. La salinité des eaux de la Vise est attribuée à la composante thermale d'origine profonde de la presqu'île de Balaruc.

e) Informations sur les modalités de fonctionnement de la Vise

Les différents suivis de la charge hydraulique de la Vise (exprimée en terme de différence de niveau par rapport à l'étang)² montrent des variations complexes (cf. Figures en annexe 1). Les mesures précédemment effectuées (entre 1998 et 2001 puis entre 2005 et 2007) nous renseignent sur les variations saisonnières des conditions de charge de l'aquifère au voisinage de l'exutoire sous-marin. On observe chaque année une diminution relativement brutale de la charge de l'aquifère au cours du printemps et une remontée rapide à l'automne. Ce phénomène est récurrent d'une année sur l'autre. Les suivis ont permis également de montrer que la charge de la Vise ne semble pas ou peu réagir aux épisodes de pluie.

L'analyse des réponses de la conductivité de la source a permis d'apporter des informations supplémentaires en terme de fonctionnement et de contribution des différents réservoirs (eau douce souterraine et eau thermale, BRGM/RP-50787-FR et Pinault *et al.*, 2004). Suite à des épisodes significatifs de recharge (>100 mm en 3 j), la minéralisation de la source tend à légèrement diminuer ce qui dénote une augmentation de la contribution d'eau karstique en provenance de la Gardiole et du Causse d'Aumelas. **Ces premiers éléments de caractérisation fonctionnelle de la source de la Vise seront à compléter dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.**

f) Informations sur les traçages (artificiel et naturel)

Comme rapporté par Bérard (1995), un test de traçage a été réalisé le 8 décembre 1983 par le BRGM pour tester la relation hydraulique entre le forage F5 des Thermes et la source de la Vise (F5 étant situé à environ 300 m au sud-est de la source). Le protocole a consisté à injecter à 210 m de profondeur 1 kg de fluorescéine mis en solution dans 20 litres d'eau et de pousser la solution à l'aide de 20 m³ d'eau du réseau incendie.

Le suivi de la Vise par fluocapteur dans le puits de reprise du GAEC « Poissons du Soleil » semble indiquer une arrivée du traceur le 12 décembre 1983, soit 4 jours environ après l'injection.

de la source augmente, plus la bande du panache chaud en surface est large. À partir de 400 l/s sa largeur se stabilise (*Figure non présentée*). À partir de cette valeur également, une couche d'eau chaude continue apparaît sur le fond et son épaisseur augmente progressivement avec le débit. À 1 000 l/s, elle occupe près de la moitié de la hauteur de la dépression de la source (*Figure non présentée*).

² charge hydraulique de la Vise = H_{vise}-H_{étang}

Les suivis par fluocapteur réalisés au forage F2 qui était pompé à 40 m³/h se sont révélés négatifs.

Au cours du phénomène d'inversac qui a eu lieu du 1^{er} janvier au 23 mars 2018, une opération de traçage a été effectuée par Hydrosociences Montpellier le 30 janvier 2018 pour étudier l'organisation des écoulements entre la Vise et les forages thermaux (F5, F6, F9) et la source de Cauvy. Ainsi, entre 1,5 et 1,7 kg de fluorescéine ont été injectés dans le gouffre de la Vise en moins de 2 minutes après ouverture des bidons, et le traceur s'est infiltré dans l'hydrosystème souterrain par l'orifice de la Vise. Pour des raisons d'arrêt de pompage au forage F6, le suivi de la restitution de cet ouvrage n'a pu être effectué. Les suivis à la source de Cauvy et au forage F9 ont été négatifs. Seul le forage F5 a présenté une courbe de restitution complexe entre le 12 et le 15 février, l'intensité du signal n'ayant pas dépassé 3 ppb. La faible vitesse moyenne de circulation du traceur (environ 1 m/h) suggère la présence d'un milieu très dispersif.

Au cours de l'inversac de 2010 (du 10 juin au 25 décembre), une caractérisation géochimique des principaux ouvrages de la presqu'île de Balaruc a permis de montrer qu'un axe préférentiel d'écoulement existe entre la Vise, le forage F6 et la source de Cauvy (Ladouche *et al.*, 2011). Des éléments d'informations complémentaires seront présentés dans le cadre du chapitre 4.

3.4.2. Source de Cauvy

La source de Cauvy a été exploitée pour l'alimentation en eau potable du syndicat de Frontignan-Balaruc entre 1930 et 2014. Au cours de cette période, de nombreux épisodes d'inversacs, se traduisant notamment par des augmentations importantes des teneurs en chlorure des eaux de la source, ont conduit à des périodes d'arrêt d'exploitation de la ressource karstique. **Suite au dernier épisode d'inversac de 2014, le captage a été définitivement abandonné.**

a) Description des conditions d'émergence

La source karstique de Cauvy (BSS002JDNJ, ancien code 10165X0021/Cauvy) émerge des calcaires jurassiques au sein de la presqu'île de Balaruc (Figure 3-11). Selon Lemaire et Paloc (1968), la source de Cauvy est constituée de 4 griffons répartis sur une centaine de mètres, dénommés : Source Noria (la plus importante), Source des Abeilles ou Garrigue, source usine et source M.R.U. Le trop plein des sources s'évacue dans le canal d'évacuation des eaux pluviales qui débouche à la lagune au niveau du rond-point actuel.

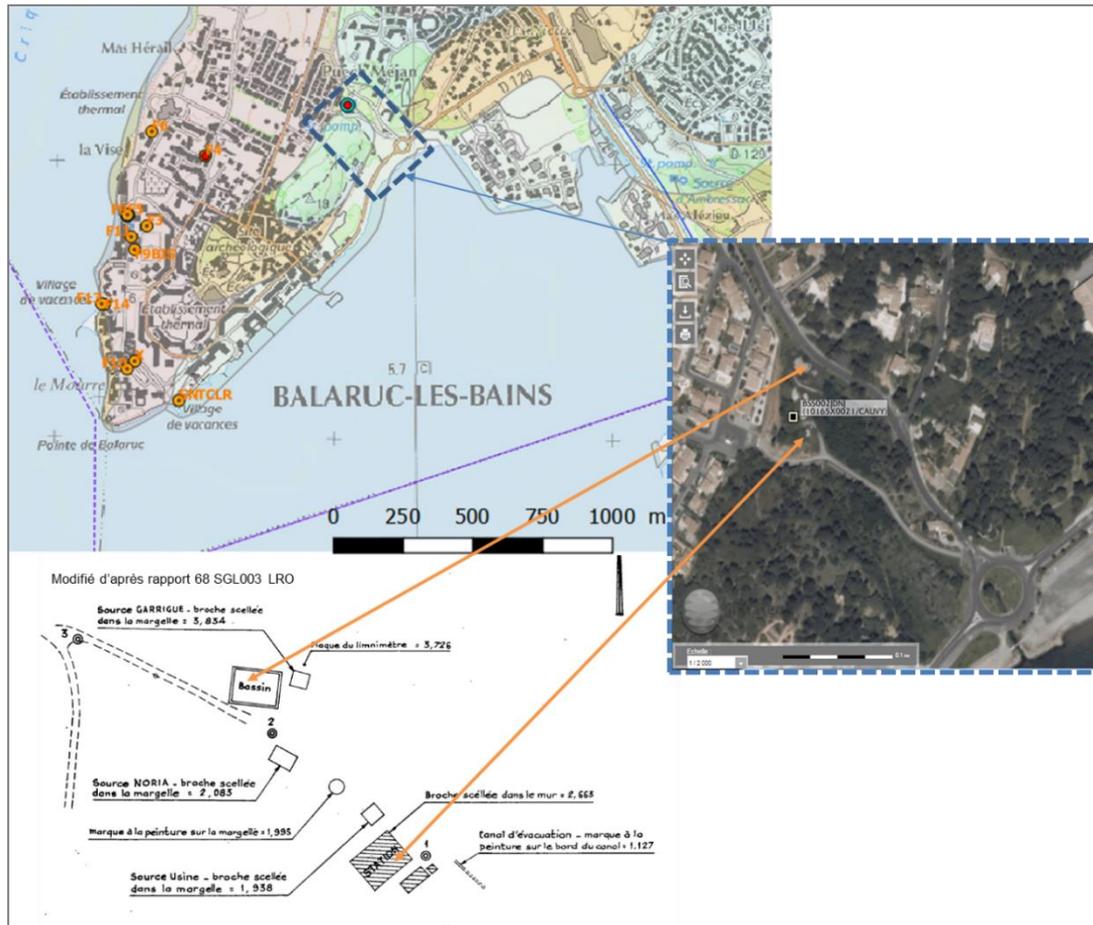


Figure 3-11 : Localisation et positionnement des griffons de la source de Cauvy.

b) Description des dispositifs de suivis et de captage de la source

Cette source de débordement du karst de la Gardiole a été captée pour les besoins en Alimentation en Eau Potable des communes de Balaruc-le-Vieux, Balaruc-les-Bains et Frontignan entre 1930 et 2014. Depuis le dernier épisode d'inversac (du 5 mai 2014 au 22 octobre 2014), la source n'est plus exploitée et les installations de pompage ont été démantelées depuis.

Le captage de Cauvy fait l'objet d'un suivi hydrodynamique régulier depuis 1998 (hauteur, température et conductivité, cf. § 3.2.2), les débits de surverse de la source sont mesurés depuis peu par le SMT.

Selon Lemaire et Paloc (1968), la source a été exploitée à un débit compris entre 108 m³/h et 300 m³/h entre 1930 et 1967. Il est noté qu'en période de sécheresse, le site était exploité par 8 cycles de pompage journaliers de 2 heures, le volume journalier pompé étant de 5 000 m³. Il est également précisé qu'en période d'étiage, les prélèvements journaliers supérieurs à 2 000 m³/jour (24 l/s) conduisaient à l'assèchement complet du débordement de la source.

En l'absence de pompage, il est indiqué que la charge hydraulique des sources est d'environ +1 m NGF en période d'étiage, la gamme des variations en crue n'est pas renseignée. Dubuisson *et al.*, (1996) indiquent qu'un débit permanent de 250 m³/h provoque des rabattements d'environ 1,2 m, le niveau d'eau passant sous le 0 m NGF sans qu'une augmentation de salinité ne soit constatée.

Suite à l'épisode d'inversac de 1967–1969 (22/10/1967 au mois de mars 1969 selon Paloc, 1971), dont les effets sur la source seront décrits dans le § 3.11., de nouvelles préconisations d'exploitation de la ressource ont été proposées conduisant à une réduction des volumes annuels prélevés (de l'ordre de 1 million de m³/an, 100 m³/h en moyenne). Le pompage à 100 m³/h en moyenne provoque un rabattement d'environ 50 cm sur l'aquifère.

c) Informations sur le débit « naturel » de la source Cauvy

Le débit de la source de Cauvy demeure toujours mal connu à ce jour.

Selon Coubes (1968), les débits de la source d'après les documents d'archives consultés seraient compris entre 31 l/s et 95 l/s sans que les références de mesure ne soient données. Les mesures réalisées en 1968 par Bonnet et Paloc (Rapport BRGM 69 SGL 207 LRO) lors de l'arrêt de l'exploitation de la ressource en raison de l'augmentation de la salinité suite à l'épisode d'inversac du 22 octobre 1967 indiquent que le débit d'étiage de la source est de 25 l/s (juillet/août). Des mesures en période de hautes eaux indiquent des débits de l'ordre de 55 l/s. Il est par ailleurs indiqué qu'en période de hautes eaux, les pompages à 250 m³/h (70 l/s) conduisent à l'arrêt du débit de surverse de la source.

Sur la base de ces informations, la gamme de variations des débits entre les périodes de basses et hautes eaux apparaît faible pour une source karstique (rapport 1/3). Le débit moyen de la source n'est pas précisé, vraisemblablement autour de 40 l/s.

Dans l'étude du CPER (Tournoud *et al.*, 2004) qui concernait la « *dynamique et qualité des apports superficiels et souterrains aux lagunes du Languedoc-Roussillon* », l'estimation des débits de la source de Cauvy qui a été considéré est la suivante : basses eaux 15-30 l/s ; hautes eaux 500-3000 l/s. Les valeurs considérées pour les périodes de hautes eaux apparaissent très certainement surestimées.

La mesure de débit de la source de Cauvy constitue l'un des verrous du projet DEM'Eaux Thau pour la compréhension détaillée du fonctionnement et du bilan hydrogéologique dans le secteur de la presqu'île de Balaruc-les-Bains. Le suivi des débits de la source sera réalisé par le SMBT en 2019 ce qui permettra la quantification précise des flux de sortie de cette source karstique.

d) Informations sur l'origine de l'eau de la source Cauvy

Les eaux de la source de Cauvy présentent un faciès bicarbonaté calcique légèrement chloruré-sodique. La minéralisation oscille entre 950 à 1350 µS/cm (à 25 °C). L'eau est plus minéralisée pendant les périodes d'étiage de la nappe : il existe globalement une corrélation négative entre la conductivité et les niveaux piézométriques. Les teneurs en chlorures sont comprises entre 110 mg/l et 300 mg/l, voire >300 mg/l en période de basses eaux. En période d'inversac, les teneurs en chlorures dépassent 1 g/l (les effets sur la source seront précisés dans le § 3.11.). Des éléments de caractérisations géochimiques complémentaires seront détaillés dans le cadre du chapitre 4.

e) Informations sur les modalités de fonctionnement de la source Cauvy

L'aquifère montre un temps de réponse rapide aux sollicitations externes et le retour à l'état initial après pompage est immédiat. L'influence des précipitations se fait ressentir sur les niveaux, par contre les valeurs de conductivité semblent peu influencées par les petits épisodes de pluies, mais significativement pour les épisodes les plus importants.

L'analyse des réponses de la conductivité et de la température de la source a permis d'apporter des informations supplémentaires en terme de fonctionnement et de contribution des différents réservoirs (eau douce souterraine et eau thermale, Ladouche *et al.*, (2001) et Pinault *et al.*, (2004). Suite à des épisodes significatifs de recharge (>100 mm en 3 jours), la minéralisation de la source tend à légèrement diminuer ce qui dénote une augmentation de la contribution d'eau karstique en provenance de la Gardiole. Pour la température, ses évolutions laissent suggérer une tendance à l'augmentation suite aux épisodes de recharge (réponse différée). L'analyse des impulsions du flux thermique et de minéralisation a conduit à identifier la contribution de deux réservoirs (eau douce souterraine et eau thermale). L'influence de l'écoulement karstique se manifeste près de 70 jours après l'événement de pluie efficace important, puis c'est l'influence des eaux du réservoir thermal qui se font ressentir à la source de Cauvy. **Ces premiers éléments de caractérisation fonctionnelle de la source de Cauvy seront à compléter/préciser dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.**

3.4.3. Source de d'Ambressac

La source d'Ambressac (BSS002JECB, ancien code 10166X00010/IVRSC) située sur la commune de Balaruc-les-Bains se localise à environ 1 km à l'est de la source de Cauvy.

a) Description des conditions d'émergence

La coupe hydrogéologique interprétative de Gèze (Figure 3-12) indique que la source d'Ambressac émerge au sein des calcaires molassiques miocènes qui reposent sur les calcaires jurassiques de la Gardiole.

L'environnement autour de la source d'Ambressac a été profondément modifié au cours du 20^e siècle et au cours de la dernière décennie. Selon Dubuisson *et al.* (1996), au début du 20^e siècle, la source était située à 20 m de l'étang, les eaux de la source s'écoulaient dans un chenal connecté à la lagune au travers d'une zone marécageuse en aval, qui constituait le littoral de l'étang à cet endroit. En fonction des saisons, des inversions de courant pouvaient être observées au niveau du chenal. Ces phénomènes dits « d'inversac » auraient donné leur nom à la source. Selon Dubuisson *et al.* (1996), environ 10 000 m³/j (115 l/s) d'eau salée pouvaient être absorbés par ce phénomène à certaines périodes. Ce phénomène n'est plus observable actuellement depuis que la zone marécageuse a été remblayée.

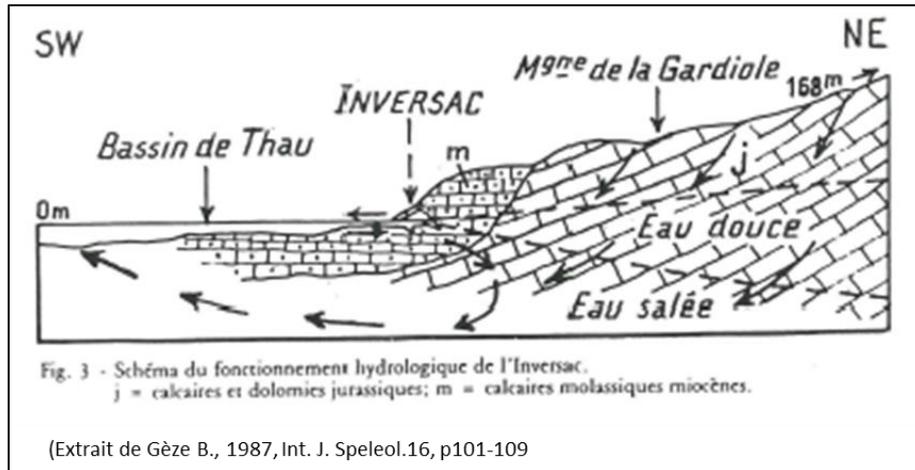


Figure 3-12 : Coupe hydrogéologique interprétative de la source d'Ambressac.

La Figure 3-13 permet de visualiser la configuration actuelle de l'émergence de la source d'Ambressac. Des éléments de comparaison avec la situation de 1998 sont également présentés ; des éléments complémentaires sont disponibles en annexe 1.

b) Description des dispositifs de suivi et de captage de la source

La source d'Ambressac a fait l'objet d'une exploitation industrielle dans le passé, par Saint-Gobain d'après Dubois (1964) puis par l'usine d'engrais Sud Fertilisants (jusqu'en 2000). L'exploitation de la ressource s'est effectuée à l'aide d'un puits creusé dans les calcaires miocènes et recoupant le Jurassique à quelques mètres de profondeur. Selon Dubois (1964), les prélèvements par pompage étaient de l'ordre de 0,9 million de m³/an (soit 30 l/s environ) par Saint-Gobain et de l'ordre de 0,3 million de m³/an (soit 10 l/s environ) par Sud Fertilisant (Ladouche *et al.*, 2001).

Le 8 juillet 1998, la source a été équipée d'une station de mesure du niveau de l'eau, de la conductivité et de la température (Ladouche *et al.*, 2001). Les chroniques des suivis sont présentés en annexe 1, les prélèvements (10 l/s) n'induisent aucun effet visible sur les niveaux d'eau mesurés. Le suivi du débit résiduel de la source n'a pas pu être réalisé au cours de cette précédente étude. Il est noté qu'un écoulement est bien visible au pied du quai du port voisin (au travers du mur, dans l'angle sud-est) qui constitue le point exutoire en période de basses eaux.

Les appareils de mesure ont été en fonctionnement entre le 8 juillet 1998 et le 7 février 2001. Suite aux processus de cession du terrain dans le cadre du rachat du foncier de la société Sud Fertilisants par la société Président, le BRGM a retiré les équipements du site de la source d'Ambressac le 7 février 2001.

La source d'Ambressac fait de nouveau l'objet d'un suivi dans le cadre du projet Dem'Eaux Thau depuis le mois de mars 2018 (hauteur, température et conductivité).



Figure 3-13 : Environnement de la source d'Ambressac (comparaison entre 1998 et 2018).

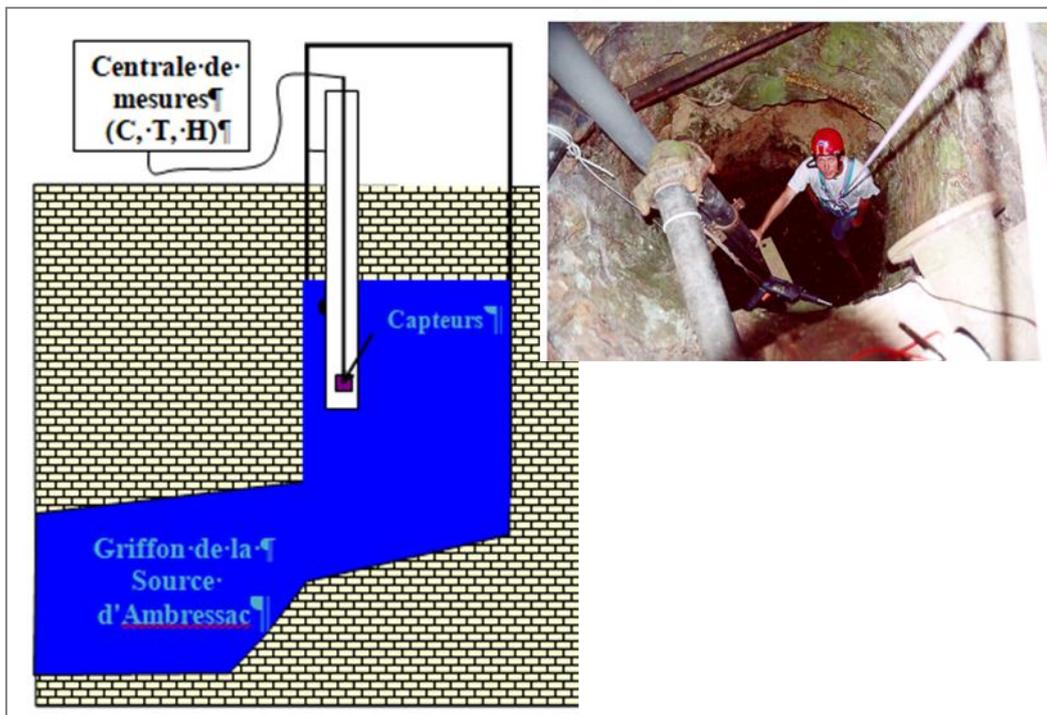


Figure 3-14 : Vue du puits de pompage de la source d'Ambressac en 1998 et schéma des équipements mis en place par le BRGM en 1998 (BRGM/RP-50787-FR).

c) Informations sur le débit « naturel » de la source d'Ambressac

Le débit de la source d'Ambressac demeure toujours mal connu à ce jour.

Bonnet et Paloc (1969) indiquent que le débit estimé de la source d'Ambressac est de l'ordre de 30 l/s en période de basses eaux, les débits de crue seraient de l'ordre de 5 000 l/s.

Dans l'étude du CPER (Tournoud *et al.*, 2004), l'estimation des débits de la source d'Ambressac qui a été considéré est la suivante : basses eaux 50 l/s ; hautes eaux 4 000 l/s.

La mesure de débit de la source d'Ambressac constitue l'un des verrous du projet Dem'Eaux Thau pour la compréhension détaillée du fonctionnement et du bilan hydrogéologique dans le secteur de la presqu'île de Balaruc-les-Bains. La quantification précise du flux de sortie de cette source karstique demeure toutefois problématique compte tenu de la configuration actuelle de la zone d'émergence.

d) Informations sur l'origine de l'eau de la source d'Ambressac

Les eaux de la source d'Ambressac présentent un faciès bicarbonaté calcique légèrement chloruré-sodique. Les teneurs en chlorure sont de l'ordre de 300 mg/l en basses eaux. Des éléments de caractérisations géochimiques complémentaires sont présentés dans le rapport BRGM/RP-50788-FR (Ladouche *et al.*, 2001). La conductivité électrique de l'eau est de l'ordre de 1 300 µS/cm en période de basses eaux, la température est de l'ordre de 16,2 °C. En période de hautes eaux, la minéralisation et la température de l'eau présentent des augmentations significatives, respectivement jusqu'à 12 000 µS/cm et 24 °C (cf. figure en annexe 1).

e) Informations sur les modalités de fonctionnement de la source d'Ambressac

L'aquifère montre un temps de réponse rapide suite aux précipitations efficaces.

L'influence des précipitations se fait ressentir sur les niveaux piézométriques. Par contre les valeurs de conductivité semblent être peu influencées par les épisodes de pluies de faible ampleur (<30 mm), mais significativement pour les épisodes les plus importants. Il a été montré que l'essentiel des variations piézométriques observées sont dues à la recharge; l'influence de l'étang étant faible (Ladouche *et al.*, 2001 et Pinault *et al.*, 2004).

L'analyse de la réponse impulsionnelle des flux de conductivité électrique d'Ambressac indique qu'une composante fortement minéralisée et chaude intervient dans les 20 premiers jours suivant un événement de pluie efficace important (>100 mm en 3 jours), alors que la composante karstique froide présente un temps de régulation nettement plus long (supérieur à 200 jours). Le fonctionnement de cette source pourrait être conceptualisé par deux réservoirs distincts : l'un fortement minéralisé caractérisé par un temps de transfert court suggérant un effet piston sur la composante thermique de l'hydrosystème et l'autre fortement différé dans le temps, résultant des processus d'infiltration dans l'aquifère karstique de la Gardiole. **Ces premiers éléments de caractérisation fonctionnelle de la source d'Ambressac seront à compléter dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.**

3.4.4. Source d'Issanka

Le champ captant d'Issanka se situe sur la commune de Poussan en rive droite de la rivière de la Vène qui prend naissance à la résurgence temporaire de la Vène située sur la commune de Cournonsec. Les eaux de la source d'Issanka sont captées depuis le 31 août 1862 pour la ville de Sète³. Les captages d'Issanka sont implantés en bordure du massif de la Gardiole au sein du bassin de Montbazin-Gigean constitué des formations d'âge Miocène (marnes, molasses et sables) et d'alluvions quaternaires déposés par la Vène. Les captages ont une profondeur de 5 à 6 m environ, des observations effectuées par plongée sur la source nord (pavillon Issanka) montrent que l'ouvrage atteint le toit des calcaires jurassiques sous-jacents à moins de 10 mètres de profondeur.

Les études réalisées par le CERGA dans les années 1980-1990 ont permis de préciser la géométrie du toit du Jurassique autour du champ captant d'Issanka et révèlent l'existence d'un haut-fond jurassique situé entre 10 et 30 m de profondeur (Figure 3-15). Les études antérieures ont démontré que la zone de recharge de l'aquifère d'Issanka est située sur le causse d'Aumelas et la montagne de la Moure, dont les principaux exutoires sont le trop-plein de la Vène et des Oulettes en période de crue, la source d'Issanka et très vraisemblablement la source de la Vise en période de basses eaux. Les différentes études semblent par ailleurs montrer que les eaux karstiques de la Gardiole ne participent pas ou que très partiellement à l'alimentation des captages d'Issanka.

Le champ captant d'Issanka exploite une ressource karstique vulnérable aux pollutions notamment en raison de la proximité de la Vène qui peut contribuer, en contexte de basses eaux, à l'alimentation du champ captant si la différence de charge hydraulique entre le karst et la rivière est négative. Ce contexte hydrogéologique de la zone d'émergence des sources d'Issanka ont conduit à réaliser de nombreux aménagements pour réduire la vulnérabilité du champ captant (cf. ci-après). En période de hautes eaux, la Vène contribue à drainer le champ captant d'Issanka.

a) Description des conditions d'émergence

La Figure 3-16 présente un plan de situation des différents ouvrages du champ captant d'Issanka, la Figure 3-17 présente une coupe schématique des captages gravitaires et conduites d'acheminement des eaux karstiques vers le pavillon de décharge.

Pour réduire la vulnérabilité en période d'étiage, les eaux de la Vène ont été canalisées sur toute la traversée du champ captant par une canalisation en buse béton de 500 mm de diamètre. Le début de la canalisation se situe au niveau d'un petit barrage situé à l'aplomb de la RN 113, la sortie de la canalisation se situe à l'aval du pavillon de décharge (Figure 3-19). Le petit barrage amont permet à l'écoulement superficiel de pénétrer dans la canalisation après être passé dans une grille « avaloir ». En période de hautes eaux, l'eau passe au-dessus du barrage et emprunte le lit de la rivière.

Le barrage aval sur la Vène situé à proximité immédiate du pavillon de décharge (Figure 3-18) a un double objectif. Il permet en période de basses eaux de conserver de l'eau dans le parc d'Issanka pour des raisons d'attrait environnemental et de maintenir une charge hydraulique élevée dans la zone d'émergence de l'aquifère. L'ouverture du système de vanne du barrage aval est conditionnée par la différence de charge entre le plan d'eau de la Vène au niveau du parc d'Issanka et la charge hydraulique de l'eau souterraine. Il est indiqué que la vanne du barrage

³ Par affermage depuis 1985 (CGE/Véolia), puis Suez depuis 2016

aval est ouverte lorsque la différence de charge entre le karst et le plan d'eau devient inférieure à 15 cm, la charge des eaux souterraines devant théoriquement rester toujours supérieure à celle du plan d'eau de la Vène mesurée au niveau du parc d'Issanka.

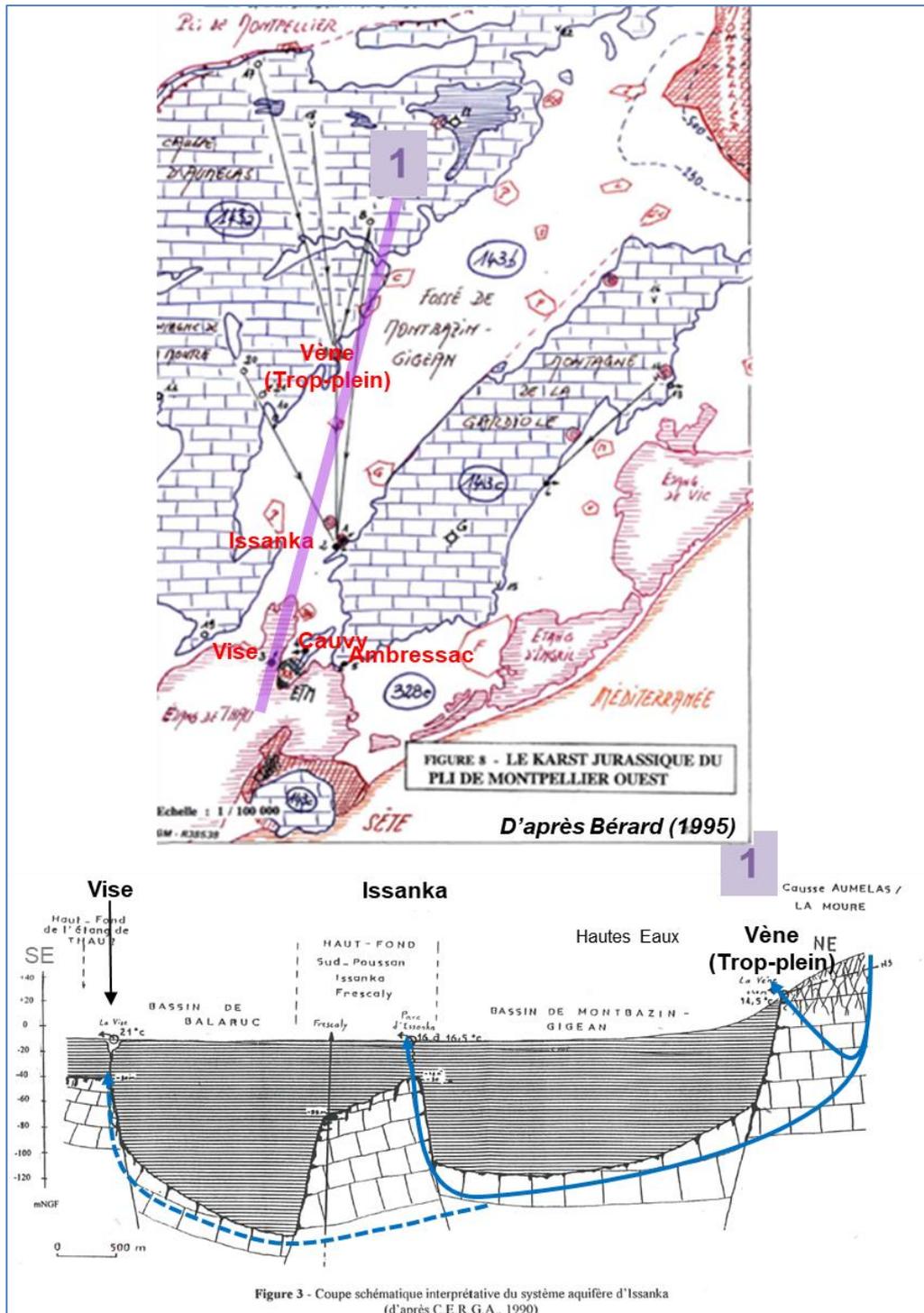
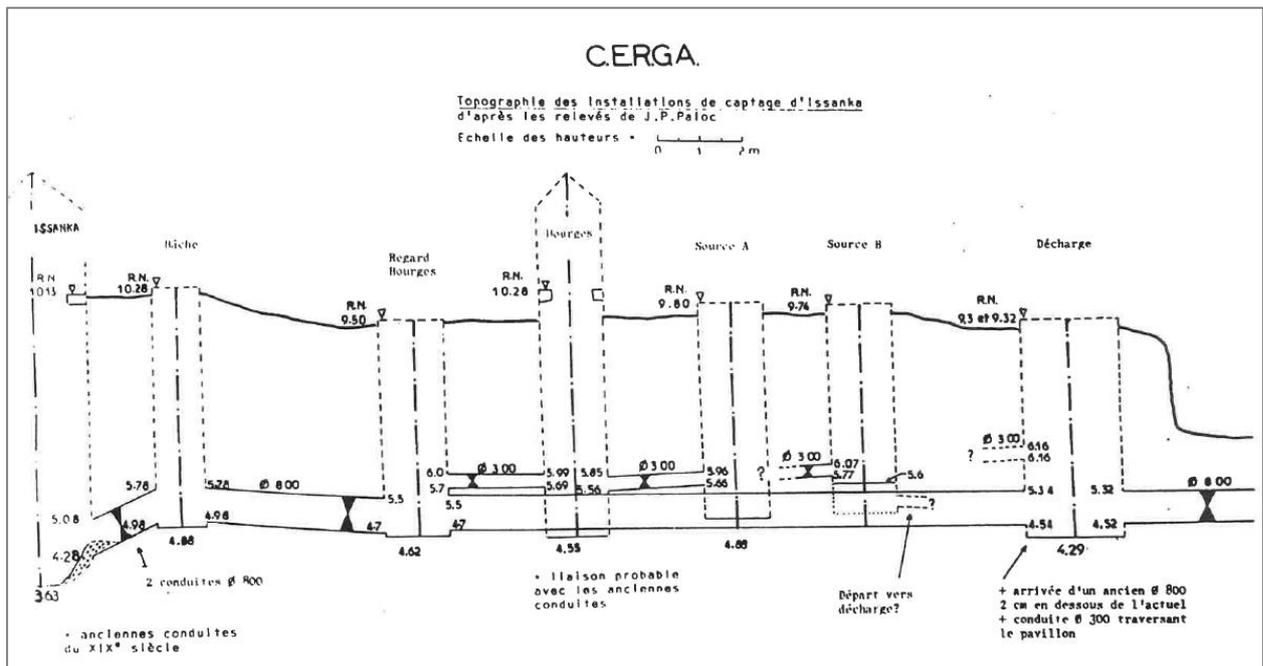
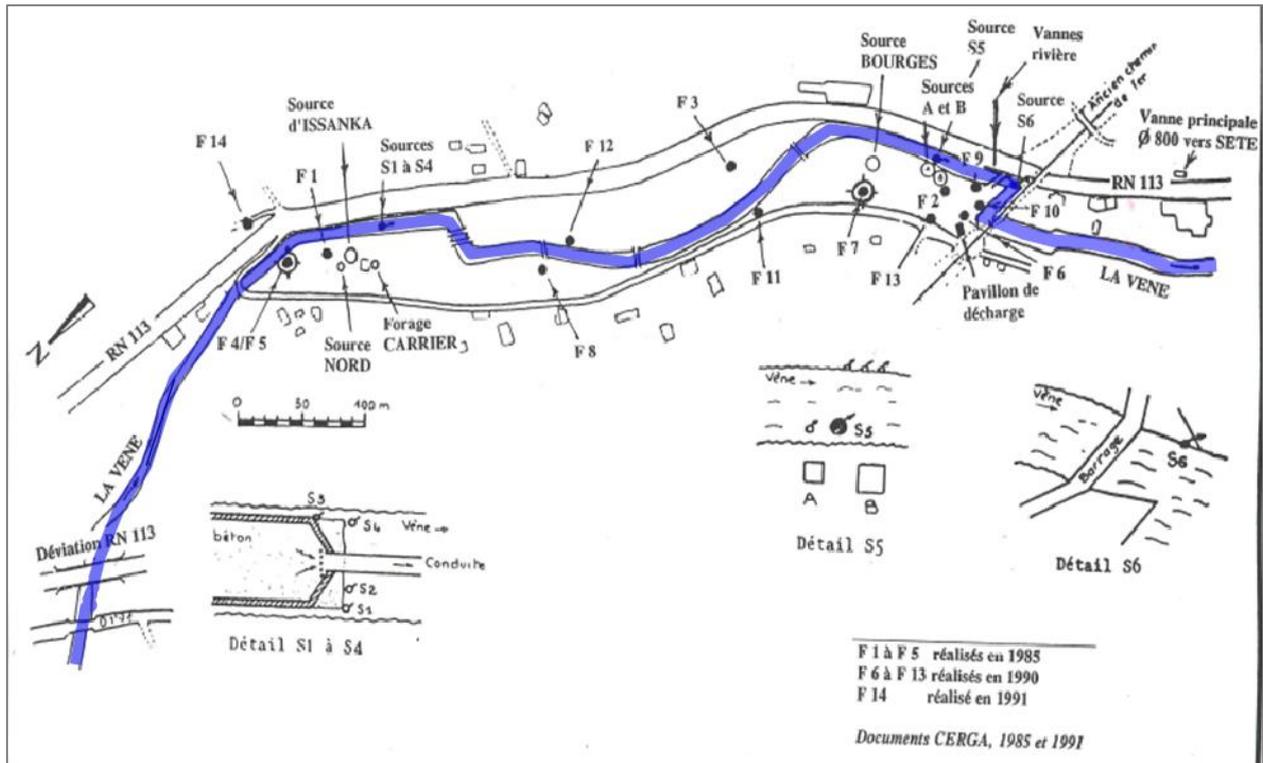


Figure 3-15 : Contexte et coupe hydrogéologique interprétative de la source d'Issanka.



Le champ captant d'Issanka est composé de plusieurs puits de captage dont les altitudes des fonds d'ouvrages sont situées entre 3,6 et 5,6 m NGF (Figure 3-17). Marchal (1998) donne une description détaillée des différents ouvrages. Le pavillon de décharge situé à l'aval du champ captant collecte gravitairement l'ensemble des eaux issues des ouvrages. La Figure 3-19 permet de détailler le dispositif technique de collecte et de traitement des eaux prélevées qui sont

envoyées par canalisation au quai des Moulins à Sète⁴. Lorsque le débit des sources excède la capacité de prélèvement autorisé de 9 600 m³/j, le surplus des eaux gravitaires est évacué par le trop-plein du pavillon de décharge (Figure 3-19 et Figure 3-20).

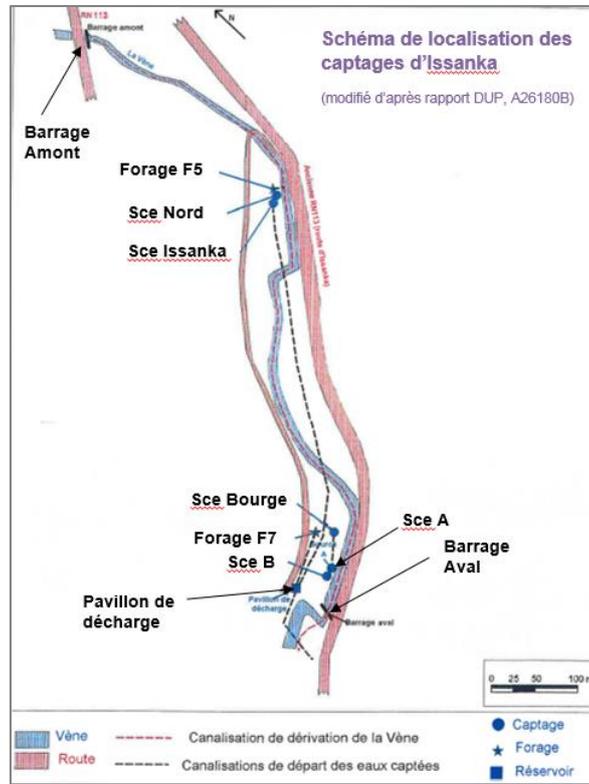


Figure 3-18 : Vue en plan des principales installations du champ captant d'Issanka.

⁴ L'adduction est réalisée par une conduite gravitaire maçonnée datant de 1980 de 9 km de longueur reliant le champ captant d'Issanka à la station de traitement du Quai des Moulins à Sète. En 2016, sur 6 km, cette conduite était en cours de remplacement par une conduite en fonte grise de 800 mm de diamètre dans le but notamment de supprimer les fuites.

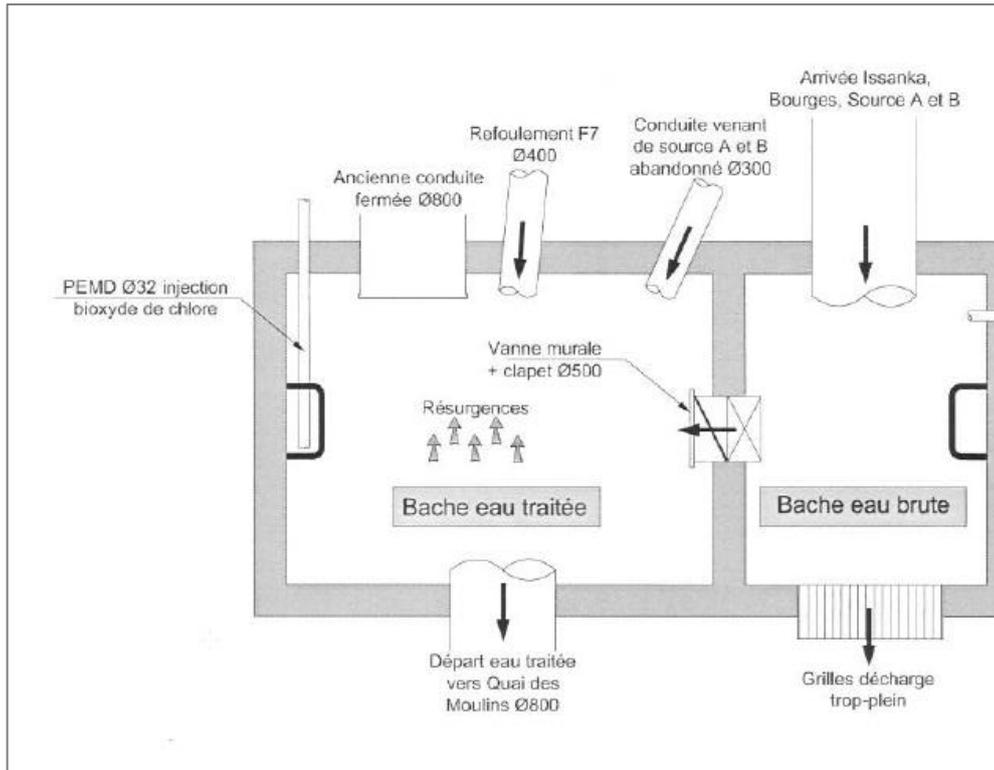


Figure 3-19 : Vue des installations du pavillon de décharge (DUP, rapport Antea A26180B).

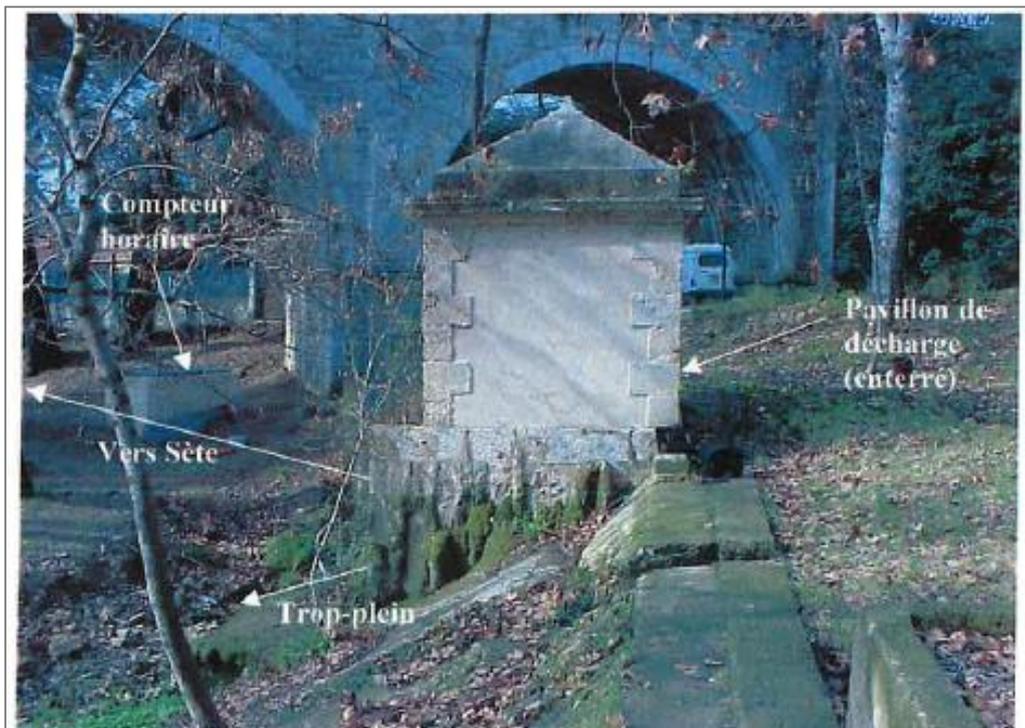


Figure 3-20 : Vue extérieure du pavillon de décharge (DUP, rapport Antea A26180B).

b) Description des dispositifs de captage et de suivis du champ captant d'Issanka

Une description détaillée des différents ouvrages existants sur le champ captant d'Issanka est présentée dans le dernier rapport de l'hydrogéologue agréé de 2017 (ARS20160017, Dadoun).

L'écoulement gravitaire des quatre sources suivantes est utilisé de manière continue pour l'AEP:

- source Issanka, résurgence principale située dans le pavillon Issanka (10162X0010/ISKA) ;
- sources Bourges, sources A et B, dont les eaux arrivent au pavillon Bourges.

Par ailleurs, il est noté que des arrivées sont observées au niveau du soubassement non étanche de la structure du pavillon de décharge dans la bêche des eaux traitées, le débit y a été évalué à 130 m³/h.

Deux forages sont exploités de manière discontinue (cf. Figure 3-17) :

- le forage F5 (10162X0197/BV145), équipé d'une pompe immergée, est utilisé pour alimenter la Vène à un débit de 40 m³/h pour assurer un débit réservé à l'aval du site d'Issanka lors des périodes d'étiage ;
- le forage F7 (10162X0184/F7), qui peut être exploité à 360 m³/h en situation d'étiage prononcé, lorsque le débit fourni par les sources est inférieur à 300 m³/h.

Le suivi en continu de la piézométrie de la nappe est réalisé aux sources Issanka et Bourges et au niveau des forages F5, F6 (près du pavillon décharge), F7 et F14 (El Cantou, en amont de la source Issanka, cf. Figure 3-17). Un suivi de turbidité est réalisé au captage de Bourges, la conductivité et la température sont également mesurées.

Le niveau de la rivière Vène est suivi en amont du parc, vers le pavillon Issanka, puis en aval, à l'aplomb du pavillon Bourges.

Un réseau d'observation complémentaire renforce le dispositif à l'extérieur du champ captant, la piézométrie de l'ouvrage F5-Autouroute (10161X0226/BV146) et Frescaly (10162X0194/BV39) est également enregistrée.

Sur la période 1969-2014 (Figure 3-21), les volumes annuels prélevés à la source d'Issanka varient entre 1,7 millions de m³ (1999) et 6,5 millions de m³ (2004). Les niveaux piézométriques présentent des variations de plusieurs mètres au niveau d'Issanka (Figure 3-22), les niveaux en basses eaux sont compris entre 4 et 6 m NGF selon les cycles hydrologiques.

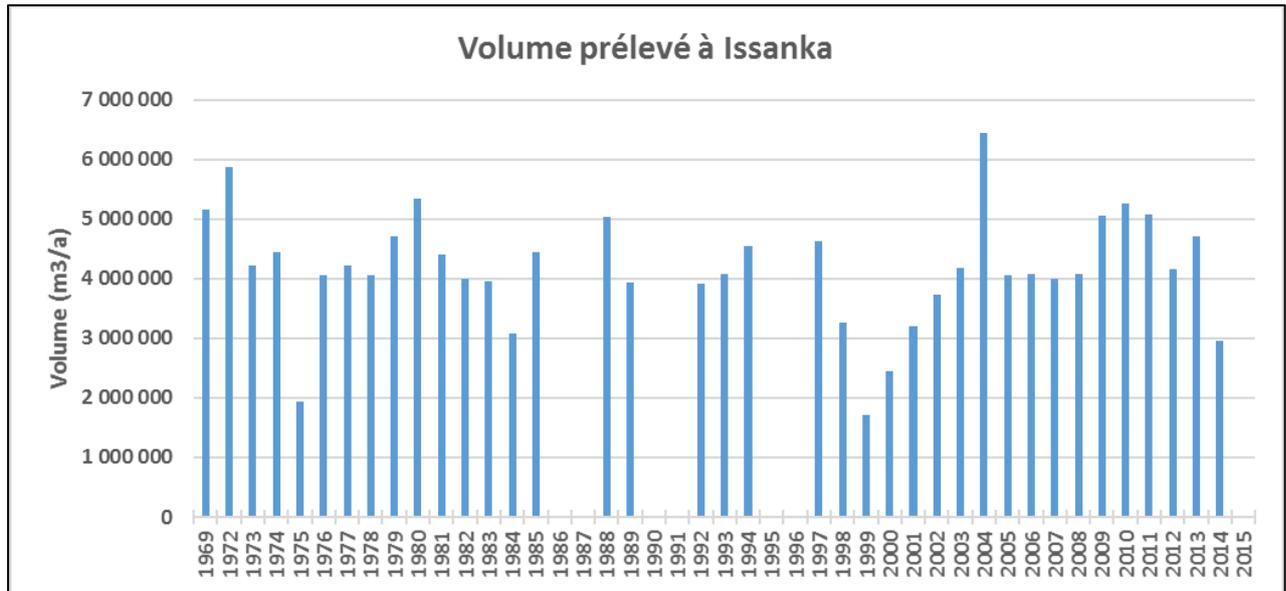


Figure 3-21 : Évolution des volumes annuels prélevés à Issanka.

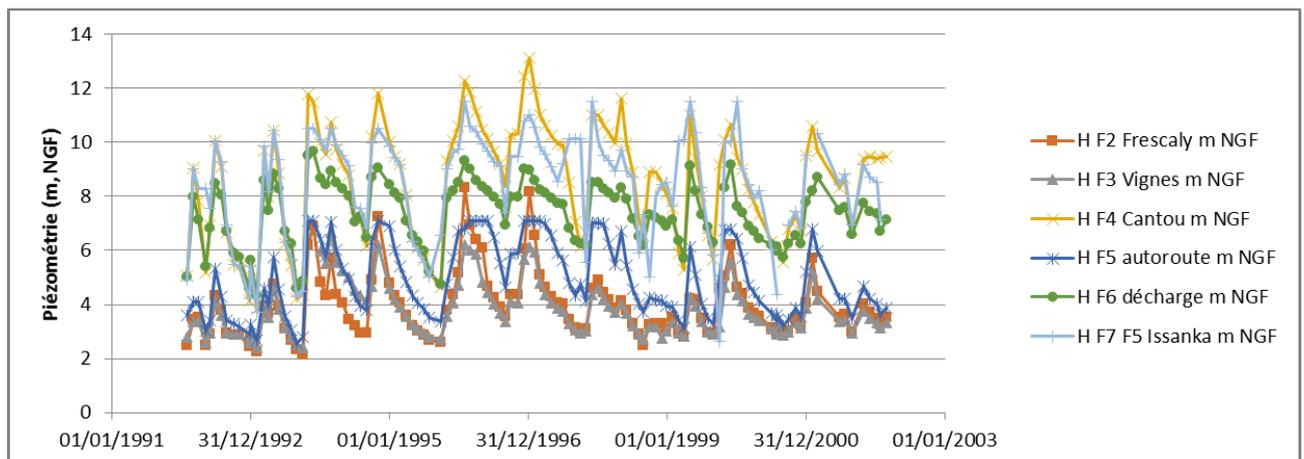


Figure 3-22 : Évolution de la piézométrie mensuelle au niveau du champ captant et dans le réseau d'observation complémentaire (Autoroute, Frescaly et Vignes).

c) Informations sur le débit « naturel » de la source d'Issanka

Le débit naturel de la source d'Issanka demeure toujours mal connu à ce jour.

En période de basses eaux, les débits du prélèvement gravitaire du champ captant permettent d'estimer les débits d'étiages de la ressource karstique. Les données disponibles depuis 2005 indiquent des débits variables suivant les cycles hydrologiques compris entre 40 et 70 l/s. Paloc (1971) indique des débits d'étiage de l'ordre de 50 l/s ; Bérard (1995) mentionne des débits d'étiage compris entre 55 et 80 l/s et des débits de crue important (de 5 000 à 10 000 l/s), le débit moyen estimé est supérieur à 300 l/s.

L'estimation du débit naturalisé⁵ d'Issanka constitue l'un des verrous du projet Dem'Eaux Thau pour la compréhension détaillée du fonctionnement hydrogéologique de l'entité Vène-Issanka-Vise. Une quantification précise du flux de sortie de cette source karstique demeure toutefois problématique compte tenu de la configuration de la zone d'émergence sans la connaissance précise des prélèvements et du débit de surverse du karst en période de hautes eaux. Dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau, les données de la station hydrométrique située à l'aval d'Issanka gérée par HydroSciences Montpellier vont être exploitées dans le but d'estimer les débits naturels de la source d'Issanka qui se seraient naturellement écoulés dans la Vène en l'absence de prélèvements.

d) Informations sur l'origine de l'eau de la source d'Issanka

Les eaux du champ captant d'Issanka présentent un faciès bicarbonaté calcique. La conductivité électrique de l'eau est en moyenne de 570 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (à 25 °C) en période de basses eaux, la température est de l'ordre de 16,2 °C. Les teneurs en chlorure sont faibles (comprises entre 10 et 25 mg/l selon la période du cycle hydrologique, cf. figure A -15 en annexe 1), l'eau de la source présente également de faibles teneurs en nitrate (de l'ordre de 6-7 mg/l en moyenne) et en sulfate (de l'ordre de 15 mg/l en moyenne, cf. évolution en annexe). Des éléments de caractérisation géochimique complémentaire sont présentés dans les rapports BRGM/RP-50788-FR et rapport BRGM/RP-59922-FR. Il a été démontré que les eaux du champ captant d'Issanka sont issues de l'infiltration sur le causse d'Aumelas et la montagne de la Moure.

e) Informations sur les modalités du fonctionnement hydrogéologique de la source d'Issanka

L'étude des réponses de la piézométrie et des paramètres physico-chimiques (conductivité/température) suite aux épisodes de précipitation (approche fonctionnelle) n'a pas été réalisée dans le cadre des études antérieures. Toutefois, le caractère karstique de la source d'Issanka se traduit par des réponses rapides de la hauteur et des débits suite à des épisodes de recharge (<2 jours). **La caractérisation du fonctionnement hydrodynamique de la source d'Issanka sera à préciser dans le cadre du projet Dem'Eaux Thau.**

f) Informations sur les modalités réglementaires d'exploitation de la ressource d'Issanka

Ci-dessous, sont présentés de manière très synthétique les éléments du contexte réglementaire d'exploitation de la ressource d'Issanka :

DUP-1988 :

- Art 2: débit total prélevé tout ouvrage confondu : 9 600 m³/jour.

DUP-1990 :

- 9 600 m³/jour. 360 m³/h par pompage sur le F7 lorsque le débit gravitaire est < 300 m³/h ;
- Débit réservé: 40 m³/h (par pompage sur le F5), restitution à l'aval du seuil d'Issanka ;
- Prélèvements interdits si piézométrie < 0m NGF.

⁵ Débit naturalisé =débit de débordement de la source + débit prélevé pour l'AEP

Préconisations établies par le BRGM à la demande de l'État en 1998 suite à la contamination de la ressource par débordement de la Vène (cf. rapport de Marchal, 1998) :

- imperméabilisation et bétonnage du radier du pavillon de décharge ;
- arrêt de l'adduction si la turbidité atteint 1.6 NTU (contrôle sur site) ;
- gestion du barrage aval de la Vène permettant de garantir le niveau du cours d'eau 15 cm plus bas que la côte piézométrique de l'aquifère ;
- ouverture automatique du barrage en situation de crue.

Rapport hydrogéologique agréé (2005)

- détermination des périmètres de protection immédiats, rapprochés et éloignés ;
- gestion du barrage de la Vène permettant de garantir le niveau du cours d'eau 10 cm plus bas que la côte piézométrique ;
- gestion des eaux pluviales de la RD2 et du Garrigou => Réseau de collecte et rejet à l'aval du site ;
- gestion des eaux pluviales : vigilance voie rapide RN109 ;
- contrôle strict et exhaustif des équipements d'ANC ;
- étudier la possibilité de créer un réseau de collecte des eaux usées ;
- vigilance ICPE sur le Pli ouest au sein des périmètres de protections établis ;
- vigilance station épuration Saint-Paul et Valmalle ;
- interdiction de dépôts et vigilance sur les dépôts hydrocarburés ;
- vigilance sur élevage d'animaux, et pollution du Coulazou.

3.5. BILAN DES INFORMATIONS DISPONIBLES SUR LES TRAÇAGES

Différentes opérations de traçages ont été réalisées depuis les années 1960 jusqu'aux années 2000, celles-ci par différents organismes et différents auteurs (Bonnet et Paloc, 1969 ; Gayet, 1979 ; Ladouche *et al.*, 2001 ; Brunet *et al.*, 2008, Selles, 2010 et Selles *et al.*, 2011).

Ces traçages concernent essentiellement l'axe « Aumelas – Presqu'île de Thau », réalisés pendant différentes périodes hydrologiques avec différents moyens d'analyse selon les époques. On notera que seulement 2 traçages ne concernent pas cet axe « Aumelas – sources de la presqu'île de Thau » : le premier a été réalisé au Sud de la montagne de la Gardiole, avec une restitution à la source de la Roubine du Vic (Bonnet et Paloc, 1969) ; l'autre concerne le traçage atypique réalisé au sein de la source de la Vise pendant un inversac et restitué sur un des forages des Thermes de Balaruc (Brunet *et al.*, 2008).

Avant les années 2000, ces traçages ont permis d'établir les relations hydrauliques entre différentes pertes localisées sur ou à proximité du Causse d'Aumelas, et le système de sources du système d'Issanka / Vise, le traceur circulant sous le bassin de Montbazin-Gigean, dans les calcaires du Jurassique supérieur. Ces traçages « qualitatifs » ont permis d'estimer des vitesses apparentes entre le moment où le traceur a été injecté et le moment où il est restitué à la source.

Après les années 2000, l'apparition d'appareils de mesure tel que les fluorimètres de terrain ont permis de quantifier ces restitutions en terme de taux de restitution ou de dispersivité du milieu. Ainsi les traçages de Ladouche *et al.* (2001), Brunet *et al.* (2008) et Selles (2010), réalisés sur

l'axe depuis Aumelas-Vène jusqu'à Issanka-Visé permettent d'estimer des taux de restitution variables selon les périodes hydrologiques « hautes-eaux / basses-eaux ».

Les différentes courbes de restitution issues de ces travaux post année 2000 sont présentées en Annexe 4.

Afin de synthétiser l'ensemble de ces différents traçages et de les comparer les uns aux autres, un tableau a été réalisé (voir Annexe 4) : il présente les caractéristiques principales de tous ces traçages réalisés depuis les années 1960 jusqu'à l'actuel.

3.6. INFORMATIONS SUR LES DIFFÉRENTES ENTITÉS HYDROGÉOLOGIQUES SITUÉES EN LIMITE DE L'ENTITÉ « A-V-I-C » ET CONSTITUANT LA MASSE D'EAU FRDG160

Pour le SDAGE 2016-2021, la masse d'eau souterraine FRDG124 dite du Karst du Pli Ouest de Montpellier a été redécoupée en cinq entités hydrogéologiques, dont les limites approximatives sont reportées sur la Figure 3-1. L'entité « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy », (ie, « A-V-I-C ») sur laquelle est focalisée le projet DEM'Eaux Thau constitue la partie centrale de la masse d'eau souterraine FRDG124, aujourd'hui nommée FRDG160. Cette entité et ses exutoires ont déjà été décrits aux chapitres précédents. La limite occidentale de l'entité « A-V-I-C » est constituée des entités du « Bassin de Villeveyrac » et de « Plaisan », toutes deux constituant la masse d'eau FRDG159, la limite orientale de l'entité « A-V-I-C » est constituée des entités « Mosson » (masse d'eau FRDG158) et Gardiole Est ». Une description succincte de ces entités est présentée ci-après.

3.6.1. L'entité « Bassin de Villeveyrac » (masse d'eau FRDG159)

L'entité « **Bassin de Villeveyrac** » se situe au sud-ouest de la masse d'eau FRDG160. Les calcaires jurassiques qui affleurent à l'est et au nord de l'agglomération de Villeveyrac plongent rapidement d'une part vers le sud sous une couverture de formations moins perméables du Crétacé supérieur, et d'autre part, vers l'ouest sous des formations oligocènes et au moins jusqu'à la vallée de l'Hérault sous des formations miocènes.

Ces calcaires ont notamment été rencontrés en profondeur par différents sondages (recherche pétrolière, géothermie, minière) dans le secteur de Villeveyrac, Pézenas et Montagnac. Le toit de ce réservoir localisé dans ces calcaires jurassiques est situé vers - 107 m NGF au forage La Calade (10161X0170/FARRIL) à Villeveyrac, et vers - 700 m NGF à Pézenas (ancien sondage de recherche pétrolière actuellement exploité pour la climatisation d'eau de la piscine municipale et pour l'élevage de poissons exotiques).

La continuité de ces formations calcaires sous couverture à l'ouest de la vallée de l'Hérault est réelle, mais la complexité structurale et la profondeur du toit de la formation incite à ne pas étendre cette ME au-delà de la vallée de l'Hérault.

Vers l'est, entre Villeveyrac et Poussan, la Montagne de la Moure et plus au sud, le Pioch de Madame constituent un dôme piézométrique qui induit un partage de l'écoulement, soit vers le sud-ouest sous le bassin de Villeveyrac – Loupian, soit vers le sud-est (entité Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy).

À noter que pour l'entité « Bassin de Villeveyrac », il n'existe pas d'exutoire permanent. Seules quelques rares sources de débordement à faible débit sont localisées au niveau de l'ennoyage des calcaires jurassiques sous couverture.

3.6.2. L'entité « Plaissan » (masse d'eau FRDG159)

L'entité « **Plaissan** » se situe au nord-ouest de la ME 160. Elle constitue avec l'entité « Bassin de Villeveyrac » la masse d'eau FRDG159. Elle se limite aux calcaires jurassiques affleurants sur une partie du Causse d'Aumelas et aux mêmes formations sous couverture tertiaire (Éocène, Oligocène et Miocène) vers le sud entre Plaissan et Saint-Pargoire. La limite entre l'entité « Plaissan » et l'entité « Bassin de Villeveyrac » est arbitraire, faute de données suffisantes, positionnée entre le BV du Rieutort et le BV du Dardaillon, tous deux affluents de l'Hérault.

Dans cette entité « Plaissan » il n'existe pas de sortie d'eau permanente et l'écoulement des eaux souterraines est orienté vers le sud-ouest ou le nord-ouest (vallée de l'Hérault).

La limite orientale de cette entité est marquée par un dôme piézométrique au niveau du Causse d'Aumelas avec un écoulement des eaux souterraines vers le sud-ouest dans l'entité « Plaissan » et un écoulement dirigé vers le sud-est dans l'entité « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy ».

3.6.3. L'entité « Gardiole-Est » (masse d'eau FRDG160)

L'entité « **Gardiole Est** » s'étend de Pignan au Nord jusqu'au littoral entre Villeneuve les Maguelone et Frontignan au sud. Dans le secteur de Pignan, cette entité correspond aux formations du Dogger appartenant à l'unité charriée du pli de Montpellier. Au sud, ces formations sont recouvertes par les dépôts tertiaires du bassin sédimentaire de Montbazin Gigean. Au sud de Fabrègues, cette entité correspond à la partie orientale du massif de la Gardiole représentée par des calcaires et marno-calcaires du Jurassique supérieur.

Les relations hydrodynamiques entre le secteur de Pignan (au nord du bassin) et le massif de la Gardiole ne sont pas démontrées. Par ailleurs, il n'y a pas d'exutoire permanent identifié au niveau de Pignan.

Les différentes observations réalisées notamment lors des essais de pompage sur le forage du Bouldidou à Pignan n'ont pas montré de relation avec l'entité Vène-Issanka. En particulier, le comportement est différent entre ces formations du Dogger du secteur de Pignan et les formations calcaires du Jurassique supérieur drainées vers la résurgence temporaire de la Vène.

Vers l'aval et notamment pour la partie du massif de la Gardiole incluse dans cette entité, le drainage des eaux souterraines est orienté vers la grotte de la Madeleine et le Creux de Miège en bordure de l'Étang de Vic sur la commune de Mireval et surtout par la Robine-de-Vic située à 1 km à l'ouest de l'agglomération. Cette source permanente se localise au niveau de l'ennoyage des calcaires jurassiques sous les formations superficielles du littoral.

3.6.4. L'entité « Mosson » (masse d'eau FRDG158)

L'entité dite « Mosson » s'étend entre Grabels au nord et le littoral au sud entre Villeneuve-les-Maguelone et Lattes. Les formations calcaires du Jurassique affleurent au nord entre Juvignac, Grabels et Murviel-les-Montpellier. Entre Lavérune et Saint-Jean-de-Védas, cet aquifère est recouvert par des formations plus récentes tertiaires et quaternaires.

L'aquifère jurassique se prolonge sous couverture vers l'est sous une partie des villes de Montpellier et de Lattes.

Le toit de ces calcaires a été rencontré par forage de recherche de gîte géothermique dans le quartier d'Antigone (703 m de profondeur) et le quartier de Bagatelle (288 m). La structure est très complexe et très compartimentée. La présence d'écoulement continu entre le Nord de l'entité et l'aval n'est pas encore démontrée. Par contre, des transferts semblent exister entre les différents compartiments représentant le haut fond jurassique qui existe pratiquement en parallèle à l'A9 entre le Mas de Grille (Saint-Jean-de-Védas) et le Mas Neuf (Lattes).

Les différentes observations réalisées sur cette entité « Mosson » montrent le cloisonnement très marqué, soit plus au nord dans le secteur de Juvignac, soit sous couverture (sites testés par forages géothermiques de Bagatelle et d'Antigone), soit encore plus au sud au niveau du haut fond du Pont Trinquat. Dans cette partie de l'entité, l'eau est localement déjà excessivement minéralisée (secteur du Mas de Mariotte notamment), en raison des échanges potentiels avec les eaux saumâtres du littoral.

Au niveau de la terminaison occidentale de la Gardiole, le sens d'écoulement des eaux souterraines est orienté de l'ouest vers l'est, c'est à dire de la Mosson vers le Mas de Grille. Dans ce secteur, la Mosson ne semble pas avoir d'effet sur l'aquifère, notamment au niveau des captages du Flès alimentant en eau potable la commune de Villeneuve les Maguelone.

Notons aussi que dans cette entité « Mosson », des sorties d'eau sont connues pour la partie amont (sources de Grabels, Juvignac Fontcaude, la Paillade). Par contre, sur la partie aval, entre Saint-Jean-de-Védas et Lattes, les sorties naturelles sont inexistantes. L'écoulement se fait par une alimentation des formations de couverture. Cela est notamment le cas au niveau du Pont Trinquat (ancien forage du Mas Neuf) où la drainance naturelle est orientée du bas vers le haut, donc des formations calcaires vers les sables astiens et les alluvions du Lez. Par contre, en pompage, les échanges s'inversent et rendent plus vulnérables l'eau souterraine contenue dans cet aquifère jurassique.

3.7. CONTRIBUTION DU HAUT-COULAZOU À L'ALIMENTATION DU KARST DE L'ENTITÉ « A-V-I-C »

L'existence des pertes du Coulazou, dont le bassin versant s'étend au-delà de la limite de la masse d'eau, implique la prise en compte du bassin versant amont du Coulazou dans la délimitation de l'impluvium karstique de « Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy ». Ces pertes constituent donc une recharge allogénique pour le système karstique. Elles ont lieu au sein des calcaires jurassiques entre la limite nord de l'entité (chevauchement de Montpellier) et l'entrée du cours d'eau sur la molasse miocène. De nombreux tests de traçages ont permis de démontrer la connexion hydraulique avec la source de trop-plein de la Vène (Figure 3-2 et annexe 4). La surface du sous bassin versant hydrologique situé en amont de la zone de pertes est estimé à 21 km². En dehors des périodes de crue, aucun écoulement n'est observé dans le Haut-Coulazou (Figure 3-23).

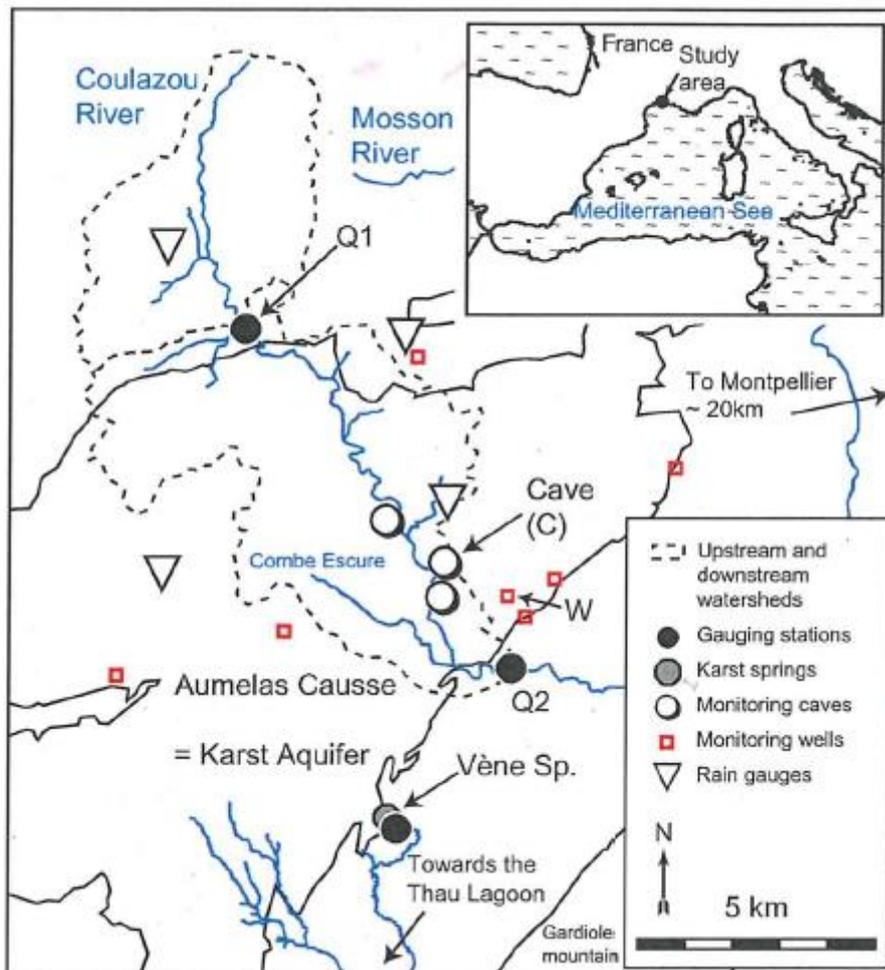


Figure 3-23 : Délimitation des sous bassins du Haut-Coulazou aux stations de jaugeage Q1 et Q2 (extrait de Bailly Comte et al., 2012).

En crue, les interactions hydrodynamiques entre les écoulements de surface et souterrain du milieu karstique sont complexes comme l'a montré Bailly-Comte (2008) dans sa thèse. Lors des crues, il ressort que l'importance des flux échangés entre la surface et le milieu souterrain est contrôlée par l'importance de l'épisode pluvieux considéré et également par l'état de remplissage du karst (défini par sa piézométrie). Cette étude, qui avait pour objectif principal d'étudier l'influence des eaux souterraines sur la genèse et la propagation des crues du Coulazou dont la part de la composante karstique est importante, a permis d'établir une typologie de fonctionnement pour 3 contextes hydrogéologiques différents (Bailly Comte *et al.* ; 2012).

Lorsqu'un épisode pluvieux survient en contexte de basses eaux, lorsque les niveaux du karst sont bas (<31 m NGF, au niveau du puits de l'Aven, pt 13 sur la Figure 3-2), le débit d'absorption du karst au niveau des pertes est maximal (de l'ordre de 7 m³/s), on observe une atténuation des pics de crue à l'aval (Q2<Q1). Pour le système karstique souterrain, la recharge allogénique par les pertes du Coulazou contribue à faire remonter la charge piézométrique (Cas A, Figure 3-24)

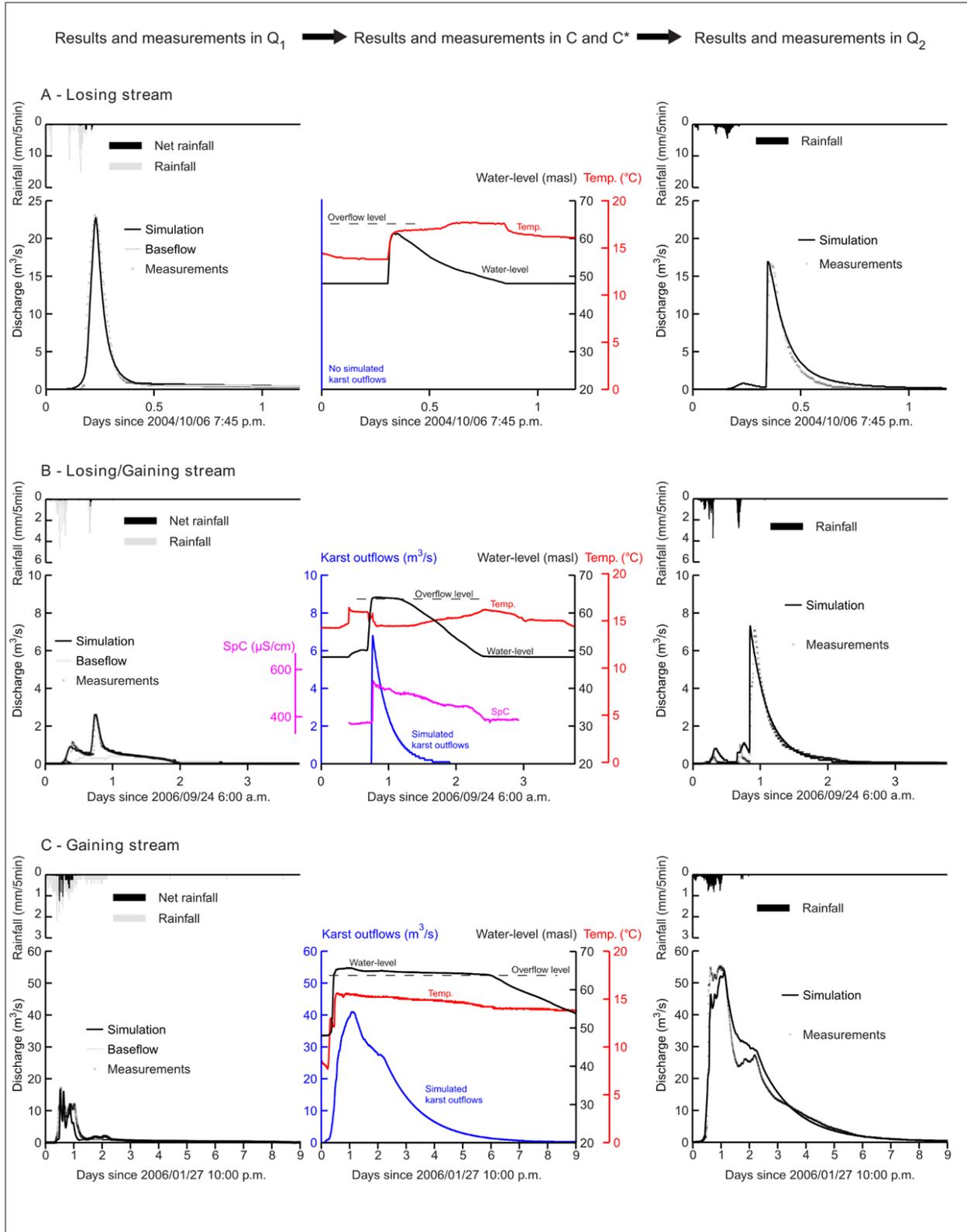


Figure 3-24 : Typologie des interactions hydrodynamiques entre les eaux de surface du Coulazou et le karst d'Aumelas (d'après Bailly Comte, 2012).

Lorsqu'un épisode pluvieux survient en contexte de moyennes eaux (niveau du karst compris entre 40 m et 50 m NGF au niveau du puits de l'Aven), le système karstique absorbe dans un premier temps une partie des écoulements en provenance de l'amont ($Q_2 < Q_1$) puis lorsque les niveaux du karst remontent à la cote de débordement du puits de l'Aven (65 m), c'est l'inverse qui est observé : le karst contribue à augmenter les débits du Coulazou ($Q_2 > Q_1$, Cas B, Figure 3-24).

Lorsqu'un épisode pluvieux survient en contexte de hautes eaux, la capacité d'absorption du karst est faible voire nulle, les niveaux du karst sont supérieurs à la cote de débordement du puits de l'Aven, le karst contribue à augmenter les débits du Coulazou à la station aval ($Q_2 > Q_1$, Cas C, Figure 3-24).

De cette étude, il ressort que les interactions hydrodynamiques entre les écoulements de surface et souterrain du milieu karstique sont non univoques et variables tant à l'échelle d'une crue qu'au cours du cycle hydrologique en fonction de l'état de remplissage du karst. L'importance des flux d'échange entre les eaux de surface du Haut-Coulazou a pu être précisé à l'échelle d'épisodes de crues, toutefois la part de l'écoulement allogénique dans le bilan hydrogéologique de l'entité « A-V-I-C » demeure globalement mal connue. **L'estimation de ces flux constitue l'un des verrous du projet Dem'Eaux Thau pour la compréhension détaillée du fonctionnement hydrogéologique de l'entité hydrogéologique.**

3.8. INFORMATIONS SUR LES FORAGES THERMAUX DE BALARUC-LES-BAINS

Le site thermal de Balaruc-les-Bains est connu depuis l'époque romaine. À partir du 18^e siècle, la source « Originelle » (Romaine ou Ancienne) fait l'objet d'une protection (1712) et le « Pavillon Sévigné » est construit à proximité en 1753, la source ancienne est déclarée d'intérêt public en 1866. D'après la synthèse historique établie par Antea en 2002, il est indiqué que la source ancienne présente une température de 48 °C, une salinité de 10.2 g/l (en chlorures) pour un débit de 12,5 m³/h (1894). Selon Rozes et Marchal (1979), les eaux de la source ancienne présentaient un faciès chloruré sodique et magnésien.

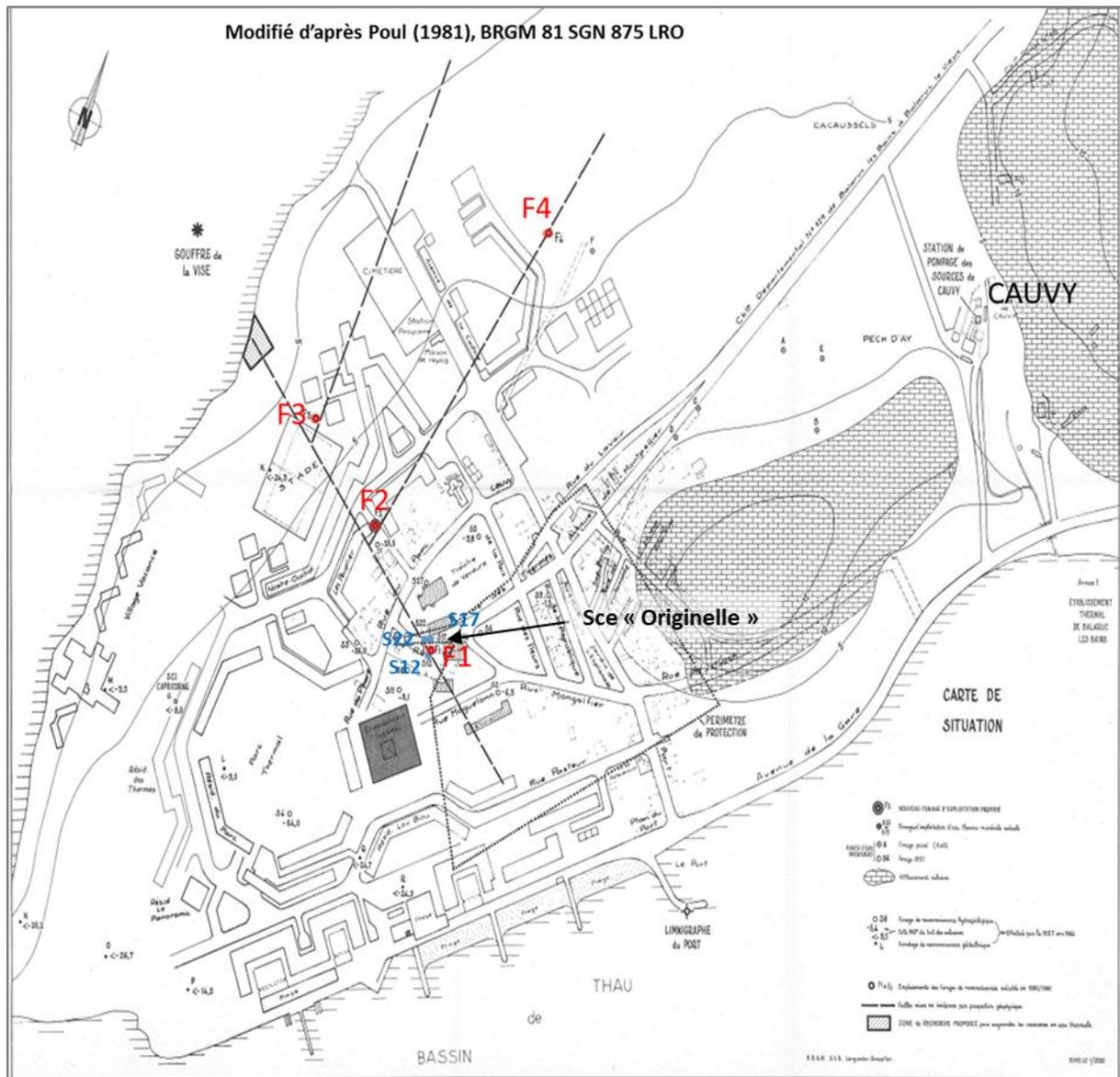


Figure 3-25 : Carte de situation des ouvrages historiques (anté 1982).

Au début des années 1960, des problèmes de stabilité de température et de contaminations bactériologiques récurrentes motivent la municipalité à commander les premières études hydrogéologiques qui débouchent sur la réalisation de plusieurs sondages (27) de reconnaissance, dont 3, situés à proximité immédiate de la source ancienne, furent transformés en forages d'exploitation (ouvrages S12, S17 et S22, cf. Figure 3 - 25). Les horizons captés se situent au toit des calcaires jurassiques (cf. Figure 3-26).

BSS (ancien code)	Forages	Nom ouvrages	Année réalisation	Profondeur totale (m)	Prof. Toit Jurassique (m)	Profondeur captée (m)	Temp (°C)	Conductivité (mS/cm à 25°C)	Etat	Information et Usage actuel (2018)	
	S12		1963	53	6.8	13.6 à 23.5	43.5		rebouché (1999)		Q à 15 m ³ /h
	S17		1963	50	7	15 à 21	22	6.67	rebouché (1999)		Q à 15 m ³ /h
	S22		1963	32	7.2	15 à 25.4	44	16.6	rebouché (1999)		Q à 15 m ³ /h
	F1		1981	200	8	12 à 21	27		rebouché (1999)		Q à 15 m ³ /h
BSS002IDX1 (10165X0259)	F2	Dc Guibert	1981	150	38	59 à 150	39	13.2	rebouché (1999)		Q à 40 m ³ /h (Rbt = 8.5 m)
BSS002IDU2 (10165X0183)	F3		1981	175	65	98 à 175	42	15.1		Piézomètre	Q à 23 m ³ /h (Rbt = 42.8 m)
BSS002DVB (10165X0185)	F4		1981	55	37.5	38 à 55	38.4	15.6		Piézomètre	Q à 30 m ³ /h (Rbt = 5 m)
BSS002IDXA (10165X0185)	F5	Moure	1983	105 (490)	72	72 à 105	47 à 50	15.6 à 19		Bouchon entre 108 et 128 m _ Piézomètre (Q de l'ordre de 4 m ³ /h en 2017)	
BSS002IDXA (10165X0251)	F6	Hespéride	1986	63.5	58.5	58.5 à 63.5				Suivi piézométrique arrêté (depuis 2014) (Q de l'ordre de 10 m ³ /h en 2017)	
	F7		1988	135	135				rebouché (1999)		
BSS002DWH (10165X0234)	F8	Saint-Clair	1991	135	135	zone productive (330 à 389)	36	22.5 à 24		Forage de Production Thermal (Q de l'ordre de 23 m ³ /h en 2017)	
BSS002DXB (10165X0252)	F9	Ase	1995	86	86	zone productive (111 à 120)	51	13.4		Forage de Production Thermal (Q de l'ordre de 30 m ³ /h en 2017)	
BSS002DXC (10165X0253)	F9bis		2003	90	90	zone productive (90 à 119)					
BSS002DXD (10165X0254)	F10		2000	289	199	zone productive (330 à 389)	32	16.8		Piézomètre	Q (soufflage) =3.6 m ³ /h
BSS002DXE (10165X0255)	F11		2004		76 (97 ml)				rebouché (2004)	Forage de reconnaissance carotté incliné à 40°, 121 m linéaire	
	F12		2004		109 (125 ml)				rebouché (2004)	Forage de reconnaissance carotté incliné à 29°, 200 m linéaire	
BSS002DXF (10165X0256)	F13		2007		145 (187 ml)				rebouché (2004)	Forage de reconnaissance carotté incliné à 40°, 121 m linéaire	
BSS002DXG (10165X0257)	F14		2007		179	zone productive (215 à 217)	47.5	16		Forage de Production Thermal (Q de 10 à 15 m ³ /h en 2017)	15 m ³ /h
	F15									Foration en cours début 2018	

Figure 3-26 : Synthèse des principales caractéristiques des ouvrages thermaux de Balaruc-les-Bains.

En 1968, la source ancienne cesse d'être exploitée et le débit d'exploitation des ouvrages (S12, S17 et S22) est augmenté (débit de pompage de l'ordre de 25 à 30 m³/h en moyenne). Il est indiqué que des problèmes de pollution bactériologique sont rencontrés de manière récurrente sur les différentes eaux pompées au cours de la décennie de 1970. Rozes et Marchal (1979) indiquent que pour des débits de pompage voisins du débit naturel de la source ancienne, les températures des ouvrages S17 et S22 sont respectivement de 46,5 °C et 47 °C (au débit de pompage de 10,8 m³/h). Pour un débit de pompage de 18 m³/h, les températures des eaux pompées au S17 et S22 baissent légèrement, respectivement à 45,2 °C et 46,8 °C. À 28,8 m³/h, la baisse de température est nettement plus significative (S17 à 42,5 °C et S22 à 43 °C). Les pompages (15 m³/h max par ouvrage, soit 45 m³/h max au total) induisent des faibles rabattements de l'aquifère (de l'ordre de 0,5 m pour S12, 0,25 m pour le S22). Selon Rozes et Marchal (1979), le rabattement et la température semblent être reliés par une relation linéaire. Aux baisses de température des eaux pompées, sont associées des baisses de minéralisation. Il est indiqué que le trop-plein de la source ancienne est susceptible de fonctionner en période de hautes eaux.

En 1981, 4 ouvrages de reconnaissance sont réalisés (F1, F2, F3 et F4) dans le but de capter plus profondément la ressource thermique et de s'affranchir des problèmes de pollution bactériologique. Selon Poul (1981), l'implantation des ouvrages (cf. Figure 3-25) a été réalisée le long d'accidents géologiques identifiés par prospections géophysiques (ces documents n'ont pas été retrouvés dans le cadre de cette synthèse). Différents tests de pompage ont été réalisés sur les ouvrages de reconnaissance. Les eaux captées par les ouvrages F2, F3 et F4 présentent des températures élevées comprises entre 39 °C et 42 °C (cf. Figure 3-26). Il est indiqué que le pompage sur le forage F4 à 30 m³/h (rabattement de 5 m) n'induit pas d'interférence sur les ouvrages F2, F3 et S12. Des contaminations par *Pseudomonas aeruginosa*-stérotypé 6 sont mises en évidence sur le forage F2 (février 1981) et également par coliformes (décembre 1981). L'ouvrage F2 a été transformé en ouvrage d'exploitation dès la fin de 1981 pour être pompé à un débit de 40 m³/h. Les ouvrages (S12, S17 et S22) n'ont plus été utilisés pour un usage thermal à partir de la fin de 1981, les pompages ont été maintenus en état de marche pour l'alimentation de l'écloserie du GAEC « Poisson du Soleil », à un débit compris entre 15 et 30 m³/h (S12 et S22).

Entre 1982 et 1983, le forage F2 d'exploitation thermal est pompé à un débit de l'ordre de 40 m³/h. Les anciens forages thermaux (ouvrages S12 et S22) sont exploités par le « Poisson du Soleil », à un débit compris entre 15 et 30 m³/h, le prélèvement global sur la ressource thermique à cette période est compris entre 40 et 70 m³/h au maximum. Il est indiqué (84 LRO 533 PR) que le forage F4 a été temporairement utilisé pour le traitement des boues de l'établissement thermal (Q=2 m³/h) et que le forage F1 a été temporairement utilisé (jusqu'en 1985 ?) pour assurer des besoins énergétiques de l'établissement à l'aide d'une pompe à chaleur (débit de pompage inconnu).

Fin 1983-début 1984, réalisation du forage de reconnaissance F5 situé à 190 m au nord-ouest du F2 et à 180 m au sud-est de la Vise (Figure 3-27). D'une profondeur initiale de 490 m, les eaux chaudes ont été rencontrées dans les dizaines de mètres sous le toit du Jurassique (prof du toit = 72 m), la température mesurée à 490 m dans le Callovien était de 19 °C (Tessier 1986, BRGM 86 SGN 210 LRO). L'ouvrage a fait l'objet de nombreux tests de pompage (parties inférieure et supérieure, cf. § 3.13), des interférences ont pu être montrées avec la plupart des ouvrages existants à l'époque au sein de la presqu'île (F2, F1, S17, S17, S22 et la Vise à l'aide d'un traçage, cf. § 3.5.). Durant l'intersaison thermique (du 12 décembre 1983 au 15 janvier 1984), les différents tests de débit du F5 (entre 46 et 113 m³/h) avec pompage simultané ou non sur les ouvrages F2, S12 et S22 ont conduit à un cumul de pompage pouvant atteindre 145 m³/h (Tessier 1988 ; BRGM 88 SGN 612 LRO).

L'ouvrage F5 a fait l'objet d'un rebouchage partiel (bouchon de ciment placé entre 108 et 128 m de profondeur) afin de capter la partie supérieure du jurassique (entre 72 et 105 m de profondeur).

1985-1987. Mise en production de l'ouvrage F5, le débit total de production des eaux thermales est de 65 m³/h (40 m³/h pour F5 et 25 m³/h pour F2). Réalisation d'une campagne de prospection radon dans le but d'implanter le forage de reconnaissance F6 (cf. annexe 2), d'une profondeur de 63,5 m, toit du Jurassique à 58,5 m (cf. Figure 3-26). Les eaux pompées sont moins minéralisées (C= 7,96 mS/cm à 25 °C) par rapport aux autres forages (F2, F5) et présentent des températures de 36,5 °C. Rapidement la température et la minéralisation de l'eau de l'ouvrage chutes (T= 30,6 °C et 3,15 mS/cm fin 1987). Différents tests de pompage sont réalisés sur les ouvrages : (1) F2+F5+F6= 30+20+20 = 70 m³/h et (2) F2+F5+F6 = 40+25+25 = 90 m³/h, il n'est pas indiqué si à cette période les anciens ouvrages (S12, S22) sont toujours utilisés par le GAEC. La température globale des eaux du mélange diminue : 44,3 °C (pour le test 1 à 70 m³/h), 35,8 °C (pour le test 2 à 90 m³/h). Il est noté que le forage F5 est affecté de contaminations bactériologiques.

Ouverture de l'établissement des Thermes Hespérides situé à proximité du forage F6 (Figure 3-27).

1988. Réalisation du forage de reconnaissance F7 au sud des précédents (cf. Figure 3-27). D'une profondeur de 250 m, le toit du Jurassique a été rencontré à 135 m de profondeur. Peu d'informations sont disponibles sur cet ouvrage qui a été utilisé comme piézomètre d'observation. En 1992, Tessier indique une température de 35 °C et une conductivité de 15,6 mS/cm (à 25 °C) pour l'eau de l'ouvrage. La charge de l'aquifère était de +5,71 m NGF en mai 1992 ce qui témoignerait d'un ouvrage artésien.

Le débit de production global des ouvrages thermaux est de 70 m³/h (40 m³/h en F2 +25 m³/h en F5), l'un des ouvrages anciens (S12 ou S22) est pompé à 15 m³/h pour l'écloserie du GAEC des « Poissons du Soleil ». Problème de contamination sur le forage F5 (*Pseudomonas aeruginosa*). Modification du régime de pompage des ouvrages thermaux, utilisation du Forage F6 : le débit de production global est compris entre 65 m³/h et 85 m³/h (répartition : 40 m³/h en F2 (30 °C), 25 m³/h en F5 (50 °C), 20 m³/h en F6 (30 °C). Proposition par Tessier (88 SGN 816 LRO) d'un schéma conceptuel de structure et fonctionnement du gisement hydrothermal de la presqu'île de Balaruc (cf. § 3.14).

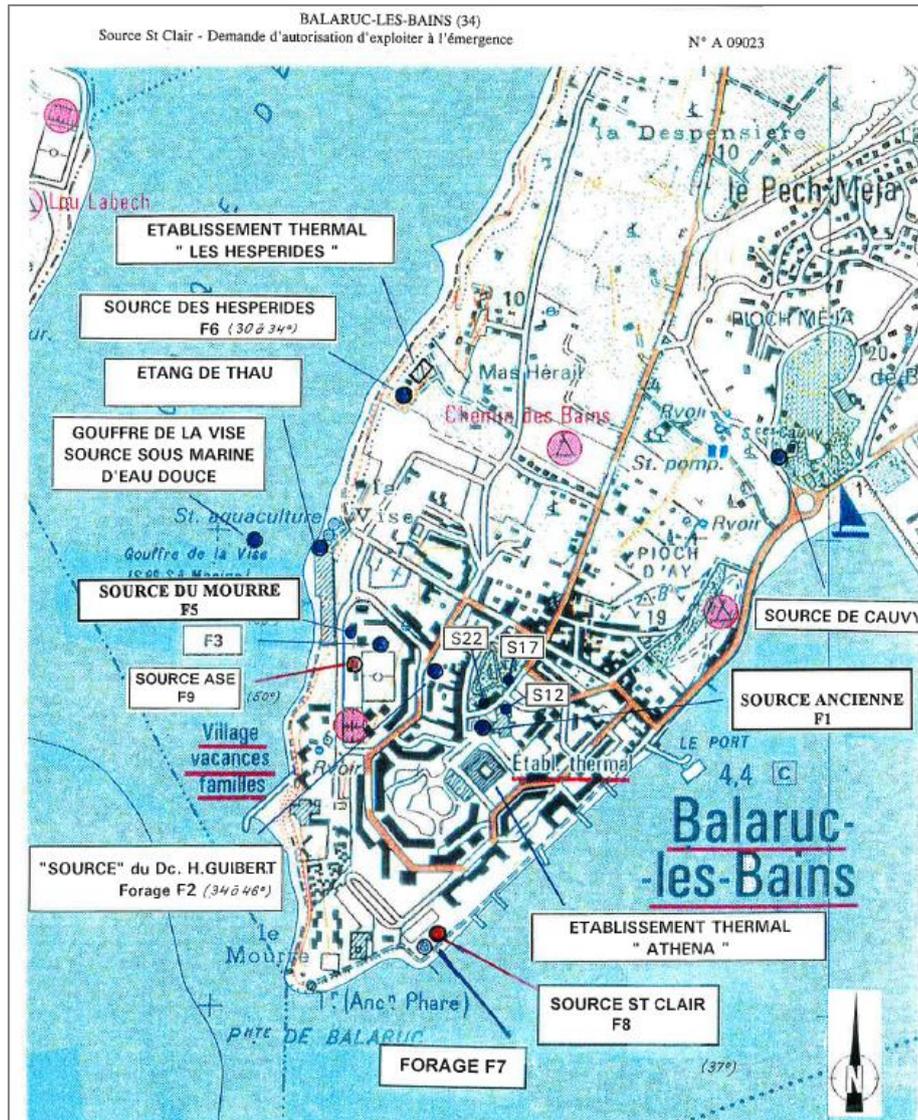


Figure 3-27 : Carte de situation des ouvrages thermaux (anté 2000), extrait rapport Antea A09023..

1991. Mise en place d'un dispositif de télé-suivi et d'enregistrement des paramètres mesurés : hauteur piézométrique, débit, température, conductivité, pression atmosphérique, pluie, marée et vent (Auroux et Teissier, 1991). Les données numériques acquises entre 1991 et 2003 n'ont pas été retrouvées.

Depuis 1991, le pompage éventuel et l'usage des eaux pompées des ouvrages S12 et S22 ne sont plus renseignés dans les documents consultés.

Le débit de production global des ouvrages thermaux est de 91 m³/h (48 m³/h en F2 +25 m³/h en F5 + 18 m³/h en F6).

Réalisation du forage de reconnaissance F8 à une dizaine de mètres du F7 (cf. Figure 3-27). D'une profondeur de 407 m, le toit du Jurassique a été rencontré à 135 m de profondeur. Le forage apparaît peu productif, aucune interférence avec les ouvrages de production F2 et F5 n'est

détectée lors des tests de pompage (F8 pompé à 15 m³/h). Les eaux pompées sont chaudes (37 °C) et minéralisées (C= 18,9 mS/cm à 25 °C).

Arrêt de l'exploitation thermique du forage F6 en juin pour cause de chute importante de la température (de 36,5 °C en 1986 à 25 °C en 1991). Pas d'informations détaillées sur l'usage du forage F6 depuis cette date, les débits de prélèvement sont compris entre 20 et 35 m³/h.

1992. Tests de pompage sur le forage F8 (16 m³/h), rabattement de 14.3 m sur le piézomètre F7 situé à 11 m. Pas d'interférence sur les forages de production F2 et F5.

Le débit de production global des ouvrages thermaux est de 75 m³/h (45 m³/h en F2 +30 m³/h en F5), le forage F6 est pompé à un débit compris entre 20 et 35 m³/h, pas d'information sur l'usage des eaux pompées.

1993 : Les désordres occasionnés par le phénomène d'inversac du 7 octobre 1993 seront détaillées dans le § 3.11.

1994. Modification du régime de pompage des ouvrages thermaux, le débit de production global des ouvrages thermaux est de 70 m³/h : 15 m³/h en F2 +40 m³/h en F5 + 15 m³/h en F8 (A00795).

1995. Réalisation du forage de reconnaissance F9 (A02610), à 200 m au sud du forage F5 (cf. Figure 3-27). D'une profondeur de 120 m, le toit du Jurassique a été rencontré à 86 m de profondeur, des eaux chaudes (T= 49,8 °C) et minéralisées (C=16,5 mS/cm) ont été rencontrées entre 111 m et 120 m de profondeur. Des tests de pompage sont réalisés à des débits compris entre 5 et 25 m³/h, la température et la minéralisation restent stables, mise en évidence d'interférences avec les ouvrages F2 et F5. L'ouvrage F9 est transformé en ouvrage de production d'eau thermique et pompé à 25 m³/h.

Arrêt de l'exploitation du forage thermal F2 (octobre 1995).

Modification du régime de pompage des ouvrages thermaux, le débit de production global des ouvrages thermaux est de 70 m³/h : 40 m³/h en F5 +25 m³/h en F9 + 15 m³/h en F8. Aucune information n'est disponible sur le débit du forage F6 et l'usage des eaux pompées.

1996. Arrêt de l'exploitation thermique du forage F5 pour cause de variation importante de température et de minéralisation (A06512). L'ouvrage continue d'être pompé à un débit proche de 10 m³/h pour « maintenir un équilibre hydraulique ». Cette notion n'est pas expliquée dans les documents consultés.

Modification du régime de pompage des ouvrages thermaux, le débit de production global des ouvrages thermaux est compris entre 64 et 67 m³/h (2nd semestre) : 24 m³/h en F8 + 40 à 43 m³/h en F8.

1997. Nettoyage et contrôle du forage F9 (A08620). Le débit de production global des ouvrages thermaux n'est pas connu.

1998. Les dossiers de demande d'autorisation d'exploiter les ouvrages F8 et F9 sont déposés (A09023, A09024) les procédures d'agrément des forages F8 et F9 sont engagées (1999).

Le débit de production global des ouvrages thermaux n'est pas connu.

1999. Obturation (cimentation) des ouvrages abandonnés : F1, F2, F7, S12, S17 et S22 (A16105). La source ancienne est conservée (pompé à 2 m³/h), les ouvrages F3 et F4 sont conservés comme piézomètres d'observation.

La procédure d'agrément du forage F8 a été stoppée suite à la mise en évidence de *Legionella pneumophila* (250 UFC/l) lors du premier prélèvement par l'Agence Française de Sécurité Sanitaire des Aliments, le 7 décembre 1999.

2000. Arrêt de la production du forage F8 en février dès l'annonce des résultats de l'analyse de l'AFSSA. Mise en œuvre de travaux de nettoyage et de régénération du forage F8 (A20255). Examens vidéo de l'ouvrage avant et après régénération. Réalisation de diagraphie de conductivité/température en statique et en production. Mise en évidence de venues d'eaux productives entre 330 et 389 m de profondeur. Au débit de 34 m³/h, le log de production indique 10% du débit provient de la zone comprise entre 350 et 387 m de profondeur, 65 % du débit est assurée par la zone comprise entre 329 et 350 m de profondeur puis 10 % de la zone comprise entre 300 et 305 m de profondeur (Antea, A 30222b). L'affectation des 15 % restants n'est pas précisée. Suite aux travaux de régénération de l'ouvrage et de modification du dispositif de pompage⁶ l'état sanitaire de l'ouvrage s'est amélioré : absence de légionelles et de *Pseudomonas aeruginosa* dans les eaux pompées⁷.

⁶ Pour éviter le développement d'un biofilm dans la zone de fluctuations des niveaux d'eau de l'ouvrage, un dispositif de pompage sous un obturateur gonflable est mis en place pour maintenir en eau l'ensemble du forage.

⁷ Constat effectué à partir de 236 analyses réalisées entre septembre 2001 et décembre 2003 (A30222b).

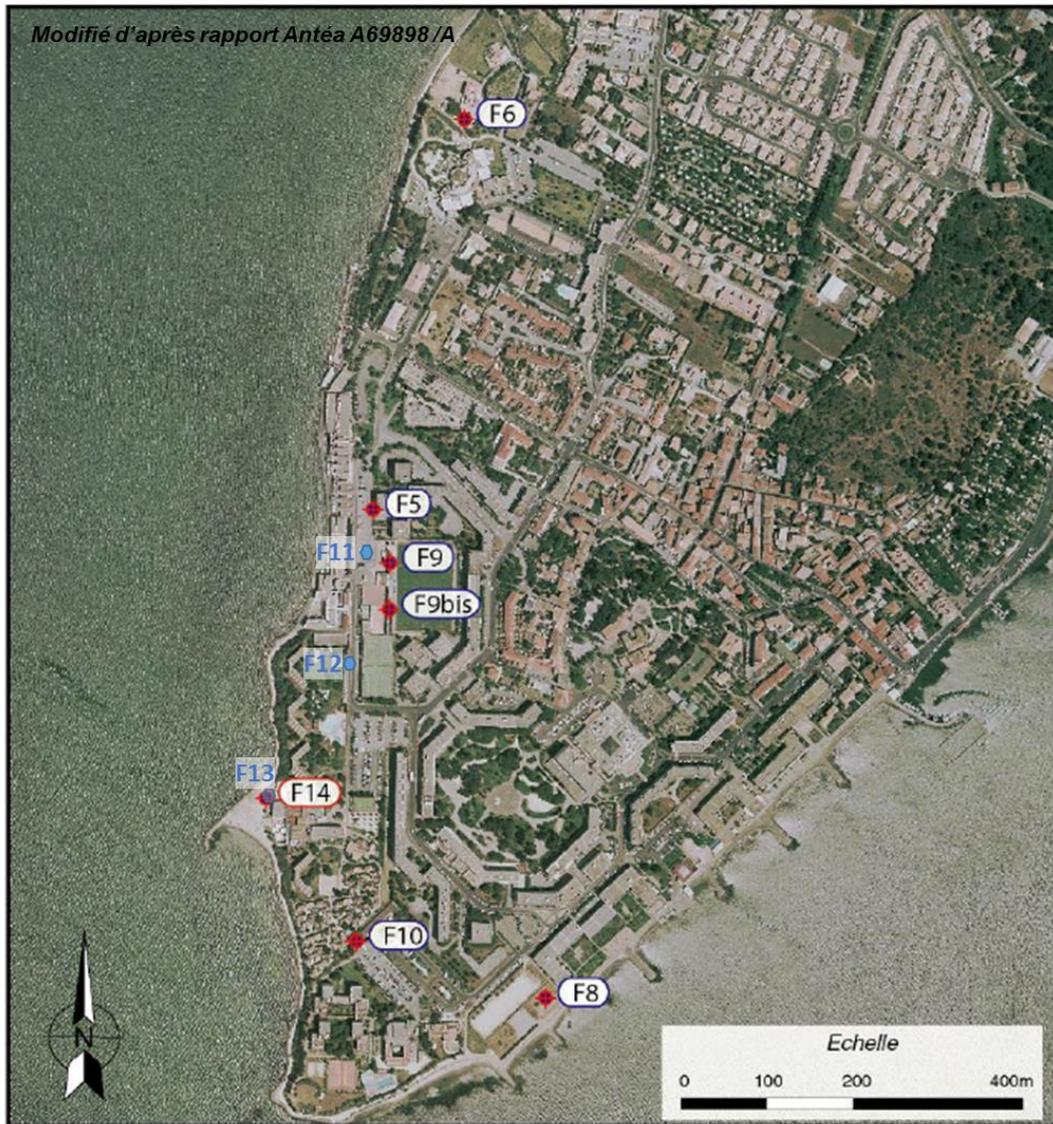


Figure 3-28 : Carte de situation des ouvrages thermaux (post 2000).

2000. En Février, réalisation du forage de reconnaissance F10 à l'ouest du F8 (cf. Figure 3-28). D'une profondeur de 289 m, le toit du Jurassique a été rencontré à 199 m de profondeur. Dans la formation miocène sus-jacente au Jurassique, deux intervalles de calcaires coquilliers sont décrits entre 59 et 73m de profondeur et entre 160 et 167 m de profondeur. Des venues d'eau à 22 m et 35 m de profondeur sont indiquées, l'eau présente une température de 20 °C et une conductivité de 6,3 mS/cm (débit de soufflage à 10 m³/h). Dans le Jurassique, les premières venues d'eau sont observées à 212 m de profondeur (T=25,6 °C et C=11,64 mS/cm au débit de soufflage de 0,4 m³/h). Les secondes arrivées sont observées entre 283 m et 289 m de profondeur (T=32 °C et C=16,8 mS/cm au débit de soufflage de 3,6 m³/h). Abandon de l'ouvrage pour cause d'éboulement systématique du forage.

Le niveau piézométrique en fin de foration se situe à -3,84 m/tête de puits. Le forage F10 est équipé en août 2000 d'un capteur enregistreur de niveau pour apprécier le comportement hydrogéologique du gisement.

2001. Mise en évidence de problème de contamination par *Legionella pneumophila* sur le forage F9. Travaux de diagnostic (inspection vidéo, nettoyage et sanitation de l'ouvrage, A26569). Constat : 0,5 m d'huile de paraffine est présent au-dessus de la colonne d'eau de l'ouvrage pour éviter le contact entre l'eau du forage et l'air, il est supposé que l'huile de paraffine peut servir de nutriment aux légionnelles. Malgré la sanitation de l'ouvrage fin 2001, des contaminations par légionnelles sont de nouveau observées ce qui conduit aux travaux de réalésage et de chemisage (tube 10" Inox 316) de l'ouvrage en février 2002^a, suivi d'une sanitation (A26593). Le réalésage a mis jour une nouvelle fracture ouverte dans la partie basse de l'ouvrage, une baisse de 1,5 °C de la température de l'eau de l'ouvrage est observée par rapport au forage initial.

2002. Remise en production thermique des eaux du forage F8 (débit = 24 m³/h), niveau moyen en production de -26,7 m NGF (A26847). La température moyenne des eaux pompées est de 36,6 °C, la conductivité électrique moyenne est de 22,5 mS/cm (à 25 °C).

Forage F9, mise en évidence de problèmes de contamination par *Legionella pneumophila* (250 UFC le 28 janvier et 100 UFC le 3 avril) lorsque le pompage est supérieur à (45 m³/h) malgré la sanitation de l'ouvrage. Entre juin et le décembre 2002, le débit de pompage du F9 est compris entre 26,7 et 40,7 m³/h, soit un débit moyen de 37,6 m³/h nettement inférieur à celui des années précédentes. Pour cette gamme de débit, aucune contamination par légionnelles est observée, ce constat amène l'établissement thermal à revoir à la baisse le débit d'exploitation demandé dans le dossier d'autorisation (débit moyen à 35 m³/h). Le débit de production global des ouvrages thermaux n'est pas connu.

2002/2003 (Intersaison). Réalisation du forage F9bis du 12 décembre 2002 au 5 février 2003 (A30869). Ces travaux s'inscrivent dans un objectif de sécurisation et de pérennisation de la ressource en eau thermique. L'ouvrage F9bis est situé à une quinzaine de mètres au sud du forage F9 (cf. Figure 3-28).

Le forage F9 bis, d'une profondeur de 119 m, a recoupé le toit du Jurassique à 90 m de profondeur. Entre 90 m et 119 m de profondeur, plusieurs zones fracturées présentant des eaux froides (T = 16 °C) et peu minéralisée (C = 3 mS/cm à 25 °C) ont été traversées dans la partie supérieure du toit des calcaires (105 m, 109 m et 111 m de profondeur). La première zone fracturée thermique est apparue une trentaine de mètres sous le toit des calcaires, entre 114,5 et 119 m de profondeur. Les eaux sont chaudes (T = 49 °C) et minéralisée (C = 17 mS/cm à 25 °C). Le débit de production global des ouvrages thermaux pendant l'intersaison 2002/2003 n'est pas connu.

2003. Aucun désordre bactériologique n'est observé sur les forages thermaux F8 et F9. Sur la base de ce constat, la DDASS de l'Hérault a demandé à ce que des additifs relatifs à chacun des forages (F8 et F9) et présentant les actions engagées soient envoyées au Ministère de la Santé. Ces dossiers serviront de base pour l'autorisation d'exploitation des forages F8 et F9 qui sera délivrée par le Ministère de la Santé.

Le débit d'exploitation du forage F8 a varié entre 17 et 25 m³/h pour un niveau dynamique compris entre 24 et 43 m de profondeur. La conductivité des eaux de forage a fluctué entre 21,9 et 23,3 mS/cm soit des valeurs identiques à celles mesurée en 2002, idem pour la température qui est restée stable dans la gamme entre 36,5 et 36,9 °C.

^a La zone de captage a été alésée au diamètre 8"½ jusqu'à 120 m de profondeur.

Le débit d'exploitation du forage F9 a été constant à 35 m³/h entre le 11 février et le 10 décembre 2003, puis a été diminué à 28 m³/h en fin de saison. À 35 m³/h, la conductivité électrique est restée stable à 17,2 mS/cm (à 25 °C), la température a varié entre 48,5 et 50,2 °C.

Les données de production des ouvrages thermaux sont bancarisées depuis 2003 (fichiers numériques).

2003/2004 (intersaison). Réalisation de deux forages de reconnaissance carottés inclinés (F11 et F12) de respectivement 120 et 200 m de longueur dont l'objectif, outre la production de connaissances supplémentaires, est d'essayer de recouper le « tronc » par lequel les eaux thermales remontent à la surface à l'ouest de la presqu'île.

L'ouvrage de reconnaissance F11 (A33550) a été réalisé du 26 novembre 2003 au 15 décembre 2003 en carottage au câble. Cet ouvrage est incliné à 40° en moyenne, le fond du sondage est décalé de 77 m vers l'ouest dans l'azimut N273° par rapport la tête du forage, ce qui le localise à environ une vingtaine de mètres au large du rivage de l'étang de Thau. La longueur totale forée est de 121,45 m. L'implantation au sol est reportée sur la Figure 3-28.

Le forage carotté F11 a traversé 97,60 m linéaire (à 45°) de terrains de recouvrement (matériaux détritiques et petits bancs calcaires) avant de rencontrer les formations calcaires du Jurassique constituant l'aquifère thermal. Les premières pertes de fluide de carottage (qui ici traduisent des zones fracturées productrices) sont apparues très rapidement sous le toit des calcaires, à 101,35 m linéaire. Elles se sont poursuivies jusqu'au fond de l'ouvrage à 121,45 m linéaire. Un pompage à 7 m³/h a permis de tester les venues d'eau entre 101,35 et 121,45 m linéaire. Les eaux pompées présentent une rapide stabilisation de minéralisation (C= 17,5 mS/cm à 25 °C, valeur comparable à celle du F9), la stabilisation de la température s'établit en fin de pompage à 47 °C, soit 2,5 °C de moins que celle du F9. Aucun échantillon d'eau pour analyses chimiques n'a été prélevé au cours de l'essai. Les diagraphies de température et conductivité (en statique et production à 7 m³/h) révèlent l'existence d'une zone productive majeure entre 103 et 104 m linéaire.

La foration de l'ouvrage F11 est arrêté, les différents intervenants et experts estimant que l'ouvrage avait très peu de chance de rencontrer des eaux plus chaudes dans cette direction et à une distance raisonnable. Le forage de reconnaissance a été rebouché.

L'ouvrage de reconnaissance F12 (A33550) a été réalisé du 16 décembre 2003 au 23 janvier 2004 en carottage au câble. Cet ouvrage est incliné à 29° en moyenne, le fond du sondage est décalé de 97 m dans l'azimut N355° par rapport la tête du forage, ce qui le localise à proximité du rivage de l'étang de Thau. La longueur totale forée est de 200 m. L'implantation au sol est reportée sur la figure 3-28.

Le forage carotté F12 a traversé 125,4 m linéaire (à 29°) de terrains de recouvrement (matériaux détritiques et petits bancs calcaires) avant de rencontrer les formations calcaires du Jurassique constituant l'aquifère thermal. Les premières pertes de fluides de carottage sont apparues sous le toit des calcaires, à 131 m linéaire. Une seconde zone de fracture est observée entre 151,5 et 151,7 m linéaire, puis une troisième entre 178 m et 200 m linéaire.

La première zone à 131 m linéaire a fait l'objet de petits tests de pompage. Au débit de 7 m³/h, les eaux pompées ont présenté une rapide stabilisation de minéralisation (C= 17,8 mS/cm à 25 °C, valeur comparable à celle du F9), la stabilisation de la température s'établit en fin de pompage à 39 °C, soit 12 °C de moins que celle du F9. Aucun échantillon d'eau pour analyses chimiques n'a été prélevé au cours de l'essai. Des tentatives de pompage des venues d'eau entre 150,8 et 153,05 m linéaires ont été réalisées sans succès (dénoyage rapide de la pompe au débit

de 7 m³/h) témoignant des horizons peu productifs. Au terme de la foration, la dernière zone de fracture (entre 178 et 200 m linéaire) a été testée au débit de 3 m³/h pendant une durée de 3 h 30. Les eaux pompées n'ont pas présenté de stabilisation de minéralisation et de température (C < 17 mS/cm à 25 °C, T < 33 °C), aucun échantillon d'eau pour analyses chimiques n'a été prélevé au cours de l'essai. Le dernier essai de pompage a été réalisé pour tester l'ensemble de la formation calcaire recoupé par le forage carotté. Au débit de 7 m³/h (pendant 1 h 45), les eaux pompées n'ont pas présenté de stabilisation de minéralisation (C < 17 mS/cm à 25 mS/cm à 25 °C) contrairement à la température qui s'est stabilisée en fin de pompage entre 38 et 39 °C. Aucun échantillon d'eau pour analyses chimiques n'a été prélevé au cours de l'essai. La diagraphie de production à 7 m³/h indique qu'une seule arrivée d'eau entre 131 et 132 m linéaire assurant l'essentiel du débit. La foration de l'ouvrage F12 est arrêté, les différents intervenants et experts estimant que l'ouvrage avait très peu de chance de rencontrer des eaux plus chaudes dans cette direction et à une distance raisonnable. Le forage de reconnaissance a été rebouché.

2006. Réalisation d'une campagne sismique réflexion (cf. 2.5.1.c.) dans le but de reconnaître le toit des formations calcaires du Jurassique (A 38187 /B). Ces données ont fait l'objet de traitement mathématique en vue d'établir des représentations tridimensionnelles. Des exemples de représentation en 3 D sont présentés en annexe 1 (Figure A – 40).

2006/2007 (intersaison). Réalisation du forage de reconnaissance F13 (A468891A), du 22 décembre 2006 au 8 janvier 2007 en carottage au câble. Cet ouvrage est incliné à 40° en moyenne vers le nord-ouest dans l'azimut N320°. La longueur totale forée est de 389 m. L'implantation au sol est reportée sur la figure 3 - 28. L'objectif de la reconnaissance était de recouper l'accident structural subméridien supposé également d'alimenter la source de la Vise.

La description lithologique est la suivante :

0 à 82 (en ml)	Silts argileux gris
82 à 187,5 (en ml)	Alternance de conglomérats et de silts argileux
187,5 à 192,2 (en ml)	Conglomérats à éléments jurassiques
192,2 à 211(en ml)	Calcaires gris avec passées broyées et cimentées
211 à 403 (en ml)	Fractures avec épontes de calcite

Les venues d'eau observées lors de la foration sont les suivantes :

85 (en ml)	Eau minéralisée (16,5 mS/cm), peu chaude (25 °C), horizon peu productif (17 m de rabattement au débit de 1,3 m ³ /h)
145 (en ml)	Eau douce (1 mS/cm), faiblement artésienne, peu chaude (23 °C)
223 (en ml)	Eau douce (1 mS/cm) chaude (37 °C)
237 (en ml)	Eau douce (1 mS/cm) chaude (37 °C)
249 (en ml)	Eau légèrement saumâtre (2 mS/cm), chaude (37 °C)
297 (en ml)	Eau légèrement saumâtre (3.2 mS/cm), chaude (37 °C)
389 (en ml)	Eau saumâtre (35 mS/cm), chaude (37 °C)

Une série de tests de pompage (durée unitaire environ 2 heures) a été réalisée entre 235 et 403 m linéaire avec une pompe de surface dont le tube d'aspiration a été installé à 7 m linéaire. Aucun échantillon d'eau pour analyses chimiques n'a été prélevé au cours des essais. Les mesures physico-chimiques sont rassemblées ci-après :

Zone captée (en m linéaire) Résultats :

235 - 403	Température = 24,6 °C	C= 10,2 mS/cm
250 - 403	Température = 26,7 °C	C= 14,1 mS/cm
300 - 403	Température = 26,8 °C	C= 16,1 mS/cm
350 - 403	Température = 27,1 °C	C= 16,1 mS/cm
394 - 403	Température = 23 °C	C= 16,3 mS/cm

Selon Antea, l'accident structural visé a bien été recoupé vers 220 m linéaire (zone broyée sur un linéaire d'environ 30 m) mais cette structure n'est pas productrice au droit de la zone reconnue. La température des différents horizons testés est faible (environ 27 °C) au regard des attentes de l'établissement thermal, le forage a donc été rebouché.

2007 Réalisation du forage de reconnaissance F14 (du 23 janvier 2007 au 9 février 2007, A 46889/A). D'une profondeur totale de l'ouvrage est de 300,6 m, ce forage vertical a atteint le toit du Jurassique à 179 m de profondeur. Un log géologique synthétique d'inter-comparaison avec le forage incliné F13 est présenté (Figure 3-29). Au sein du Jurassique, l'arrivée productive est localisée entre 215 et 217 m, l'extrait du scanner de parois de l'ouvrage permet une visualisation de la fracture (Figure 3-30). Cette cavité a été testée à un débit de 15 m³/h (du 31 janvier 2007 au 1^{er} février 2017), le rabattement très rapidement stabilisé au bout de 4 heures à environ 2,60 m sous le sol. L'eau pompée présente une conductivité élevée (16 mS/cm à 25 °C) et une température de 47,5 °C, valeurs comparables à celles mesurées au forage d'exploitation F9. En fin de foration, à 300,6 m de profondeur, un test de débit de 2h à 18 m³/h a été réalisé. La température et la conductivité de l'eau pompée étaient respectivement de 45,5 °C et 14,5 mS/cm en fin de pompage

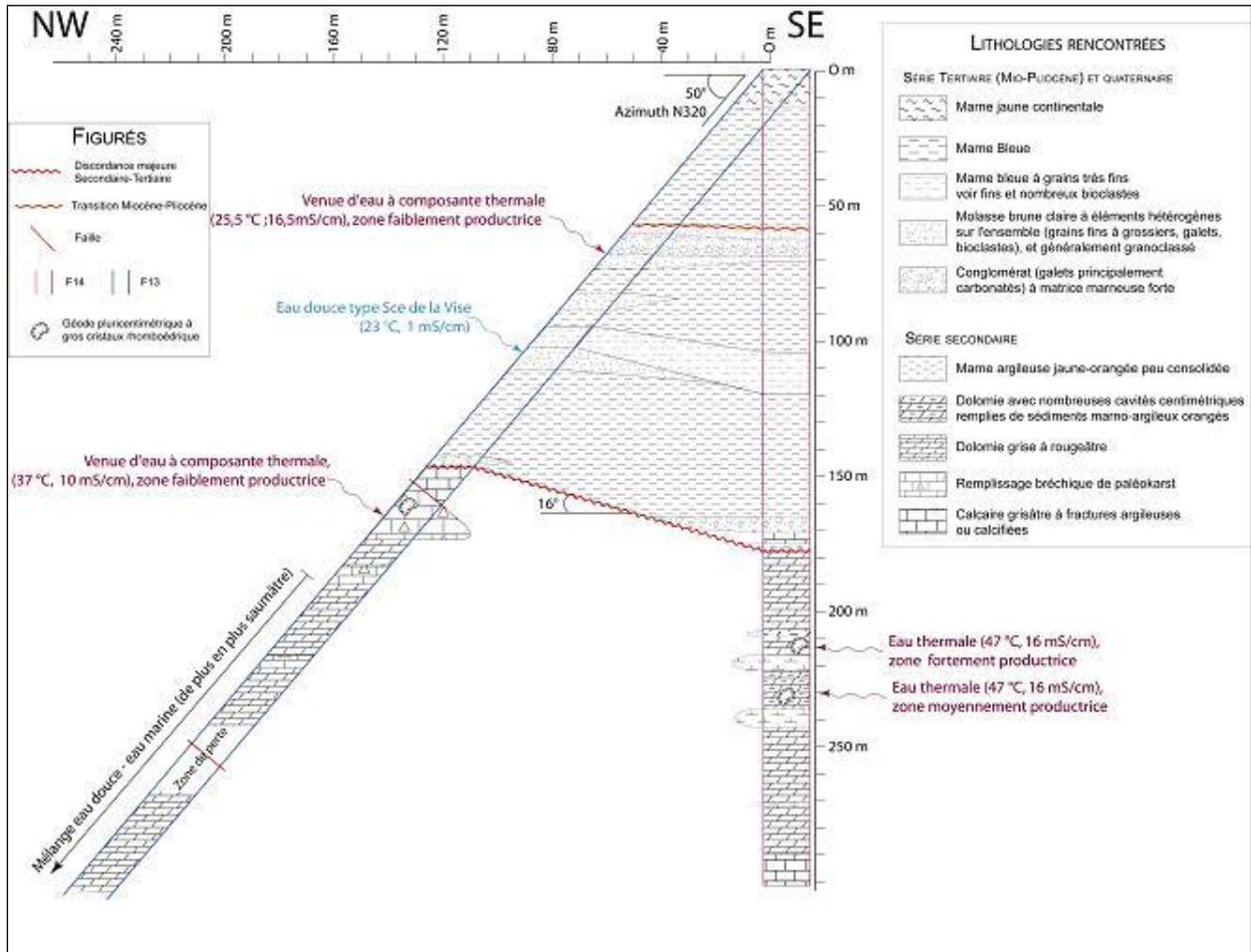


Figure 3-29 : Coupe géologique simplifiée mettant en relation les lithologies des ouvrages F13 et F14 (extrait A 46889/A).

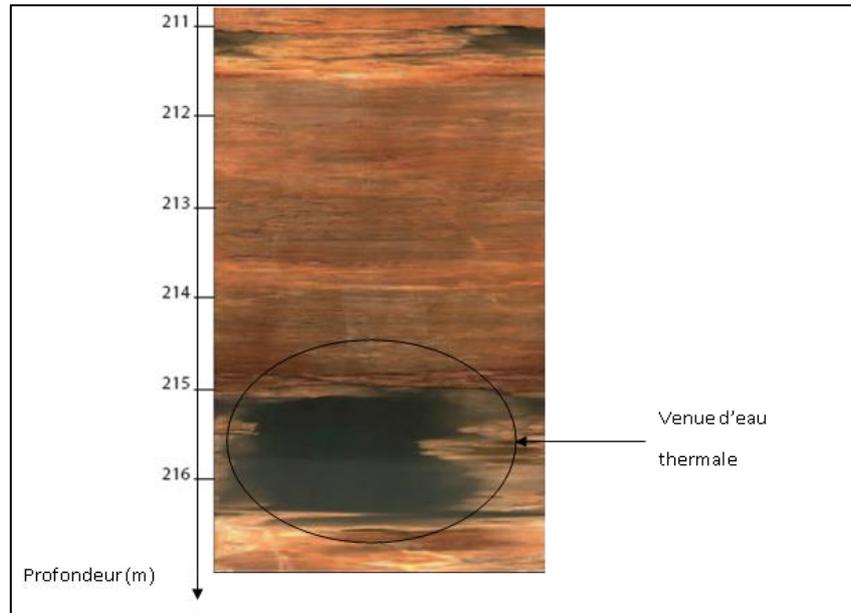


Figure 3-30 : Extrait du scanner de paroi du forage de reconnaissance F14 (A 46889/A).

Des tests de pompage ont été conduits sur le F14 entre le 4 décembre 2007 et le 4 janvier 2008. Aucune donnée n'est disponible sur ces tests.

2008. Les désordres occasionnés par le phénomène d'inversac du 3 janvier 2008 seront détaillés dans le § 3.11.

2008/2009 (intersaison) Réalisation de tests de pompage sur le forage de reconnaissance F14 (53733 /A).

Conditions du test de pompage : mise à l'arrêt des pompes sur les ouvrages thermaux (F8, F9, F9bis) et du forage F6. Le forage d'observation F5 est maintenu à 3 m³/h. Mise en pompage du F14 au débit de 16 m³/h, le niveau dynamique se stabilise à 6 m de profondeur/bride. Après 8 jours de pompage (volume exhauré d'environ 3 300 m³), la conductivité s'est stabilisée à environ 19,1 mS/cm, la température entre 48 et 47 °C. Il est indiqué que les paramètres physico-chimiques semblent être influencés par les épisodes de recharges : baisse de la conductivité de 0,1 mS/cm suite à un épisode pluvieux de 25 mm, baisse de 0,2 mS/cm suite à un épisode pluvieux de 86 mm. Aux chutes de conductivité des eaux pompées sont associées des augmentations de température de 0,3 à 0,4 °C.

Au débit de pompage de 16,5 m³/h, pas d'interférences mesurables avec les forages F9, F8, F6 et F5.

2009/2010 (intersaison). Transformation du forage de reconnaissance F14 en forage d'exploitation (A 58940/A), profondeur de 245 m, retubé depuis la surface jusqu'à la profondeur de 180 m. Forage artésien au repos.

Réalisation de plusieurs tests de pompage (Paliers de 20, 40, puis 60 m³/h a été effectué le 27 janvier 2010), suivi d'un pompage de longue durée à 60 m³/h pendant 16 heures et 30 minutes. Stabilisation rapide du rabattement (en 40 mn) à 5 m sous la bride du tubage. La conductivité de l'eau pompée est restée stable pendant tout l'essai (18,2 mS/cm), tandis que la température a diminué légèrement de 48,5 à 47,5 °C. Ces tests montrent que des interférences se produisent avec le forage F9 (se traduisant notamment par une baisse de la température du F9) lorsque le

débit d'exhaure du F14 est supérieur à 20 m³/h (F9 pompé à 30 m³/h pendant le test). Il est indiqué que le débit global de pompage du couple F9-F14 ne doit pas dépasser 50 m³/h si l'on ne veut pas altérer la qualité physico-chimiques des eaux pompées. À l'issue de ce constat, le débit d'exhaure du forage F14 a été réduit à 15 m³/h afin de ne pas perturber le fonctionnement de l'alimentation en eau thermale des thermes tout en permettant un suivi des paramètres physico-chimiques de l'ouvrage F14.

2010. Les désordres occasionnés par le phénomène d'inversac du 10 juin 2010 seront détaillés dans le § 3.11.

2012. Travaux de sanitation du forage F14 (réalisés du 26 au 29 juin 2012, A 67601/A). Suite aux épisodes d'inversac de 2008 et 2010 qui se traduit par des intrusions d'eau de l'étang dans l'aquifère karstique. Ce dysfonctionnement semble à l'origine d'une contamination du forage F14 par des légionnelles, malgré un dispositif de pompage sous obturateur (idem sur F8). L'intervention s'est traduite par une diminution immédiate de la contamination. Sur les 25 analyses réalisées postérieurement à ce traitement jusqu'au 8 août 2012 seules 20 % font état d'une détection de légionnelles au seuil de 1 UFC/l.

2014. Les désordres occasionnés par le phénomène d'inversac du 5 mai 2014 seront détaillés dans le § 3.11.

2017-2019. Travaux (en cours) : réalisation du forage de reconnaissance F15. Situé à une dizaine de mètres du F10, ce forage aura pour objectif de tester la partie occidentale du bloc jurassique qui est actuellement exploité par le forage F8. La profondeur prévisionnelle de l'ouvrage est de 450 m (A 91386/A).

3.9. INFORMATION SUR LE FORAGE GÉOTHERMIQUE PROFOND DE SÈTE (1983) ET LES AUTRES OUVRAGES

Dans les années 1980, la presqu'île de Sète a fait l'objet de forages de reconnaissance géothermique (Figure 3-31). Des doutes persistent sur la localisation exacte de certains ouvrages et la dénomination de ces points compte tenu de leur non-déclaration en BSS et d'incohérences ou d'erreur avérées sur les coordonnées dans les rapports consultés. Les informations présentées complètent celles du rapport BRGM/RP-61719-FR.

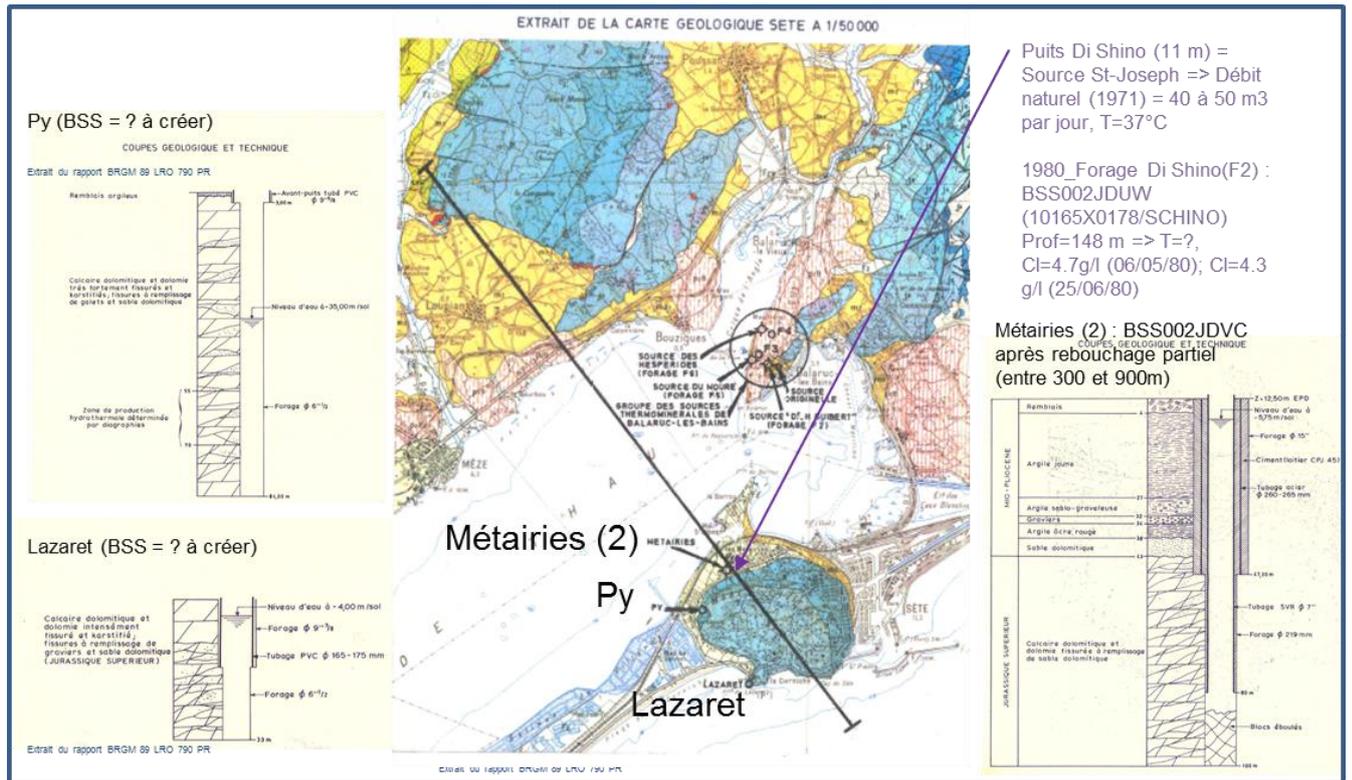


Figure 3-31 : Carte de localisation des ouvrages profonds dans le secteur Sète (modifié d'après BRGM 89 LRO 790 PR).

En 1983, le forage de reconnaissance GS1 (BSS002JDVC) a été réalisé en vue du chauffage d'un nouvel hôpital (rapport BRGM 83-SGN-570-LRO). Le log géologique et la coupe technique de l'ouvrage sont présentés sur Figure 3-32. Ce forage de reconnaissance de 976 m de profondeur a atteint les calcaires du Lias carbonaté à partir de 850 m de profondeur. L'anomalie de température a été observée au toit du Jurassique supérieur (Figure 3-33). Suite à la reconnaissance, l'ouvrage a été partiellement rebouché entre 300 et 976 m de profondeur, puis des tests hydrauliques ont été réalisés sur le forage modifié (la coupe de l'ouvrage modifié est reportée sur la Figure 3-31). La réinterprétation des essais de pompage est présentée dans le chapitre 4. Les analyses chimiques réalisées (cf. chapitre 5) indiquent que l'eau chaude ($T=47,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) et minéralisée présente un faciès chloruré-sodique avec des teneurs en chlorure élevées de l'ordre de 6,3 g/l.

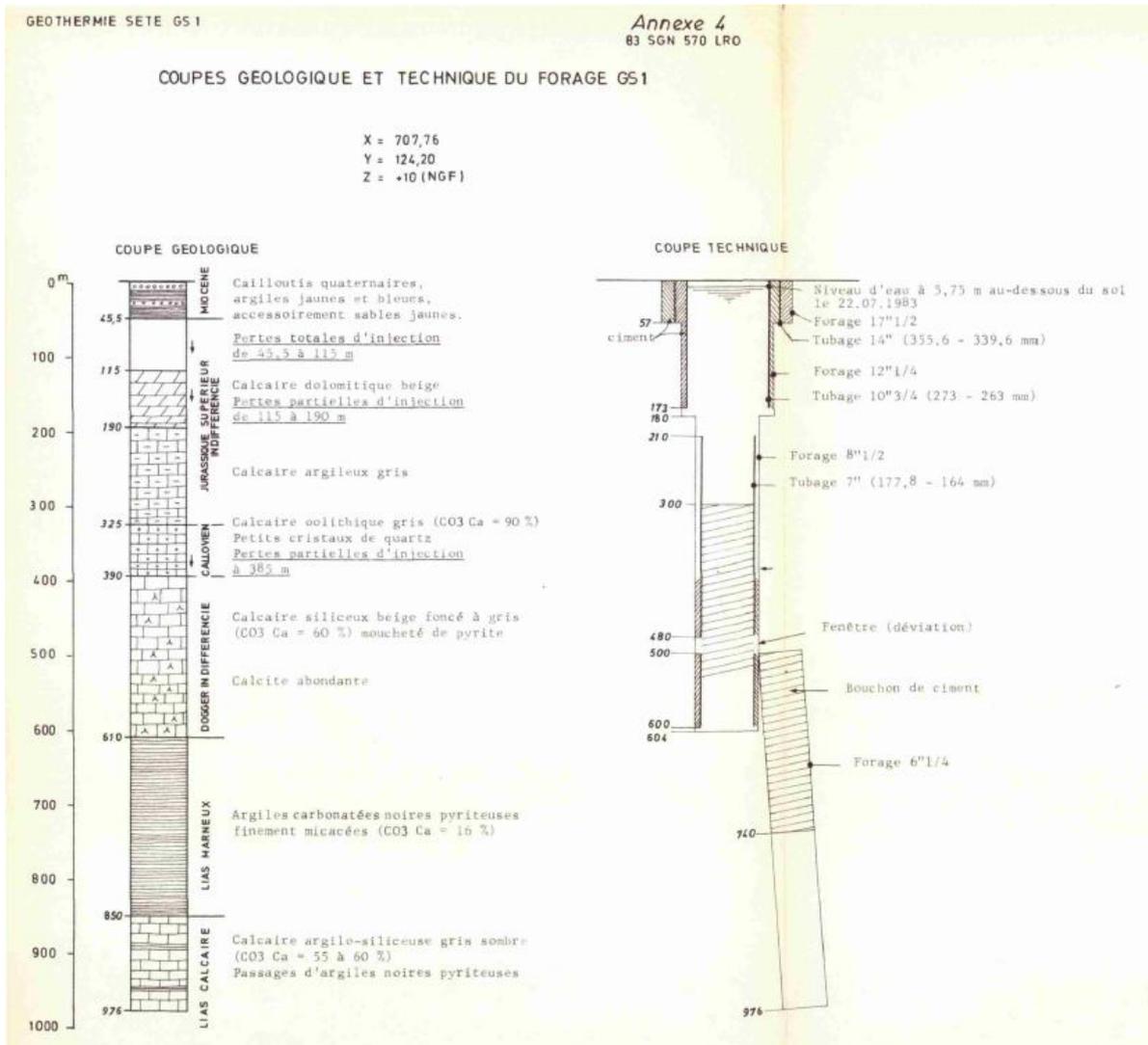


Figure 3-32 : Log géologique et coupe technique de l'ouvrage reconnaissance GS1 (BSS002JDVC), (extrait du rapport BRGM 83-SGN-570-LRO).

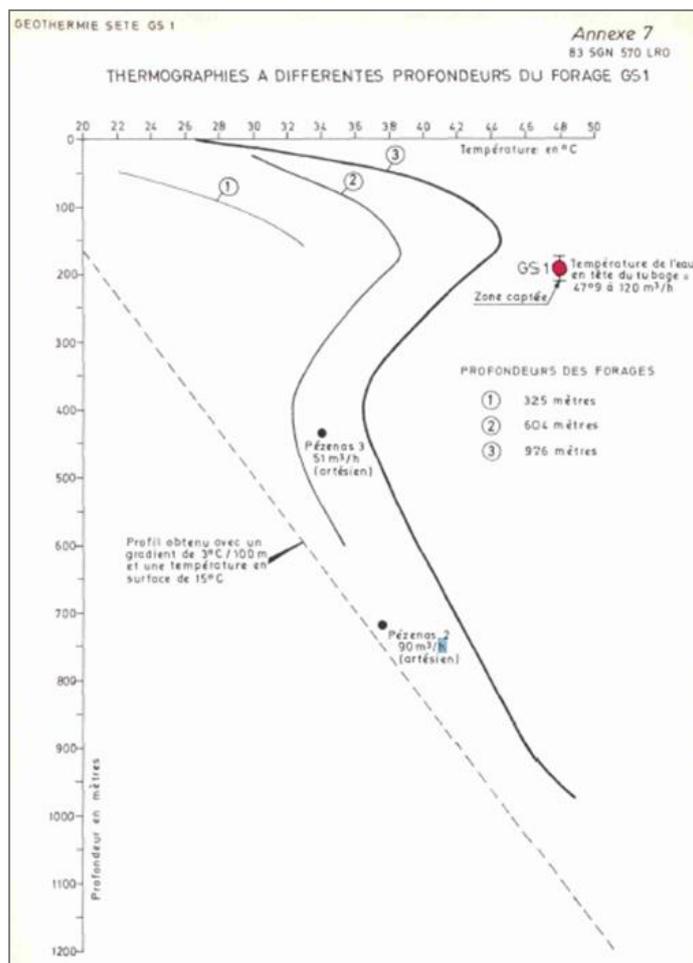


Figure 3-33 : Diagraphie thermique réalisée sur l'ouvrage de reconnaissance géothermique GS1 (extrait rapport BRGM 83-SGN-570-LRO).

Un document de source inconnue rapporte que l'ancien Puits Di Schino également appelé source Saint-joseph⁹ est un ouvrage de 11,30 m de profondeur prolongé par une galerie horizontale de 4,20 m de longueur de section 2 m par 1,20 m. Des essais de pompage réalisés en 1966 ont montré une stabilité de la température à 37 °C pour une minéralisation de l'ordre de 9 g/l. D'autres forages ont été réalisés autour de l'ancien Puits Di Schino au cours du premier trimestre de 1980, en utilisant également le nom de « Puits Di Schino ». Parmi ces nombreux ouvrages, seul le forage 10165X0178/SCHINO est recensé dans la BSS comme un ouvrage accessible.

Les entretiens et visites de terrain réalisés sur place (cf. rapport BRGM/RP-61719-FR) ont permis de conclure qu'il n'existe aujourd'hui plus de trace de tous ces ouvrages. Un habitant nous a confirmé la présence d'un puits et d'un forage thermal par le passé, qui ont été rebouchés lors de travaux de terrassement. Selon P. Reamot de la ville de Sète, l'ancien puits Di Schino se trouve désormais sous des espaces publics sans qu'un regard de visite ait été aménagé.

⁹ Extrait du document « Grottes et gouffres de Saint-Clair » par Bernard Barraillé

« Redécouverte en 1775 et exploitée jusqu'en 1914 sous le nom de « Source Saint-Joseph », cette source était connue des gallo-romains toujours friands d'eaux thermales. Elle est située aux Métairies dans l'impasse Di Schino devenue Impasse de la Source. Dans les années 60, la municipalité a relancé son exploitation et réalisé des travaux de captage en vue d'une utilisation commerciale. Hélas, la source se révéla trop polluée par les infiltrations souterraines engendrées par l'urbanisation de Saint-Clair qui interdirent ce beau projet. »

¹⁰ Arrêt de l'exploitation en décembre 1986

Carrière de Py

Ce forage d'exploration géothermique de 84 m a été réalisé en 1989. Sa position a été déterminée compte tenu d'une anomalie en radon dans le sol. L'eau prélevée a cependant été jugée comme insuffisamment chaude (25 °C) pour les besoins du futur hôpital. Cette température est parfaitement stable après un essai de pompage de plus d'un mois à 40 m³/h. Une carte (annexe 1 du rapport 89-LRO-790-PR) permet de localiser ce point non déclaré en BSS. Selon M. Milliet de la DREAL, la carrière du Py se trouvait sur la face ouest du Mont Saint Clair, actuellement occupé par les immeubles du « Ramassis ». Ce forage a disparu aujourd'hui.

Pointe du Lazaret

Ce forage de reconnaissance géothermique de 35 m de profondeur a été réalisé en 1989. Sa position a été déterminée compte tenu d'une anomalie en radon dans le sol. L'eau obtenue ne présentait qu'une température de 19 °C. De même, seule une carte (annexe 1 du rapport 89 LRO 790 PR) permet de localiser ce point non déclaré en BSS. Ce forage a également disparu.

3.10. MODÈLE HYDRODYNAMIQUE DISTRIBUÉ (1988)

En 1988, un modèle hydrodynamique 2D distribué des calcaires jurassiques a été réalisé par le BRGM (Auriol *et al.*, 1988) suite au recueil des données existantes sur la géologie, sur la géométrie et la structure et l'inventaire des points d'eau (débit, prélèvement, piézométrie notamment, Marchal *et al.*, 1986). L'objectif de ce premier travail de modélisation était d'établir (1) un premier constat de l'état actuel (1986) de l'exploitation et des caractéristiques de l'eau souterraine contenue dans le vaste réservoir jurassique qui ceinture en partie l'Étang de Thau et qui s'étend, en surface et en profondeur, à l'est jusqu'à Montpellier, à l'ouest jusqu'à Pézenas et au nord délimité par le front de chevauchement du pli de Montpellier et (2) d'établir des premiers éléments de quantification des flux d'entrées et de sorties dans le but d'évaluer le potentiel de la ressource exploitable.

L'emprise du modèle (cf. Figure 3-34) concerne les formations calcaires et dolomitiques du Jurassique situées entre les fleuves Lez et Hérault soit à l'affleurement (Causse d'Aumelas, Massif de la Gardiole) soit sous-couverture : formations miocènes du bassin de Montbazin-Gigean, au nord-est sous les formations mio-pliocènes et quaternaires du secteur sud de Montpellier (Saint-Jean-de-Vedas, Boirargues et Pont Trinquat) et au sud-ouest, sous les formations du Crétacé du bassin de Villeveyrac. Le milieu karstique a été assimilé à un écoulement monocouche de 300 à 400 m d'épaisseur, l'hydrodynamisme est résolu par la méthode des différences finies à l'aide du modèle Marthe, avec des mailles de 1 km² (653 mailles sur l'emprise de la zone d'étude considérée).

Les paramètres considérés dans le modèle sont les suivants :

- Perméabilité et emmagasinement : K et S ont été déduits des quelques essais de pompage disponibles sur la zone d'étude, l'extrapolation des valeurs aux mailles des différents secteurs a été réalisée par calage à partir des valeurs mesurées.

Distribution des perméabilités (K) : à l'est et au sud de la zone : entre 2×10^{-4} et 7.5×10^{-5} m/s ; au centre, nord et ouest : entre 4×10^{-5} et 1×10^{-5} m/s. L'axe de drainage karstique Vène-Issanka : 5.10^{-4} m/s.

Distribution des emmagasinevements (S) : $S= 10^{-3}$ en nappe captive et $S=5 \times 10^{-2}$ en nappe libre.

- Surface piézométrique de référence : l'étiage de 1986 est supposé représentatif des basses eaux.

- Alimentation par la pluie : pluie efficace calculée par Turc (pour l'ETP) et Thornthwaite pour la pluie efficace en considérant une RFU de 100 m. Sur les 220 km² (60 km² pour la Gardiole et 160 km² pour le Causse d'Aumelas, la montagne de la Moure et la partie occidentale du Pli de Montpellier), la part ruisselée de la pluie efficace est estimée à 20 %. En 1986, la recharge est estimée à 100 mm de recharge pour le mois de février, à 50 mm en octobre et décembre, soit un total de 200 mm pour 1986 (soit après conversion, un débit équivalent de 2 900 m³/h).
- Alimentation par la drainance des formations sus-jacentes : globalement négligée à l'exception de la partie nord-est de l'emprise du modèle : au Sud de Montpellier, le Lez et ses alluvions participent à l'alimentation de l'aquifère karstique = 75 m³/h.
- Conditions aux limites : globalement, flux nul aux limites, à l'exception des limites sud du modèle, maille à potentiel imposé, afin de représenter les différents étangs et la mer Méditerranée.
- Débordement des sources pérennes (Issanka, Vise, Robine de Vic) : cumul de 765 m³/h.
- Prélèvements considérés dans le calage : cumul de 365 m³/h pour les usages AEP, industrie, agriculture, particulier ; cumul de 345 m³/h pour les mines de bauxite (la Rouquette-Montplaisir¹⁰ et Saint-Farriol) ; 220 m³/h pour les sources exploitées par pompage (Cauvy, Ambressac).

Les résultats du calage en régime permanent (basse eaux 1986) sont présentés sur la Figure 3-35. Les résultats ont été jugés acceptables par les auteurs compte tenu du peu d'informations hydrogéologiques disponibles. L'organisation des écoulements apparaît globalement assez bien reproduite par le modèle notamment dans le secteur sous couverture du bassin de Villeveyrac soumis à d'importants prélèvements pour les mines de bauxite. Les auteurs soulignent néanmoins que la zone à l'ouest du modèle en secteur captif et la zone au sud du massif de la Gardiole sont très peu pourvues de données hydrodynamiques. Ils soulignent par ailleurs que la complexité structurale de la zone d'étude et le compartimentage du réservoir jurassique ne permettent pas d'obtenir une représentativité locale détaillée. Ils soulignent également qu'une meilleure connaissance des flux de sortie et des prélèvements est indispensable pour préciser les résultats de la modélisation. Le bilan hydrogéologique déduit des résultats du modèle est le suivant (1986) :

- recharge = 2 900 m³/h (25,4 millions de m³/an) ;
- drainance nappe alluviale du Lez = 75 m³/h (0,657 millions de m³/an) ;
- prélèvements par forage ou sources : 930 m³/h (8,147 millions de m³/an) ;
- écoulement par débordement 195 m³/h (1,7 million de m³/an) ;
- écoulement aux limites sud du modèle : 1 850 m³/h (35 mailles = 16,2 million de m³/an), débit moyen par maille (53 m³/h = 0,46 millions de m³/an) => mise en évidence d'un écoulement à la limite sud du modèle, le débit de sortie est plus important entre le secteur de Loupian et l'Étang d'Ingril (de l'ordre de 1 200 m³/h). En commentaire, ce résultat pourrait traduire une sous-estimation du flux de sortie de la Vise dans le modèle.

¹⁰ Arrêt de l'exploitation en décembre 1986

Sur la base de ces résultats, les auteurs indiquent qu'en contexte « normal » de recharge (200 mm), le système pris dans sa globalité présente un flux de sortie important aux limites. **Ces premiers éléments d'appréciation de bilan hydrogéologique seront précisés dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.**

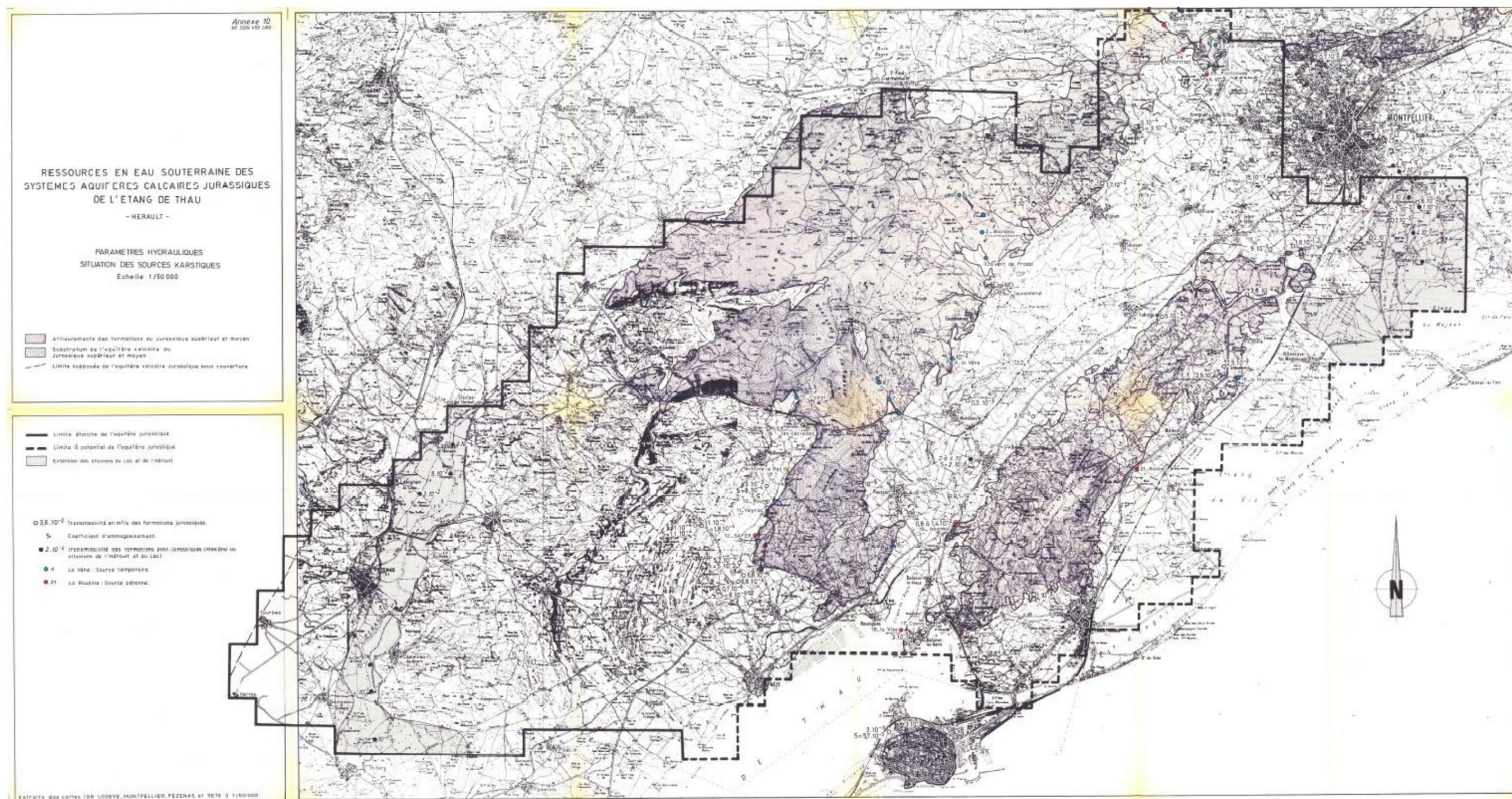


Figure 3-34 : Emprise du modèle Marthe élaboré en 1988 (653 mailles de 1 km²) pour étudier la ressource en eau des systèmes aquifères des calcaires jurassiques.

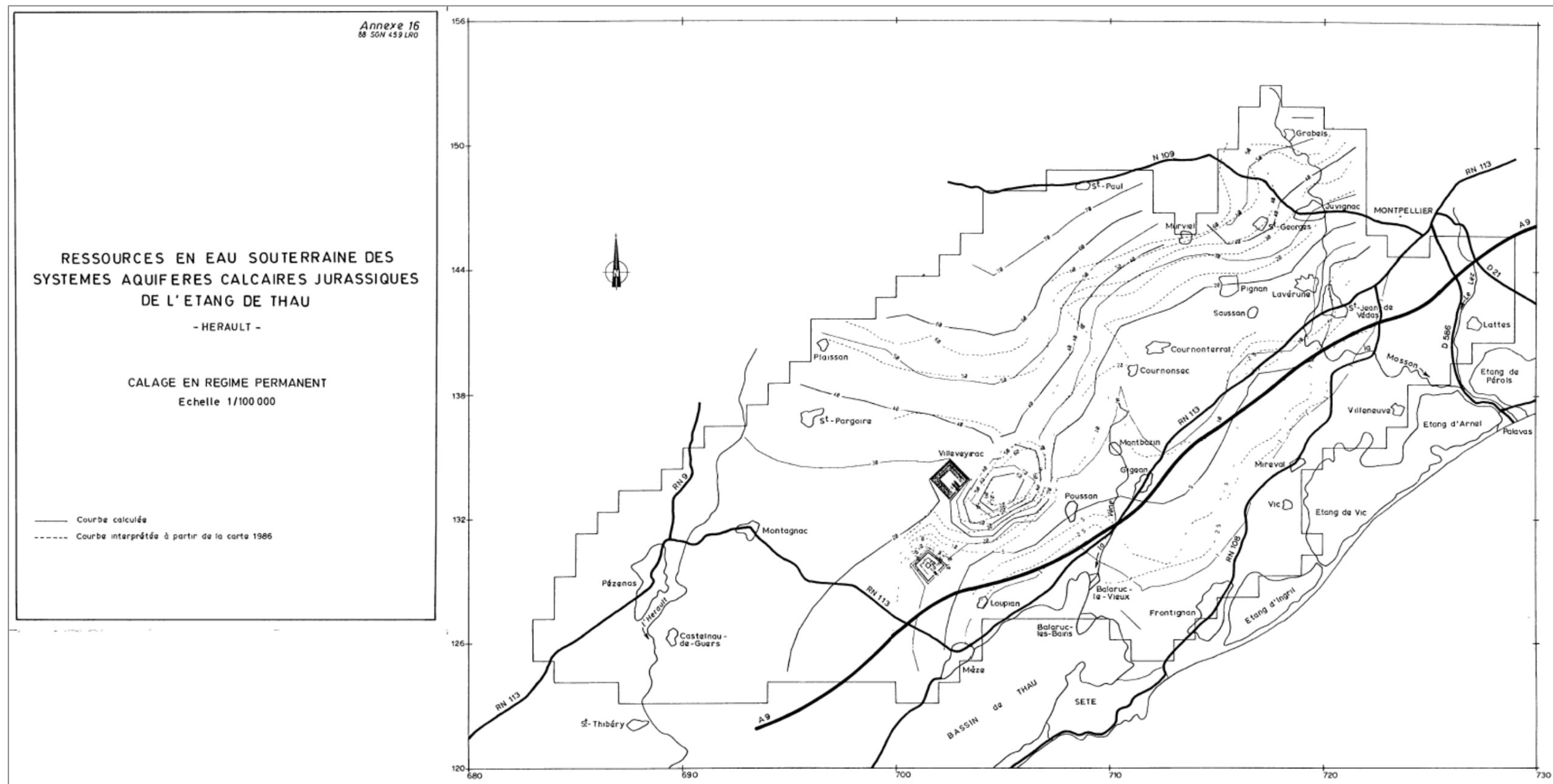


Figure 3-35 : Calage du modèle Marthe en régime permanent (situation piézométrique de basses eaux de 1986).

3.11. FOCUS SUR LES ÉPISODES D'INVERSAC (1967/1969 ; 1983 ; 1993 ; 2008 ; 2010 ; 2014).

Au cours des 50 dernières années, l'aquifère karstique et thermal de la presqu'île de Balaruc a subi 6 phénomènes d'intrusion d'eau saumâtre par l'intermédiaire de la source sous-marine de la Vise située dans l'étang de Thau. Lors de ce phénomène dit « d'inversac », l'écoulement de la source de la Vise dans l'étang s'inverse, et la Vise absorbe l'eau saumâtre de la lagune.

3.11.1. Épisode d'inversac du 22 octobre 1967 (fin en mars 1969 ?)

Le premier épisode documenté du phénomène d'inversac date de la fin des années 1960, ce qui n'exclut pas que des phénomènes se soit produit avant cette date. Le dispositif de suivi installé à la Vise a permis de constater un tarissement de la source entre le 22 octobre 1967 et le mois de mars 1969 (des doutes subsistent sur la date précise de fin de l'inversac), soit sur une durée de près de 17 mois. Selon Paloc (1971), « *le phénomène tout à fait exceptionnel d'après les diverses informations recueillies, doit trouver son explication dans des dérivations d'écoulement provoqués dans le réservoir jurassique en amont du point d'émergence : on doit à cet égard retenir comme très probable l'influence de pompages à fort débit (de l'ordre de 1 000 m³/h) effectués dans ces calcaires à la partie méridionale du causse d'Aumelas, ...* », **au niveau de la mine de Cambelliès** située à 3,5 km environ au nord-ouest, « *l'exploitation du gisement de bauxite y exigeait en effet à la même époque le rabattement continu de la nappe d'eau souterraine très en dessous du niveau de la Mer* ».

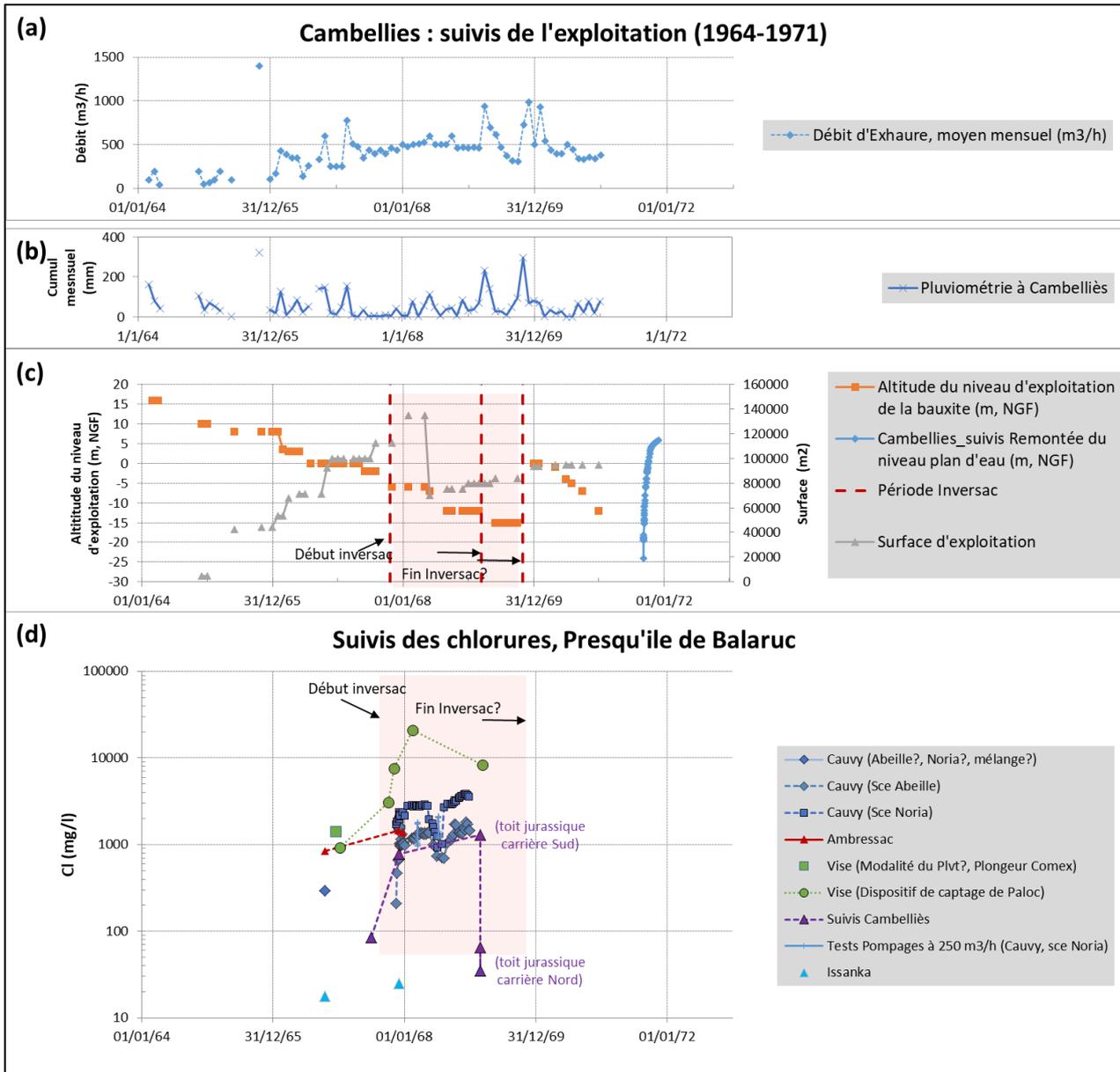


Figure 3-36 : Évolution des paramètres de l'exploitation de Cambelliès entre 1964 et 1971 : (a) débit d'exhaure ;(b) pluviométrie mensuelle ; (c) altitude du niveau d'exploitation (m, NGF) et emprise surfacique de l'exploitation (m²) et évolution de la cote piézométrique à la fin de l'exploitation (m, NGF) ; évolution des teneurs en chlorure de Cauvy et des autres points d'eau (carrière de Cambelliès, Issanka, Ambressac et Vise. (a,b et c créés à partir de l'annexe 6 de Orengo 1984).

Les données des suivis d'exploitation de la mine de Cambelliès (thèse de Suchon, 1974) permettent de valider l'hypothèse avancée par Paloc sur le facteur déclencheur du phénomène d'inversac du mois d'octobre 1967. Les données de suivis de l'exploitation de la mine (Figure 3-36) indiquent que l'altitude du niveau d'exploitation de la bauxite passe sous le niveau du zéro NGF dans le courant de l'automne 1967, les débits d'exhaure pour permettre l'exploitation étaient de l'ordre de 500 m³/h pour rabattre le niveau de la nappe en dessous du niveau de la mer. Les débits d'exhaure de la mine atteignent près de 1 000 m³/h en périodes pluvieuses. L'exploitation de la mine sous le niveau de la mer a duré jusqu'à l'automne 1969 puis a repris au printemps 1970. En fin d'exploitation de la mine (1971), les niveaux rabattus de l'aquifère karstique étaient inférieurs à -25 m NGF, puis ils sont rapidement remontés en quelques mois à la cote de +5 m

NGF. Des doutes subsistent concernant la date de fin de l'épisode d'inversac (mars 1969 selon Paloc), les données des suivis suggèrent que la fin de l'épisode a pu se produire suite aux épisodes de recharge de l'automne 1969. En mars 1969, les données de concentration en chlorures sont toujours élevées (>1g/l) de même que pour la Vise (>8 g/l) ce qui indique que le système n'a pas retrouvé son état initial vis-à-vis de sa qualité (Cauvy avant inversac Cl<0,3 g/l, Vise=1,4 g/l).

L'impact de l'inversac de 1967/1969 sur la qualité physico-chimique des eaux thermales exploitées à l'époque par les forages S12, S17 et S22 est un peu documenté (Bonnet et Paloc, 1969). Une augmentation des niveaux d'eau est observée dès le début du phénomène (22 janvier 1967), le débit de la source ancienne augmente, la température de l'eau chute de manière importante (de 48 °C à 37 °C) et la minéralisation augmente, les concentrations en Cl passent de 5,4 g/l à 9,35 g/l. Il est indiqué des apparitions de venues d'eau exceptionnelles en plusieurs points de la presqu'île (non localisés).

L'impact de l'inversac de 1967/1969 se traduit par l'arrêt de l'exploitation de la source Cauvy pour le compte du syndicat de Balaruc-Frontignan, la durée totale de l'arrêt d'exploitation n'est pas documentée. Il est indiqué que les niveaux d'eau des sources augmentent dès le début du phénomène (de près de 1 m) ce qui s'accompagne d'une augmentation du débit de la source et des teneurs en chlorures des différentes sources. L'augmentation de minéralisation est différente selon la localisation de la source au sein du champ captant, la plus forte augmentation est observée à la source Noria (Cl = 2,4 g/l), la plus faible à la source Abeille (Cl = 1,6 g/l).

3.11.2. Épisode d'inversac du 18 mai 1984 (fin non documentée)

L'apparition du phénomène est observée le 18 mai 1984 à la source de Cauvy et se traduit de nouveau par une augmentation de la minéralisation, l'eau devenant impropre à la consommation¹¹. Une modification des paramètres physico-chimiques est également observée sur les forages thermaux F2, S12 et S22 (Figure 3-37) qui se traduit également par une augmentation de la minéralisation et une baisse de la température du forage d'exploitation F2 (de 41 °C à 30 °C). Cet inversac provoque la tenue d'une réunion de crise en mairie de Balaruc-les-Bains (le 5 juillet 1984) dont les éléments du compte rendu sont repris ci-après.

Extrait du compte rendu de réunion du 5 juillet 1984 (en mairie de Balaruc-les-Bains) :

« Mi Mai 1984 (18 mai 1984) augmentation de la minéralisation de Cauvy (Cl>2 g/l), arrêt des pompages le 28 mai 1984, on observe que la remontée des niveaux piézométriques est de 2 m (amplitude de la crue salée)

Causes :

Depuis 3–4 ans, sécheresse exceptionnelle et donc étiage très sévère. Le GAEC « Les poissons du soleil » a continué à pomper à 400 m³/h dans un dispositif rendu étanche. Ce pompage a mis le karst en dépression du fait du déficit hydraulique.

A la demande des pêcheurs, le GAEC a procédé au dé-colmatage du cône de la Vise autour de la cloche de captage, a arrêté de pomper dans cette source puis a ouvert les vannes de la cloche.

Il y a eu alors injection d'eau salée par le gouffre de la Vise jusqu'au moment où un nouvel équilibre hydraulique s'est établi dans le karst.

¹¹ Cet inversac occasionne l'arrêt de l'exploitation de la source Cauvy pendant près de 20 mois (fin mai 1984-fevrier 1986)

Actions actées :

- réalisation de l'étanchéité de la cloche au fond du gouffre de la Vise
- pompage au débit maximum possible (500 m³/h) » => La raison n'est pas précisée dans le compte rendu, hypothèse : pour enlever l'eau saumâtre infiltrée?
- « contrôle de l'étanchéité du dispositif et de l'évolution de la salinité et de la température de la Vise et de Cauvy »

Nous ne savons pas si les différentes actions préconisées ont été mises en œuvre, aucun document n'a été retrouvé à ce sujet. La date de fin de l'inversac n'est pas connue, nous supposons que le phénomène s'est terminé à l'automne lors des premiers épisodes de recharge.

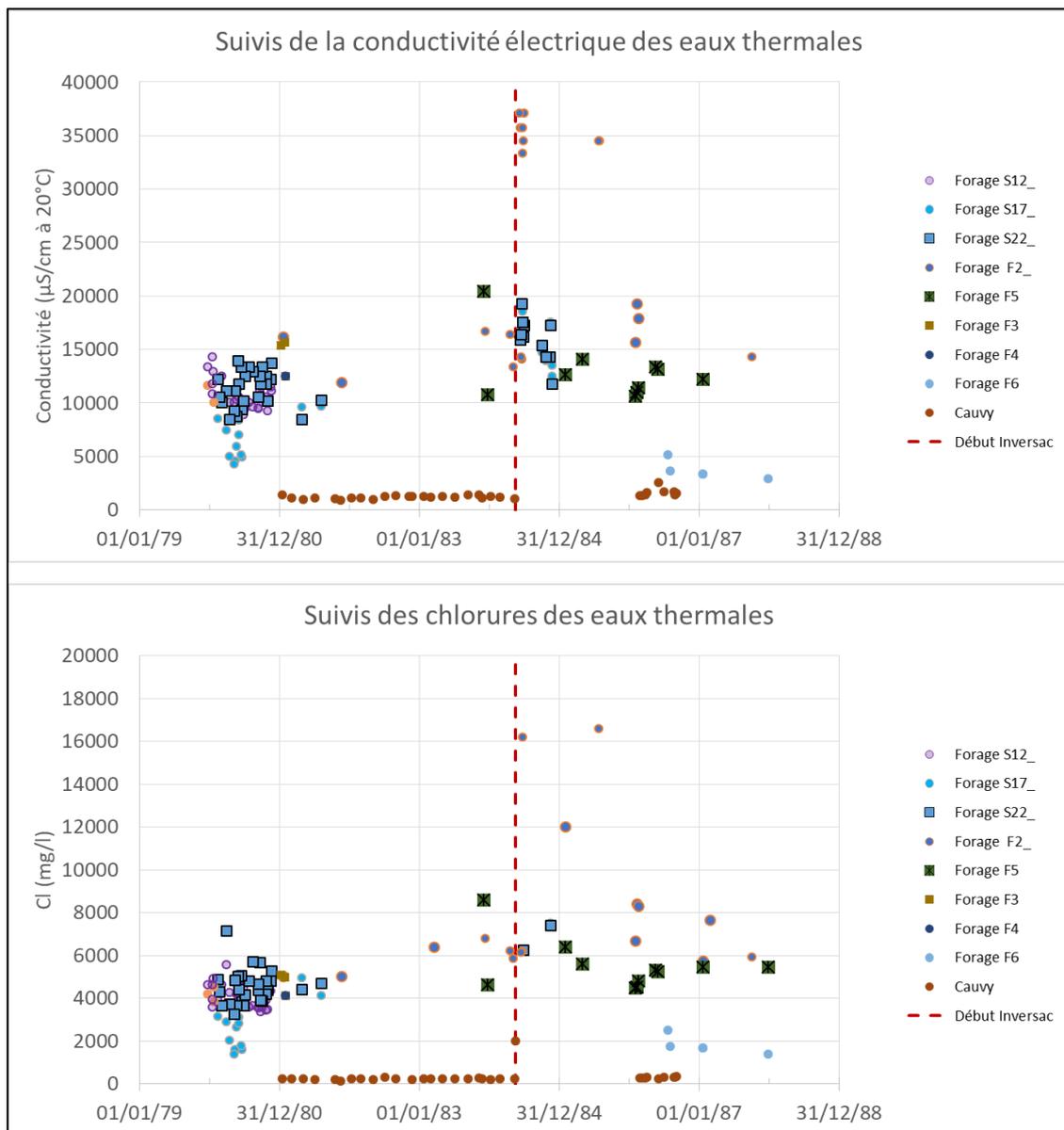


Figure 3-37 : Évolution de la conductivité électrique et de teneurs en chlorures de l'eau au sein de la presqu'île de Balaruc entre 1979 et 1989.

3.11.3. Épisode d'inversac du 06-07/10/1993 (fin le 31 octobre 1993)

Suite à une intervention humaine sur la cloche de la Vise qui était pompée pour les usages du GAEC « Poissons du Soleil », ceci afin de « libérer » l'émergence, un phénomène d'inversac s'est produit le 6-7 octobre 1993. Selon Antea (A00795), le phénomène débute le 6 octobre à 8 h du matin. Le phénomène s'est traduit par une baisse conjointe de la température et de la minéralisation de l'eau pompée au forage F5¹² et pour le forage F2 par une baisse conjointe de la température et de la minéralisation suivie d'une importante augmentation de la salinité (chroniques en annexe 1)¹³. L'incidence du phénomène d'inversac se traduit par un désordre bactériologique des eaux pompées en F5, des *Pseudomonas aeruginosa* sont détectées (A00795). Contrairement au forage F2 où l'eau d'origine marine fait une apparition brutale et massive après avoir « chassé » l'eau douce, les eaux pompées en F5 retrouvent rapidement des températures élevées (50 °C), la conductivité (17 mS/cm à 20 °C) apparaissant supérieure aux valeurs mesurées avant l'événement (15 mS/cm à 20 °C).

Selon Bérard (1995), à la baisse rapide de température (de 10 à 20 °C en quelques heures selon les ouvrages) est associée une augmentation du niveau d'eau de 1 à 2 m au niveau de la presqu'île et de plusieurs dizaines de centimètres à plus de 2,7 km et 3,5 km de la Vise [P4-Balme (10166X0253) ; F2 Belvezet (10162X0269) et forage d'observation F2c. Les suivis piézométriques réalisés au cours du test de pompage du forage F2 Belvezet à 108 m³/h (CERGA 1993) révèlent des augmentations de 30 à 50 cm liées à l'inversac.

L'incidence sur la source de Cauvy se traduit de nouveau par une augmentation de la salinité associée à une augmentation des niveaux d'eau, qui a débouché sur un arrêt de son exploitation par le syndicat de Balaruc-Frontignan. Les épisodes de recharge du 28 au 31 octobre (125 mm à Sète et 80 mm à Villeneuve-les-Maguelone, selon Bérard 1995) contribuent à stopper le phénomène d'inversac

Les suivis au pas de temps mensuel du réseau d'observation du champ captant d'Issanka ne permettent pas de conclure puisque le phénomène s'est produit entre le 7 et le 31 octobre (cf. illustration en annexe 1), ce qui illustre l'importance d'un suivi détaillé (infra journalier) des niveaux d'eau du système karstique pour l'étude détaillée du phénomène d'inversac.

¹² Avant l'épisode du 7 octobre 1993, le forage F5 fournissait une eau à 48 °C et à 15 mS/cm (à 20 °C) pour un débit de pompage de 25 m³/h (A00795 MON 94).

¹³ Selon Antea (A00795), les valeurs les plus basses de température et de minéralisation du F5 sont observées vers 23 h le 6 octobre 1993, les minimas du forage F5 étant de 29 °C et 2.5 mS/cm pour la conductivité et la température, respectivement. Il est noté que l'impact de l'inversac sur le forage F2 se produit près de 10 heures après celui du F5.

3.11.4. Épisodes d'inversac de 2008, 2010 et 2014

- inversac de 2008 : début le 2 janvier 2008, fin le 23 mars 2008 ;
- inversac de 2010 : début le 10 juin 2010, fin le 25 décembre 2010 ;
- inversac de 2014 : début le 5 mai 2014, fin le 22 octobre 2014.

Des éléments détaillés des évolutions observées au cours du dernier épisode d'inversac de 2014 sont présentés dans le rapport de synthèse de Ladouche et Lamotte (2015)¹⁴, des inter-comparaisons avec les réponses hydrogéologiques de l'hydrosystème mesurées en 2008 et 2010 ont été également réalisées.

a) Désordres piézométriques liés aux inversacs

Les résultats présentés confortent ceux acquis lors des épisodes précédents (anté 2008) tout en précisant les dynamiques et l'ampleur des désordres occasionnés par l'intrusion d'eau de l'étang dans l'aquifère jurassique¹⁵. Au sein de la presqu'île de Balaruc, il est confirmé que l'amplitude de la perturbation hydraulique induite par le phénomène d'inversac est différente selon la localisation des ouvrages. En exemple (Figure 3-37) en 2014, la perturbation piézométrique maximale est observée pour l'ouvrage F9 (la perturbation atteint jusqu'à +2,2 m au cours des 4 premiers jours de l'inversac). Les perturbations aux ouvrages F5 et F6 sont comparables (respectivement +1,8 et +1,9 m au cours des 4 premiers jours) et plus faibles à la source de Cauvy (de l'ordre de +0,70 m). Les amplitudes de la perturbation piézométrique de l'inversac de 2014 apparaissent plus importantes que celles mesurées en 2010 et 2008, ce qui semble dénoter une aggravation du phénomène en période de très basses eaux (2014). Un exemple est présenté sur la Figure 3-38.

¹⁴ En 2014, la DREAL Languedoc-Roussillon ainsi que la DDTM de l'Hérault ont demandé au BRGM de recueillir les données et de les mettre en forme dans le cadre d'un appui aux services chargés de la Police de l'Eau. La période des données concernées s'étend de 2007 à fin décembre 2014 et leur recueil vise à compléter la base de données préalablement constituée en 2010 dans le cadre d'un précédent Appui à Police de l'eau (Petit 2010). La mission confiée au BRGM concerne également une analyse sommaire des résultats de 2014 en les replaçant dans les contextes d'évolutions précédemment mesurées en 2008 et 2010.

¹⁵ Dans le but d'établir des comparaisons et de confronter les évolutions observées lors des inversacs de 2008, 2010 et 2014, les variations des différents paramètres mesurés (piézométrie, température et conductivité électrique de l'eau) ont été exprimées de manière relative, en considérant comme valeurs initiales les valeurs des paramètres mesurés juste avant les inversacs. Pour exemple, pour la piézométrie la variable « delta de charge » est définie : **Delta de charge = Piézométrie mesurée au temps(t) - Piézométrie mesurée avant inversac (t0)**. Pour l'axe temporel en abscisse, le temps est exprimé en nombre d'heures écoulées depuis le début de l'inversac (Inversac 2008 : t0=02/01/2008 ; Inversac 2010 : t0=10/06/2010 ; Inversac 2014 : t0= 05/05/2014).

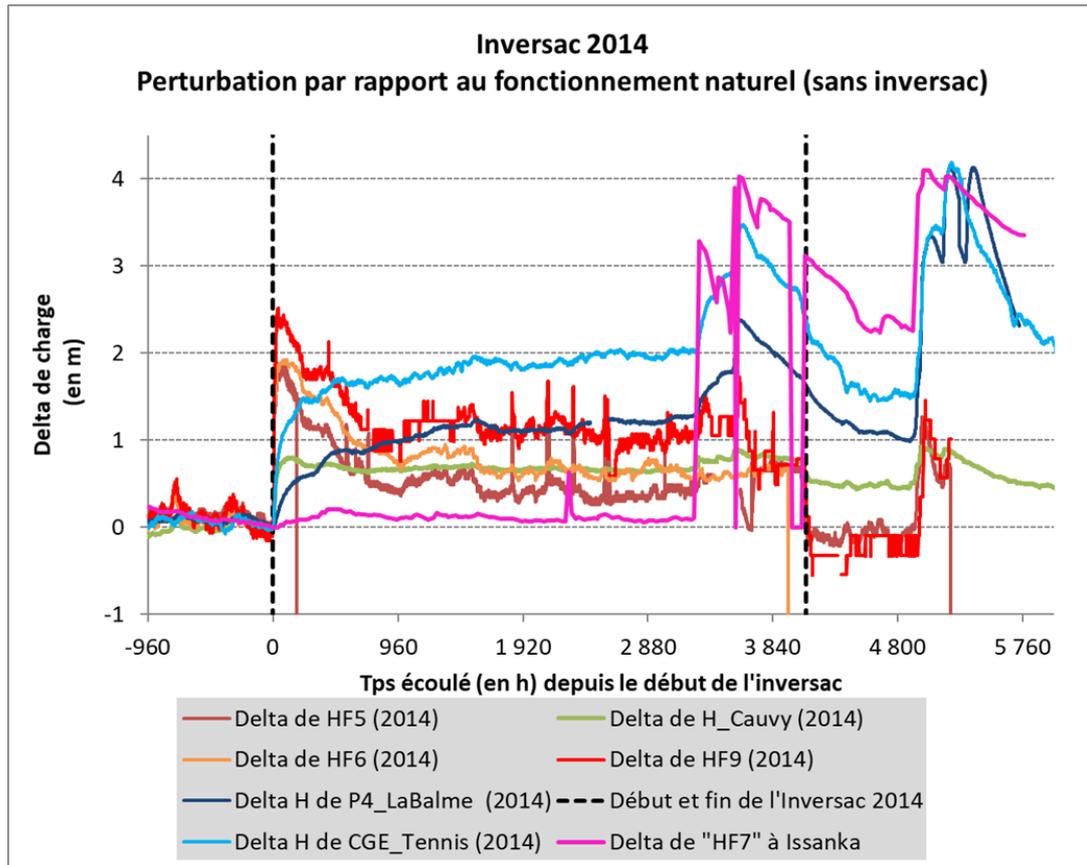


Figure 3-38 : Synthèse des perturbations hydrauliques mesurées au sein de la presqu'île de Balaruc et à Issanka suite au phénomène d'inversac (début le 5 mai 2014 = t_0 , fin le 22 octobre 2014 = 4 776 h), extrait de Ladouche et Lamotte (2015).

Les perturbations piézométriques liées aux phénomènes d'inversacs se propagent vers l'amont hydraulique (CGE-Tennis, P4-Balme) et jusqu'à Issanka **ce qui démontre la connexion hydraulique entre Issanka et la Vise** (des éléments de caractérisations complémentaires seront présentés dans le § 3.12). De même, le phénomène d'inversac ne semble pas avoir provoqué de modification de la piézométrie sur le cause d'Aumelas (Pignan et trop-plein de la Vène à Cournonsec).

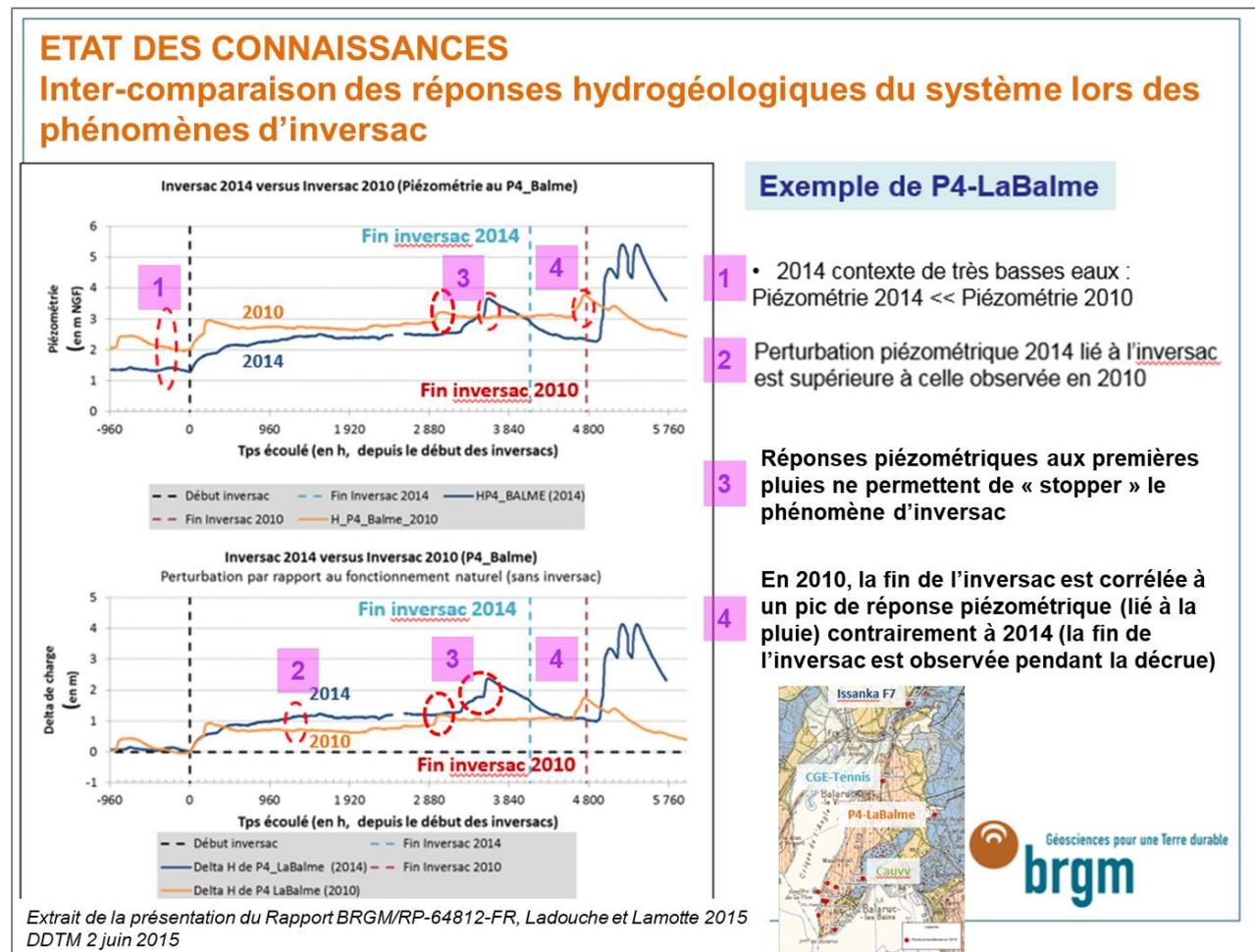


Figure 3-39 : Comparaison des évolutions piézométriques et des amplitudes des perturbations exprimées par rapport à l'état initial mesuré avant inversac : exemple du piézomètre P4-Balme.

b) Désordres qualitatifs liés aux inversacs

L'examen des évolutions des chroniques de température et de conductivité électrique apporte un éclairage intéressant et indispensable pour qualifier les conséquences induites par les phénomènes d'inversac.

Les conséquences du phénomène « d'inversac » du point de vue de la qualité physico-chimique des eaux de l'aquifère se manifestent essentiellement sur les ouvrages des thermes de Balaruc et sur la source AEP de Cauvy, les ouvrages situés plus en amont hydraulique (CGE-Tennis, P4-Balme, Issanka) restent stables. Les eaux du forage thermal F8 n'apparaissent pas impactées par le phénomène d'inversac. Pour les ouvrages thermaux (F8 excepté), les conséquences du phénomène d'inversac de 2014 se manifestent par une diminution de la température et une augmentation de la minéralisation, bien que l'évolution des paramètres au début du phénomène soit complexe. La comparaison des évolutions avec les situations antérieures (2008 et 2010) dénote une aggravation du phénomène induit par l'inversac de 2014. Pour le forage F9, les valeurs maximales de la perturbation de conductivité ont atteint + 4,7 mS/cm en 2014 et jusqu'à +3,5 mS/cm en 2010 (par rapport aux situations avant inversac). Les résultats semblent donc dénoter une aggravation du phénomène induit par l'inversac de 2014, la conductivité du F9 étant très significativement supérieure à la valeur de référence de l'arrêté (16,95 mS/cm à 25 °C, AP 2007-1-1024). Par ailleurs, les analyses chimiques et isotopiques réalisées au cours du

phénomène d'inversac de 2010 ont permis de montrer sans ambiguïté que la qualité des eaux de l'ensemble de la presqu'île est affectée, à des degrés divers, par le phénomène (Ladouche et al, 2011). L'impact sur la qualité des eaux de l'hydrosystème se manifeste particulièrement sur le forage F6 et la source Cauvy et, dans une moindre mesure, sur les forages thermaux (F8, F9, F5 et F14). Les résultats ont permis de mettre en évidence un axe d'écoulement privilégié entre la Vise, le forage F6 et la source de Cauvy lors des inversacs. Des éléments de caractérisations géochimiques complémentaires seront présentés dans le chapitre 4.

Les eaux de la source karstique de Cauvy sont devenues de nouveau impropres à la consommation lors des inversacs, la conductivité électrique des eaux ayant atteint jusqu'à 8 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ contre 1 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ environ avant l'inversac (4 mai 2014). Les eaux de la source apparaissent toujours influencées par les conséquences de l'inversac près de 4 mois après la fin du phénomène (C = 1 394 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à la date du 9 février 2015). Pour la source Cauvy, on ne peut pas établir de comparaison précise avec les phénomènes antérieurs de 2008 et 2010, faute de données disponibles.

c) Les premières explications du phénomène d'inversac

L'examen des différentes informations collectées au cours des 6 épisodes d'inversacs qui se sont produits au cours des 50 dernières années permet de progresser sur la compréhension du phénomène. La continuité hydraulique ayant été montrée au niveau de la presqu'île de Balaruc, une modification de la charge hydraulique au niveau de la Vise, point bas de convergence des écoulements, peut donner lieu à des perturbations au sein de l'hydrosystème.

Comme le soulignait déjà Bérard en 1995, toute action, intervention et/ou modification des régimes d'exploitation sur l'une des composantes du système karstique dans ce secteur sensible en fragile équilibre, peut être à l'origine de la survenue du phénomène d'inversac qui induit des perturbations notables sur l'ensemble des ouvrages exploités, tant pour les Thermes que pour l'eau douce de la presqu'île de Balaruc.

Le premier épisode évoqué (1967) apparaît clairement lié aux impacts induits par les pompages à plus de 500 m³/h (140 l/s) au niveau de la mine de bauxite de Cambelliès pour rabattre la nappe dans un but d'exploitation du minerai. Les second (mai 1984) et troisième inversacs (octobre 1993) sont liés à des interventions sur le dispositif de pompage de la Vise qui était prélevée à 400 m³/h (110 l/s), en contexte de basses eaux (signalons qu'un test de pompage à 108 m³/h était également réalisé en octobre 1993 au sein de la presqu'île dans le secteur de Belvezet). Au moment des interventions sur la cloche de la source de la Vise, la charge hydraulique naturelle était basse ; cette modification des conditions d'équilibre du système s'est répercutée par le déclenchement de l'inversac.

Pour l'épisode de 2008, le déclenchement du phénomène serait lié à un phénomène temporaire de surcote de l'étang de Thau au cours d'un test de pompage sur le forage de reconnaissance thermal F14. Pour l'épisode de 2010, le déclenchement du phénomène serait lié à un phénomène temporaire de surcote de l'étang de Thau dans un contexte de basses eaux. L'inversac de 2014 se produit dans un contexte hydrogéologique de très basses eaux, les aquifères karstiques n'ayant pas ou peu été rechargés par les pluies automnales et hivernales (septembre 2013-avril 2014). Aucun phénomène de surcote de l'étang de Thau n'a été observé au moment du déclenchement de l'inversac (5 mai 2014). Les volumes d'eau prélevés par les Thermes (F5, F6, F8, F9 et F14) sont comparables aux valeurs prélevées les années précédentes. Les débits pompés au forage F9 sont nettement plus faibles en 2014 comparés aux situations de 2008 et 2010, la différence de volume ayant été compensée par la mise en production de l'ouvrage F14, les débits pompés au forage F6 sont également plus faibles que ceux des périodes précédentes.

Les volumes pompés à la source Cauvy apparaissent également plus faibles (deux fois plus faibles que ceux de 2008 et 2010). Il est suspecté que la mise en route des pompages de Cauvy à partir du 23 mars 2014 ait pu contribuer à la déstabilisation de l'équilibre précaire qui prévalait au printemps 2014.

Le déterminisme du phénomène d'inversac apparaît donc très complexe et des questions restent à élucider : l'inversac est-il lié à une diminution de la recharge par les pluies efficaces ? Et/ou à une augmentation des prélèvements sur la ressource ? A l'augmentation de la charge hydraulique de l'étang de Thau lors d'épisodes météorologiques particuliers (système dépressionnaire accompagné du phénomène de surcote de l'étang) ? A la conjonction de tous ces facteurs ? **Ces questionnements constituent l'un des verrous scientifiques du projet DEM'Eaux Thau.**

Les 4 premiers jours des phénomènes d'inversac au cours desquels sont observées d'importantes variations des paramètres physico-chimiques et de charge hydraulique de l'aquifère permettent à priori de qualifier la phase transitoire pendant laquelle les différentes masses d'eau de qualités différentes initialement présentes dans l'hydrosystème se réorganisent « spatialement et/ou verticalement » au sein de la presqu'île. Cette phase transitoire de réorganisation spatiale des masses d'eau est liée à la modification du potentiel hydraulique au niveau de la source de la Vise, elle-même liée à l'intrusion de l'eau saumâtre de l'étang de Thau et au déplacement des eaux qui s'écoulaient naturellement à la Vise avant le phénomène.

Après cette phase transitoire, les évolutions des paramètres physico-chimiques (température, conductivité) sont plus graduelles, ce comportement évoquant un phénomène de mélange d'eaux de qualités différentes. Les données physico-chimiques ne permettent pas de discuter de l'origine de la masse d'eau saumâtre sollicitée contrairement à l'approche géochimique mise en œuvre en octobre 2010 : identification de l'origine de l'eau saumâtre (impact indirect = eau saumâtre initialement présente au sein du système ou impact direct = eau saumâtre en provenance de la Vise, cf. Ladouche et al, 2011). Des analyses géochimiques régulières au cours du phénomène auraient permis de faire avancer la réflexion sur la nature des eaux mobilisées en apportant des éléments nécessaires à l'évaluation quantitative du phénomène induit par l'inversac. **Ces mesures seront mises en œuvre dans le cadre de DEM'Eaux Thau si un phénomène d'inversac survient d'ici la fin du projet (2021).**

d) Facteurs déclencheurs de fin d'inversac

En 2014, la fin du phénomène d'inversac apparaît liée au phénomène de sous cote temporaire de l'étang de Thau (provoqué par un épisode de forte tramontane) et à l'existence de conditions piézométriques de hautes eaux au sein de l'aquifère karstique qui font suite aux importants épisodes de recharge du mois de septembre et du début octobre 2014. En 2010, la fin de l'inversac apparaît provoquée par l'épisode de recharge du 24/25 décembre 2010. Aucun phénomène de sous cote temporaire de l'étang de Thau ne semble avoir été observé en 2010.

À proximité des ouvrages thermaux, la fin des phénomènes d'inversac se traduit de manière récurrente par un brusque abaissement de piézométrie. Au sein de la presqu'île de Balaruc (P4-Balme et CGE-Tennis), la réponse enregistrée apparaît moins systématique. En 2014, la fin de l'inversac (22 octobre 2014) se manifeste par un brusque abaissement de la piézométrie contrairement à 2010, où il n'est pas observé de variation notable. En 2014, la fin de l'inversac se produit lors de la phase de décrue des niveaux piézométriques tandis qu'en 2010, la fin de l'inversac semble se produire peu de temps après un pic de crue piézométrique.

3.12. VALORISATION DES ÉVOLUTIONS PIÉZOMÉTRIQUES MESURÉES AU COURS DES PHÉNOMÈNES D'INVERSACS (1993 ; 2008 ; 2010 ET 2014)

Dans le but d'établir des comparaisons et de confronter les évolutions observées lors des inversacs, les variations des différents paramètres ont été exprimées de manière relative en considérant comme valeurs initiales des paramètres les valeurs des mesures réalisées juste avant les inversacs (Ladouche et Lamotte, 2015). Pour l'axe des abscisses, c'est le temps écoulé en nombre d'heures depuis le début de l'inversac (t_0^{16}) qui est représenté (Figure 3-40). Pour la piézométrie, c'est la variable dite « delta de charge » qui est définie. De manière similaire, les variables « delta de conductivité » et « delta de température » peuvent être définies. Ce type de représentation permet ainsi d'évaluer de manière synthétique les perturbations induites par les inversacs par rapport aux situations initiales qui prévalaient juste avant le début des phénomènes. Ce type de représentation permet de qualifier les états transitoires induits par le phénomène d'inversac. Si la courbe est à 0, le paramètre est en état stationnaire par rapport à la valeur prise comme référence. Si la variable « Delta » présente une évolution par rapport à la référence, cela traduit l'existence d'une perturbation (désordre) par rapport à l'état initial mesuré avant le phénomène d'inversac. Une perturbation positive traduit une augmentation de la variable considérée par rapport à la situation de référence (avant inversac) et inversement, une perturbation négative traduit une diminution de la variable considérée par rapport à la situation mesurée avant l'inversac.

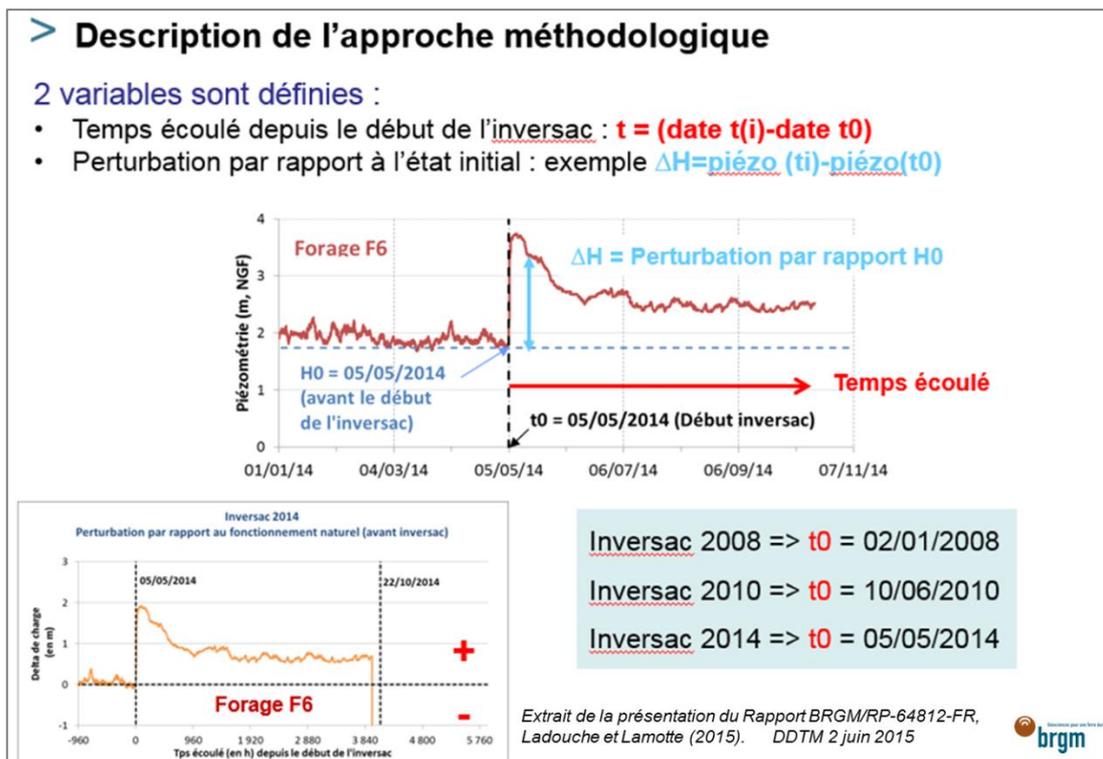


Figure 3-40 : Approche méthodologique pour l'intercomparaison des perturbations induites par les phénomènes d'inversacs.

Les calculs ont été réalisés sur l'ensemble des données disponibles collectées dans le cadre de cette synthèse sur les données historiques. Les données historiques du réseau de suivi piézométrique du champ captant d'Issanka ont pu être intégrées à l'analyse initiée par Ladouche

¹⁶ Inversac 2008 : $t_0=02/01/2008$; Inversac 2010 : $t_0=10/06/2010$; Inversac 2014 : $t_0= 05/05/2014$;

et Lamotte (2015). Les résultats pour les paramètres physico-chimiques ont été précédemment commentés dans l'étude de Ladouche et Lamotte (2015), aucune donnée complémentaire de conductivité et de température n'ayant été trouvée depuis 2015.

Comme précédemment expliqué dans la synthèse sur les phénomènes d'inversac (§ 3.11.), l'intrusion de l'eau saumâtre de l'étang de Thau dans l'aquifère provoque le déplacement des eaux qui s'écoulaient naturellement à la Vise avant le phénomène d'inversac, ce qui se traduit par une augmentation généralisée du niveau piézométrique au sein de la presqu'île. L'examen détaillé de la dynamique de la perturbation induite par le phénomène d'inversac permet de qualifier les secteurs géographiques en connexion hydraulique avec la Vise et de mettre en évidence les axes préférentiels d'écoulement en examinant les vitesses de propagation de la perturbation piézométrique au sein de l'aquifère. Les premiers résultats initiés dans le cadre du stage de Gherbi (2018) sont présentés ci-après (Figure 3-41). Trois images correspondant à trois temps différents sont représentées (T0+1j ; T0+2j et T0+9j). On montre que la perturbation piézométrique se propage très rapidement au sein de la presqu'île notamment suivant un axe préférentiel d'écoulement d'orientation NNE-SSO qui apparaît cohérent avec les connaissances sur la structuration géologique du réservoir. Dans le secteur de la presqu'île de Balaruc, les failles d'orientation globalement N40 apparaissent donc ouvertes et très transmissives, la perturbation se propage à plus de 3 km en 24h. **En moins de 2 jours, les effets sur la piézométrie du champ captant d'Issanka sont également visibles (d'ampleur décimétrique), ce qui constitue un résultat majeur de ce début de projet qui démontre sans ambiguïté la connexion hydraulique entre la Vise et Issanka** (les variations piézométriques ont été présentés sur la Figure 3-39). Un autre axe préférentiel d'écoulement semble également se manifester suivant un axe globalement est-ouest en direction de la source de Cauvy et d'Ambressac. Un renforcement du réseau d'observation dans les zones d'ombres identifiées par le point d'interrogation sur la Figure 3-41 permettrait de préciser la caractérisation du phénomène.

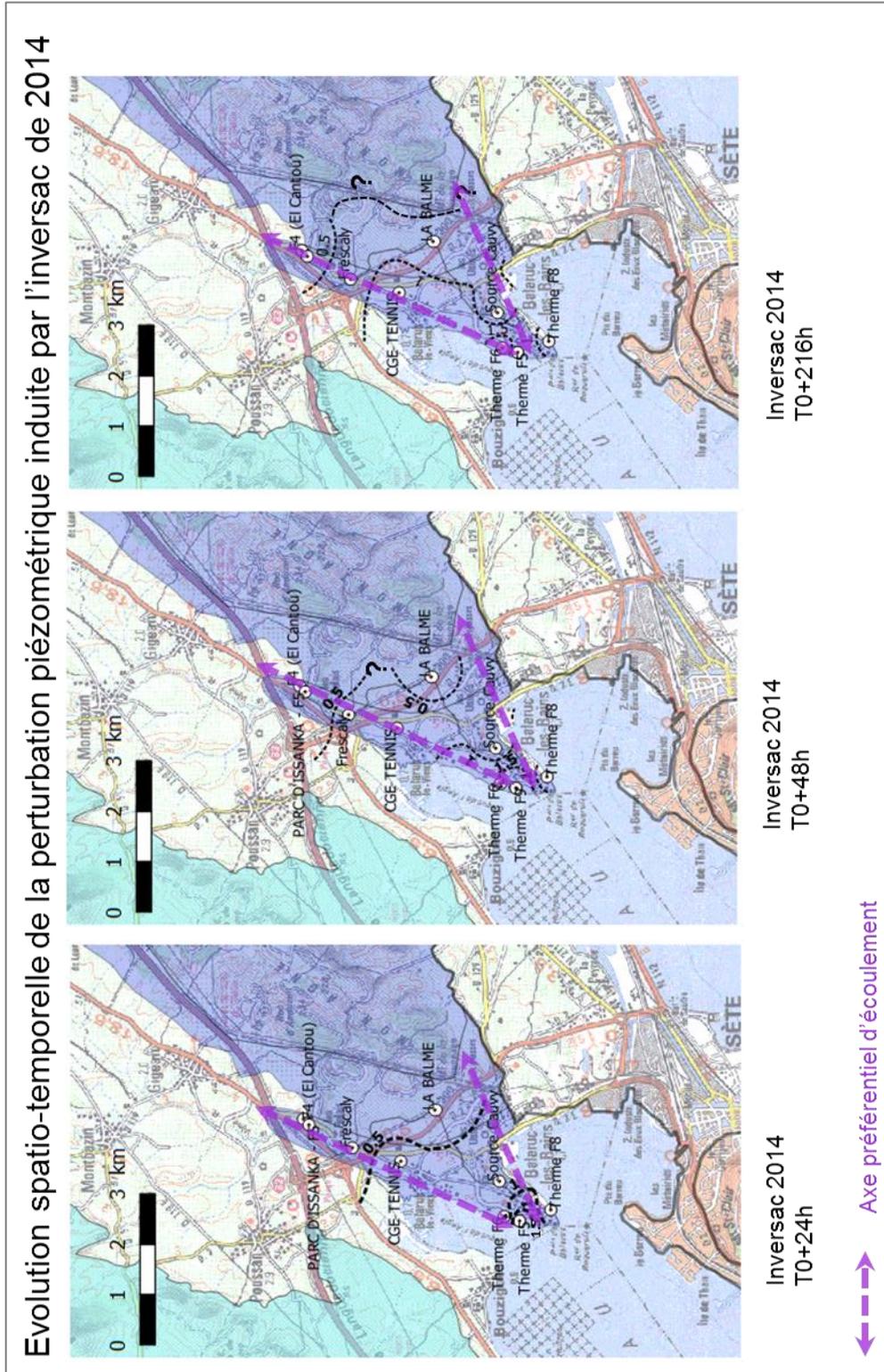


Figure 3-41 : Évolution spatio-temporelle de la perturbation piézométrique induite par l'inversac (exemple de 2014, $T_0=05/05/2014$).

4. HYDRODYNAMIQUE

4.1. OBJECTIF

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 le système aquifère karstique et thermal du secteur de Balaruc-Sète. 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 disponible en BSS et auprès des bureaux d'étude). On s'attachera à définir les gammes de transmissivité et d'emménagement de l'aquifère, ainsi que les éventuels effets de limite ou de drainance en provenance de niveau supérieur ou inférieur.

Ces informations hydrodynamiques seront ensuite mises en perspective de l'information géologique disponible (logs géologiques des ouvrages, cartes, etc.), ce qui aidera à améliorer les relations entre les propriétés hydrodynamiques et la géologie, et la connaissance de la géométrie des aquifères. Ces informations serviront à alimenter en paramètres hydrodynamiques le modèle numérique.

4.2. LES ESSAIS DE POMPAGES RÉINTERPRÉTÉS

La Figure 4-1 présente l'ensemble des tests par pompage réinterprétés dans le cadre de cette étude. On dénombre 26 tests concernant 21 ouvrages (voir leur localisation en Figure 4-3). Certains de ces tests, 11, ont donné lieu à des interférences sur des forages voisins, comme l'essai de 2009 sur F14-Balaruc-Thermes (interférence avec F9, F9bis, F6, F5), ou l'essai sur F5-Moulières Basses créant des interférences sur des ouvrages situés à plus d'un kilomètre. La plupart des essais a été réalisée dans les calcaires jurassiques karstifiés (19 forages) ; deux essais ont été réalisés dans le Miocène (forages de Gigean) ce qui amènera des informations sur le comportement des aquifères de surface là où l'aquifère karstique est sous recouvrement.

n°BSS	Forage	Année des essais	Prof. niveau capté (m)	Formation testée	Interférence	Sources des données
10165X0020/Thermes	S12 (Balaruc-Thermes)	1980	13.6-23.5	Jurassique	3	80-SGN-177-LRO (BRGM)
10165X0259/F2	F2 (Balaruc-Thermes)	1981	59-150	Jurassique	-	81-SGN-875-LRO (BRGM)
10165X0185/F5	F5_Sup. (Balaruc-Thermes)	1984	75-105	Jurassique	-	86-SGN-210-LRO (BRGM)
10165X0185/F5	F5_Prof. (Balaruc-Thermes)	1984	128-450	Jurassique	-	86-SGN-210-LRO (BRGM)
-	Multi-puits_F2-F6 (Bal.-Ther.)	1986	voir F2 et F6	Jurassique	2	87 LRO 04 NT (BRGM)
10165X0251/F6	F6 (Balaruc-Thermes)	2009	61-63.5	Jurassique	-	Antéa (A26593)
10165X0211/BB2	F8 (Balaruc-Thermes)	1991; 2009	236-404	Jurassique	-	91-LRO-919-PR; Antéa, 2009 (A53733)
10165X0252/F9	F9 (Balaruc-Thermes)	1999; 2008	88-120	Jurassique	-	Antéa, 1999 (A16017)
10165X0253/F9bis	F9bis (Balaruc-Thermes)	2002	93-121	Jurassique	-	Antéa, 2004 (A30869)
10165X0257/F14	F14 (Balaruc-Thermes)	2008; 2009; 2010	190.4-245.4	Jurassique	4 (en 2009)	données Antéa, 2008, 2009 (A53733), 2010
10165X0186/GS1	Forage de Sète	1983	173-300	Jurassique	2	83-SGN-570-LRO
BSS003CGKO	Forage Stade Michel (Sète)	2018	111-134	Jurassique	-	cette étude
10162X0188/F4	F5_Moulièresbasses	1991	60-90	Jurassique	5	Gherbi, 2018 (Berga Sud, 2011)
10162X0200/BV37	F1 Belvezet	1991	50-83	Jurassique	2	Gherbi, 2018 (Cerga, 1991)
BSS003CJPU/X	F2c (Belvezet)	1991	50-62	Jurassique	-	Gherbi, 2018 (Cerga, 1991)
10166X0229/BV38	BELBEZET 2 (F2Expl)	1993	52-82	Jurassique	3	Gherbi, 2018 (Cerga, 1993)
10162X0136/F5	PARC D'ISSANKA - F5	1985	12-40.5	Jurassique	2	Gherbi, 2018 (Cerga, 1985)
10162X0184/F7	PARC D'ISSANKA - F7*	2003; 2005	12-58	Jurassique	11	Gherbi, 2018 (Antéa, 2003, 2005)
10158X0138/GCAST1	Castillonne	1986	1147-1487.4	Jurassique	-	87-SGN-062-LRO (BRGM)
10162X0178/P4	P4_Gigean	1990	71.8-78.2; 84.6-116.6	Miocène	1	BSS (10162X0178)
10162X0125_F3_Gigean	F3_Gigean	1991	78.7-94.7; 104.9-108.9	Miocène	-	BSS (10162X0125)

PARC D'ISSANKA - F7*: non modélisé, a juste servi à établir les connexions hydrauliques entre ouvrages

Figure 4-1 : Liste des essais par pompage réinterprétés (21 ouvrages, 26 tests).

Interférence : essai ayant donné lieu à des interférences sur des forages voisins ; le chiffre indique le nombre de piézomètres suivis.

À ces réinterprétations sont venues se rajouter les informations issues de la bibliographie et de la BSS sur les propriétés hydrodynamiques des aquifères captant le Jurassique au niveau de Villeveyrac (mines de bauxite) et de Pignan (Figure 4-2). Ces informations ont aussi été déduites d'essais par pompage mais ceux-ci n'ont pas été réinterprétés.

n°BSS	Forage	Année des essais	Prof. niveau capté (m)	Formation testée	interférence	Sources des données
10161X0253/CALADE	La Calade	2000	160-165	Jurassique (mine bauxite)	1	BSS; Berga Sud, 2000
NA#	Rouquette	1966	92.9-129.7	Jurassique (mine bauxite)	-	Thèse C. Suchon, 1973
10158X0176/IH317	ih317 (Montplaisir)	1973	250.5-295.5	Jurassique (mine bauxite)	-	Thèse C. Suchon, 1973
BSS003CKBY/X	gdh25 (Jolimont)	1973	NA# (prof.: 517.2 m)	Jurassique (mine bauxite)	-	Thèse C. Suchon, 1973
09906X0149/TOUAT	Touat	1988; 2008	70-160	Jurassique	2	BSS
09906X0160/BLIDOU	Boulidou (S2)	2003	NA# (prof. 110 m)	Jurassique	2	BSS
09906X0157/FP	L'Olivet	2004	42-132	Jurassique	1	BSS

NA#: non disponible

Figure 4-2 : Liste des essais par pompage non réinterprétés ; examinés pour les valeurs de transmissité et la structure de l'aquifère (7 ouvrages, 8 tests).

Interférence : essai ayant donné lieu à des interférences sur des forages voisins ; le chiffre indique le nombre de piézomètres suivis.

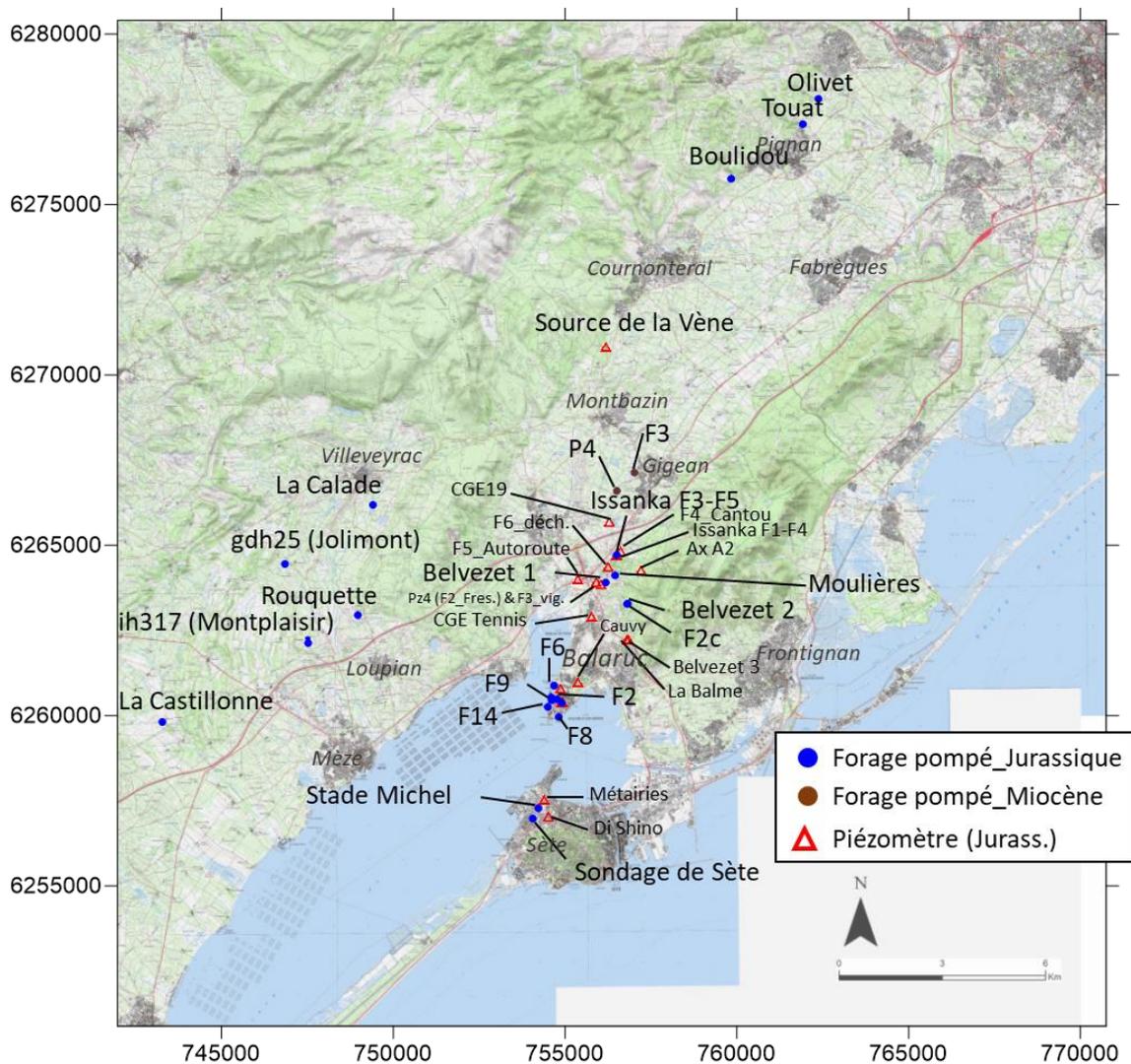


Figure 4-3 : Localisation des essais par pompage.

Les tableaux précédents précisent les niveaux captés et les aquifères testés.

4.3. MÉTHODOLOGIE UTILISÉE POUR INTERPRÉTER DES ESSAIS PAR POMPAGE

La méthode mise en œuvre est décrite dans le schéma suivant (Figure 4-4). Elle sera utilisée pour réinterpréter les essais.

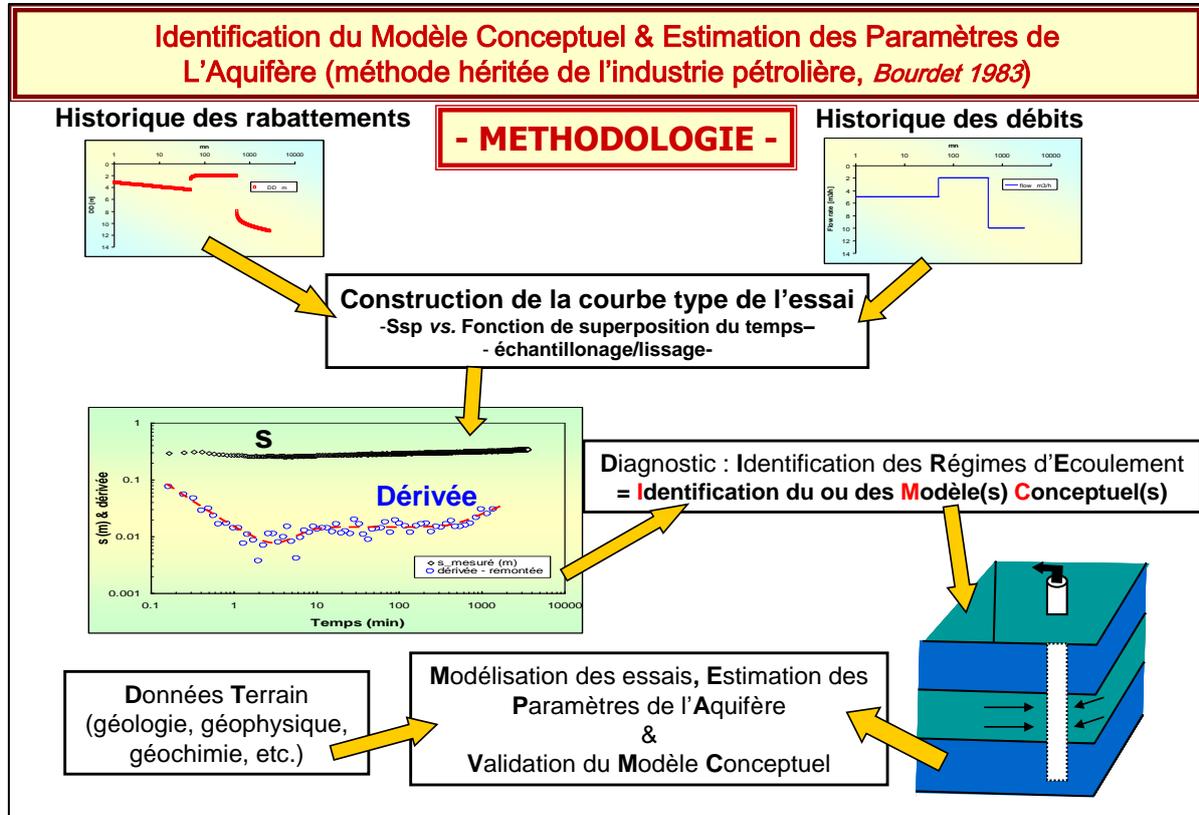


Figure 4-4 : Méthodologie mise en œuvre pour l'interprétation de pompages d'essai. Utilisation des dérivées des rabattements pour diagnostiquer les essais.

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...

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. 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) qui a l'avantage de représenter tous les régimes d'écoulement sur un seul et même graphique bi-logarithmique (Bourdet *et al.*, 1983, 1989 ; Spang 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.*, 2014). 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 $1/2$, 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 $-1/2$,

un effet de drainance par une pente négative infinie, etc. La Figure 4-5 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.

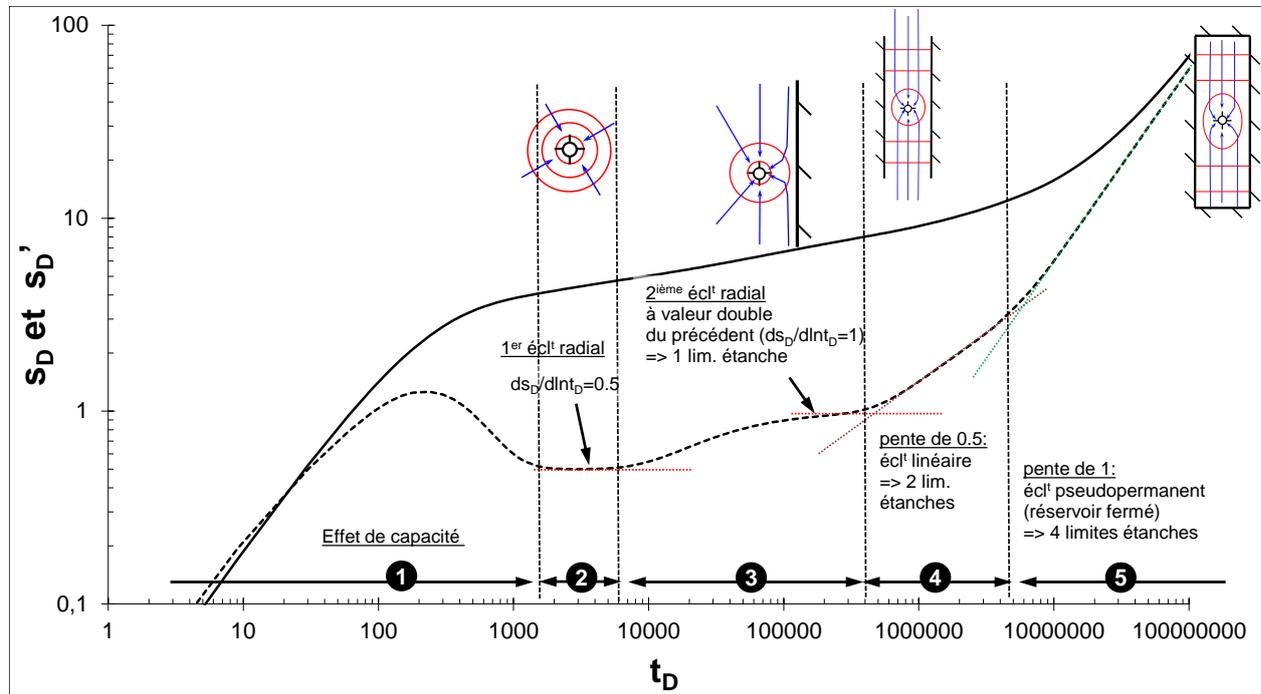


Figure 4-5 : Exemple de succession des régimes d'écoulement lors d'un pompage dans un aquifère rectangulaire clos. t_D : temps adimensionnel, s_D (courbe pleine) et s'_D (courbe tiretée) : rabattement et dérivée du rabattement (adimensionnel).

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 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 et de l'adéquation des résultats obtenus avec les informations géologiques disponibles sur la formation testée.

À partir de la courbe des dérivées, il est déjà possible d'estimer les paramètres hydrodynamiques, en particulier la transmissivité et la perméabilité de la formation captée, lorsqu'un écoulement radial cylindrique est identifié.

L'ensemble des essais disponibles (voir Figure 4-1), soit 26 essais sur 21 forages a été diagnostiqué suivant la méthode précédemment décrite, puis réinterprété. Il est à noter qu'un grand nombre des essais retrouvés, en particulier au niveau des Thermes de Balaruc, a été suivi de manière très éparse ne permettant pas un calcul fiable de la dérivée. Pour ces cas, on a directement procédé à la phase de modélisation de l'essai.

Les courbes de dérivées de ces essais mettent en évidence parfois des aquifères limités dans l'espace par quatre limites étanches, des effets de drainance d'un aquitard supérieur et/ou inférieur, et souvent la présence de fractures drainantes interceptées par le forage de pompage.

La section suivante présente les différents modèles mathématiques qui ont été utilisés pour interpréter les essais. Ces modèles sont bien adaptés aux configurations mises en évidence lors des diagnostics.

4.4. MODÈLES MATHÉMATIQUES UTILISÉS POUR INTERPRÉTER LES ESSAIS

a) *Modèle à effet de drainance verticale*

Le modèle mathématique choisi, 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 une adaptation 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.

Les figures suivantes (Figure 4-6 et Figure 4-7) présentent le modèle et ses paramètres.

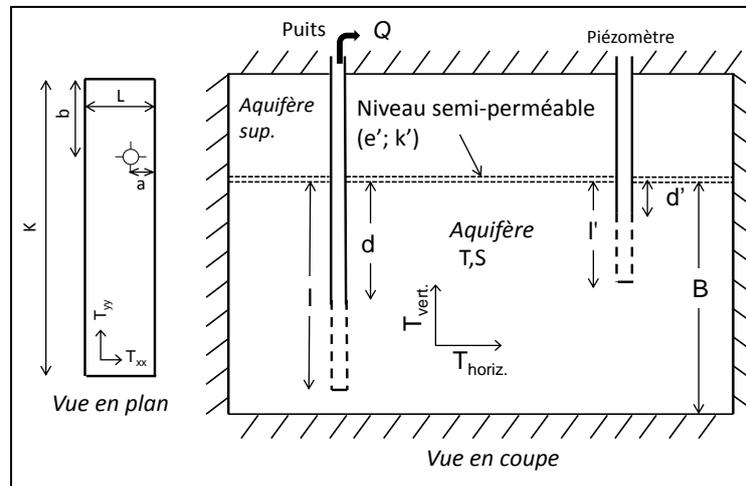


Figure 4-6 : Modèle à effet de drainage d'un aquifère supérieur, anisotropie de perméabilité 3-D, jusqu'à quatre limites étanches orthogonales, captage partiel du puits (ou du piézomètre). Modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).

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_0 (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	T_h/T_v (-)
Anisotropie de transmissivité dans le plan x,y	T_{yy}/T_{xx} (-)
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 ($m^{-5}s^2$)

Figure 4-7 : Paramètres du modèle à effet de drainage (modèle modifié de Hunt et Scott, 2007). Les distances aux limites sont toujours données par rapport au puits de pompage.

Les figures suivantes (Figure 4-8 à Figure 4-9 10) 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 ($Th/Tv = T_{yy}/T_{xx} = 1$) 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.

La figure 4-8 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.

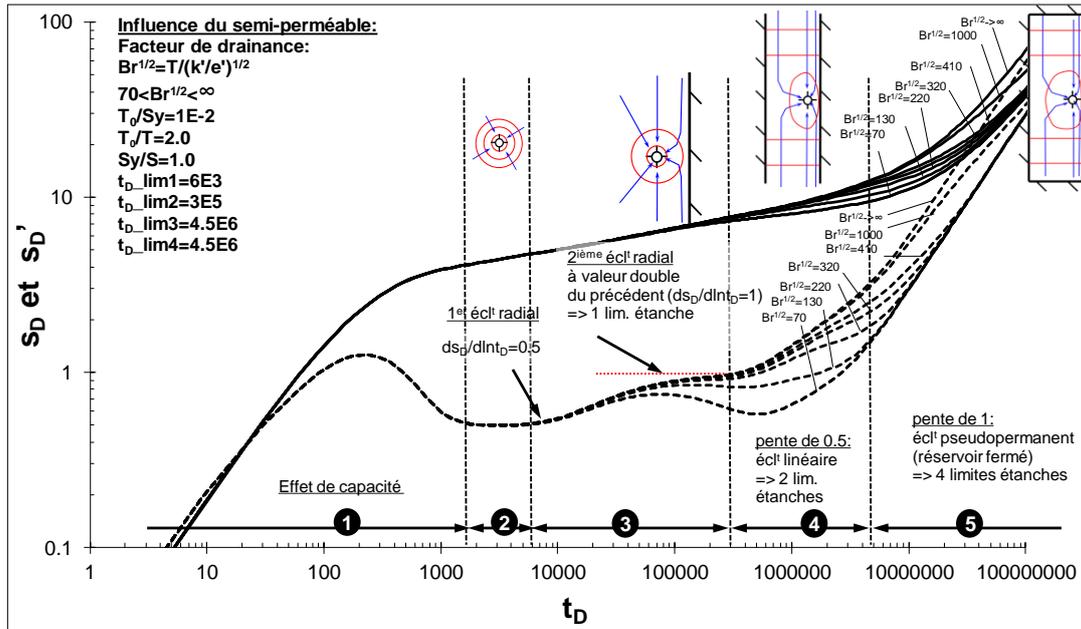


Figure 4-8 : Courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence du facteur de drainance du semi-perméable ($Br^{1/2}$).

s_D et s'_D : rabattement et dérivée sans dimension ; t_D : temps sans dimension. $t_D = Tt / (r^2 S)$ et $s_D = 2\pi Ts / Q$.

Les figures suivantes (Figure 4-10 et Figure 4-11) présentent l'allure des courbes pour des variations des paramètres de l'aquifère de surface (T_0 et Sy). On notera que Sy est un paramètre très sensible, plus que la transmissivité (T_0), et qu'il a pour principal effet de décaler de façon apparente l'atteinte des limites du système, quand Sy 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).

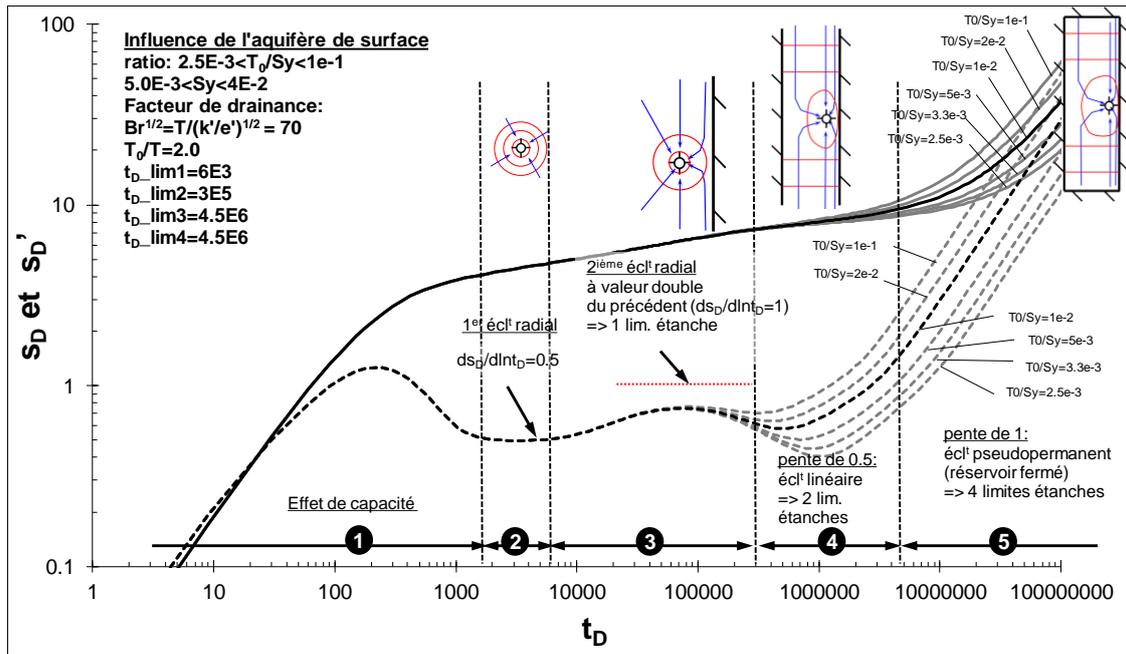


Figure 4-9 : Courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence de l'emmagasinement de l'aquitard (S_y).

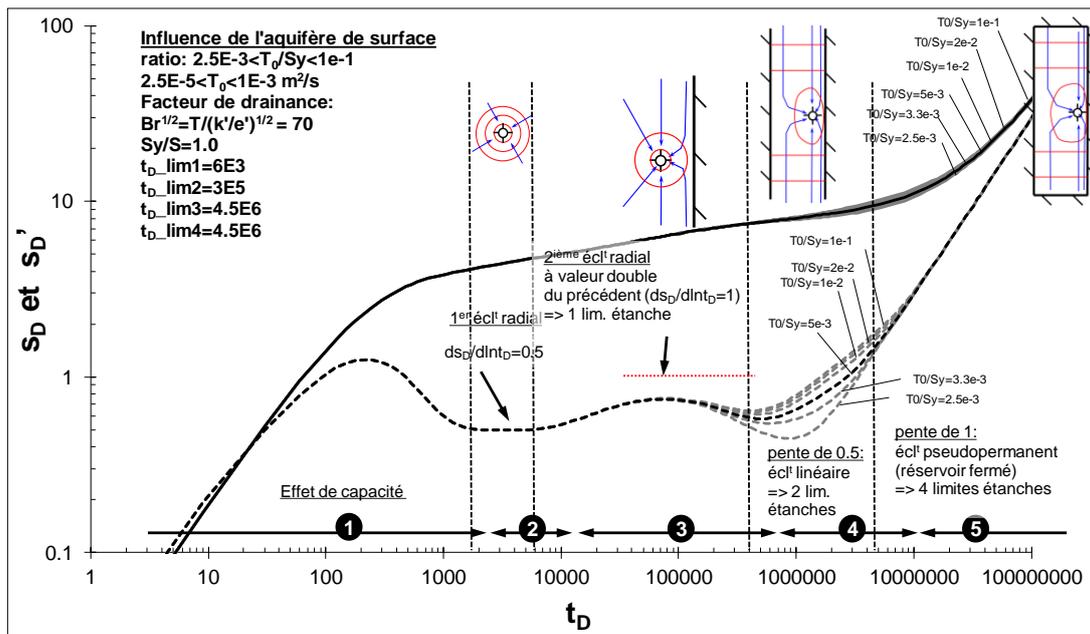


Figure 4-10 : Courbes types de la solution modifiée de Hunt et Scott 2007 : influence de la transmissivité de l'aquitard (T_0).

La Figure 4-11 présente un exemple de modélisation suivant ce modèle de l'essai de longue durée réalisé sur F2 Balaruc (Thermes) en 1981 dans l'aquifère du Jurassique ; les paramètres d'ajustement sont disponibles dans Figure 4-13 . On notera, comme indiqué précédemment le faible nombre de données ne permettant pas un calcul fiable de la dérivée. Cependant, le modèle reproduit de façon convenable les niveaux mesurés. La transmissivité de l'aquifère du Jurassique est estimée à $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, son emmagasinement à 2×10^{-3} (-). L'aquifère est limité dans l'espace, couvre une superficie de l'ordre de quelques km^2 et est soumis à des effets de drainage provenant des formations sus-jacentes (Miocène, Pliocène) et/ou sous-jacentes (remontée thermique).

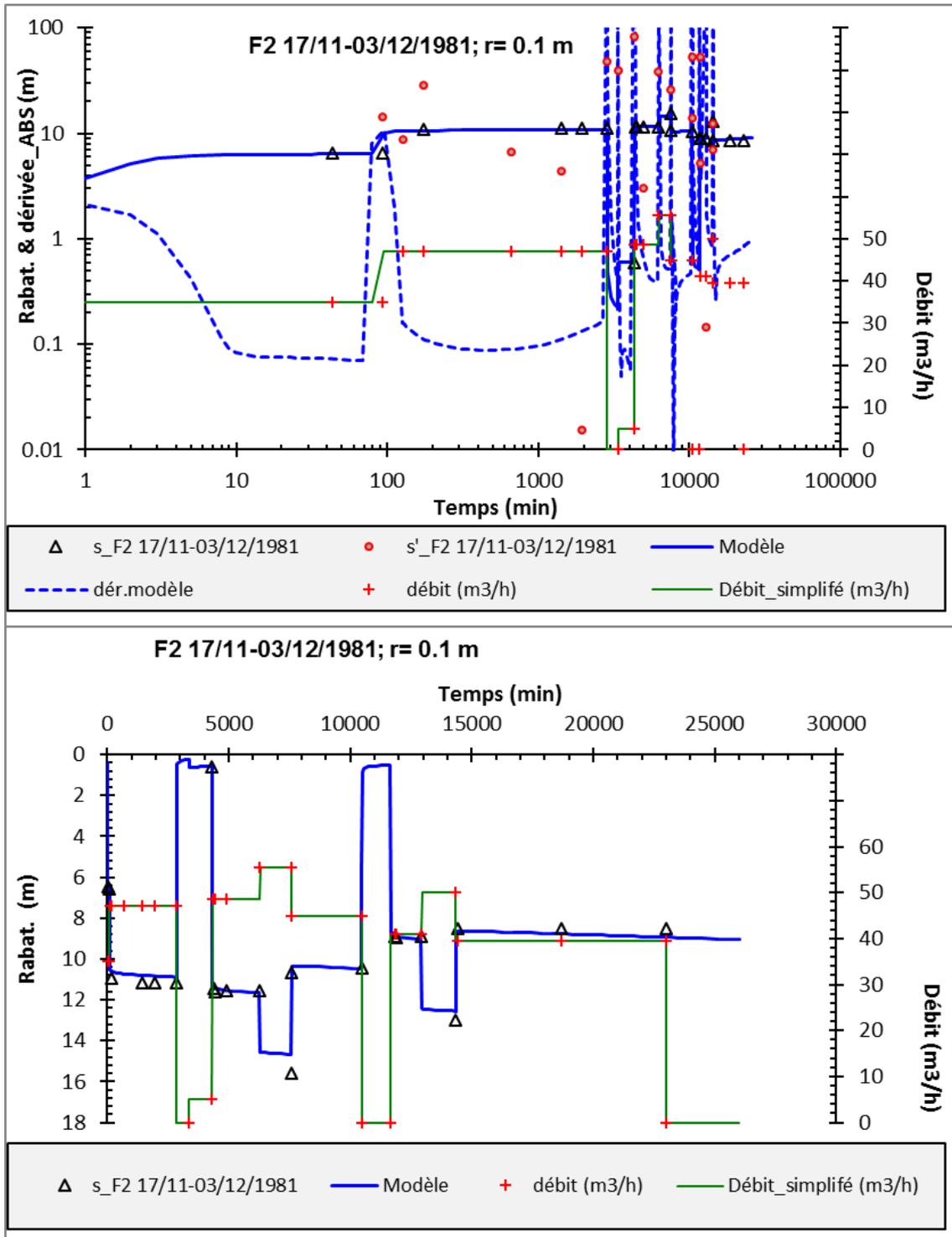


Figure 4-11 : Pompage sur F2_Balaruc-Thermes (1981 ; Poul, Camus, 1981)). Modèle : modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Graphe du haut : Log-Log. Graphe du bas : arithmétique.

b) Modèle compartimenté verticalement

Ce modèle est issu des travaux de Dewandel *et al.* (2014). Il considère un puits implanté dans un compartiment central de transmissivité T_1 et d'emmagasinement S_1 de largeur $2L$, limité dans l'espace par deux compartiments de transmissivités et emmagasinevements différents (T_2 , S_2 et T_3 , S_3). L'épaisseur des compartiments peut être identique ou différente, et le compartiment central peut être anisotrope. Les figures suivantes (Figure 4-12 et Figure 4-13)

présentent le schéma de cette solution et ses paramètres hydrodynamiques. Le modèle intègre aussi les effets liés au puits (capacité de puits, pertes de charge quadratiques).

La Figure 4-14 présente des courbes types pour un puits centré ($a=L$) dans l'aquifère central et pour divers ratios d'anisotropie de perméabilité. Le contraste de transmissivité entre le domaine central et les extérieurs est de 10 ($T_1=10 \times T_2$; $T_2=T_3$). On notera la différence de comportement hydrodynamique par rapport au modèle précédent, et le comportement pour les temps longs où le rabattement suit une pente dans un graphique semi-log) proportionnelle à la moyenne des transmissivités des deux compartiments extérieurs.

Cette solution n'a été utilisé que pour les essais réalisés dans le Miocène (forage de Gigean ; P4 et F3).

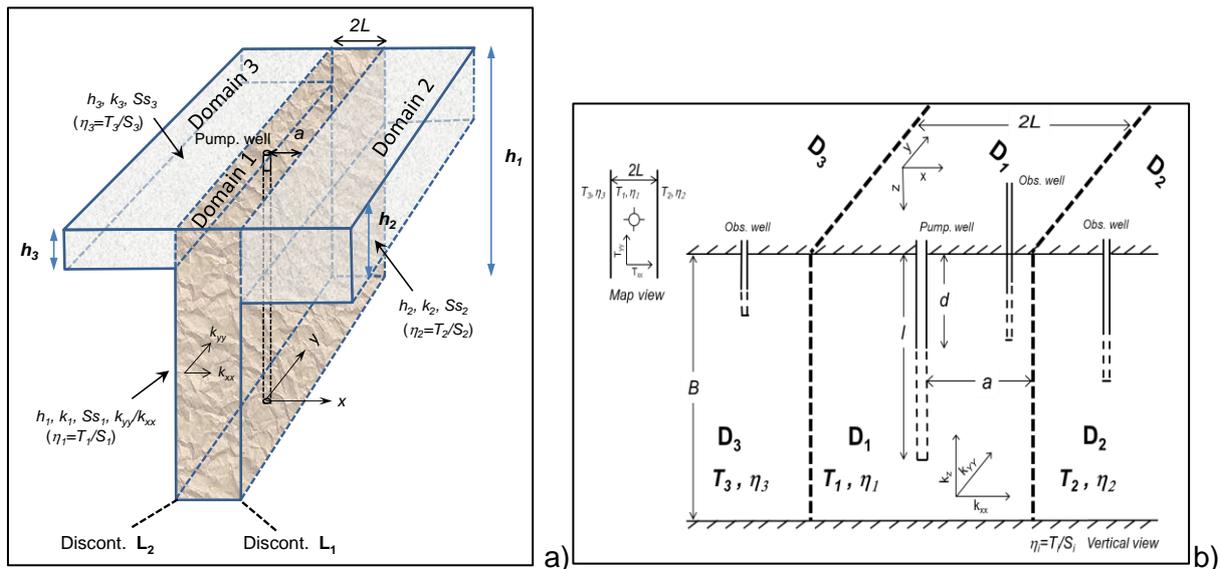


Figure 4-12 : Aquifère compartimenté avec anisotropie de perméabilité : a) structure « T », b) cas où les compartiments sont d'épaisseur égale.

Paramètres du modèle Aquifère compartimenté en « T » avec anisotropie de perméabilité	
distance	r (m)
Transmissivité de l'aquifère capté _ Domain 1	T_1 (m^2/s)
Emmagasinement de l'aquifère capté _ Domain 1	S_1 (-)
Epaisseur de l'aquifère capté _ Domain 1	h_1 (m)
Anisotropie de perméabilité dans le plan x,y _ Domain 1	k_{yy}/k_{xx} (-)
Transmissivité de l'aquifère _ Domain 2	T_2 (m^2/s)
Emmagasinement de l'aquifère _ Domain 2	S_2 (-)
Epaisseur de l'aquifère _ Domain 2	H_2 (m)
Transmissivité de l'aquifère _ Domain 3	T_3 (m^2/s)
Emmagasinement de l'aquifère _ Domain 3	S_3 (-)
Epaisseur de l'aquifère _ Domain 3	H_3 (m)
Dist. à la 1 ^{ère} limite (a)*	Dist.lim. 1 (min et m)
Dist. à la 2 ^{ème} limite (2L-a)*	Dist.lim. 2 (min et m)
Capacité du puits	Rc (m)
Pertes de charge quadratiques	C ($m^{-5}s^2$)

Figure 4-13 : Paramètres du modèle aquifère compartimenté en « T » avec anisotropie de perméabilité.

* Les distances aux limites sont toujours données par rapport au puits de pompage.

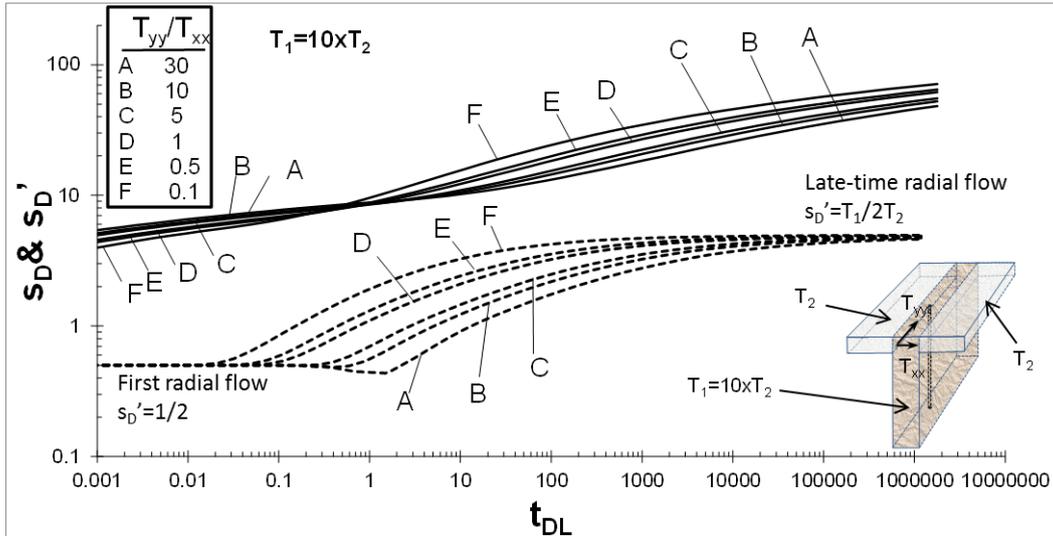


Figure 4-14 : Courbes types pour un puits centré ($a=L$) et un aquifère central présentant divers ratios d'anisotropie de perméabilité. Contraste de transmissivité de 10 ($T_1=10xT_2$; $T_2=T_3$) ; Dewandel et al. (2014).

s_D et s'_D : rabattement et dérivée sans dimension ; t_D : temps sans dimension. $t_D = Tt/(L^2S)$ et $s_D = 2\pi TS/Q$.

Les figures suivantes (Figure 4-15 et Figure 4-16) présentent un exemple de diagnostic et de modélisation suivant ce modèle (Figure 4-14). Il a été réalisé à partir de l'essai de longue durée réalisé sur le forage P4-Gigean en 1990 dans les formations du Miocène. Ce pompage a aussi été suivi sur un piézomètre d'observation situé à 20 m du puits pompé. D'après ce modèle, le compartiment pompé a une transmissivité de $4,8 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et un emmagasinement de $1,6 \times 10^{-4}$ (-), et serait large d'une centaine de mètres environ. Les compartiments extérieurs ont une transmissivité et un emmagasinement moyens respectivement de $1,6 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $1,1 \times 10^{-4}$ (-).

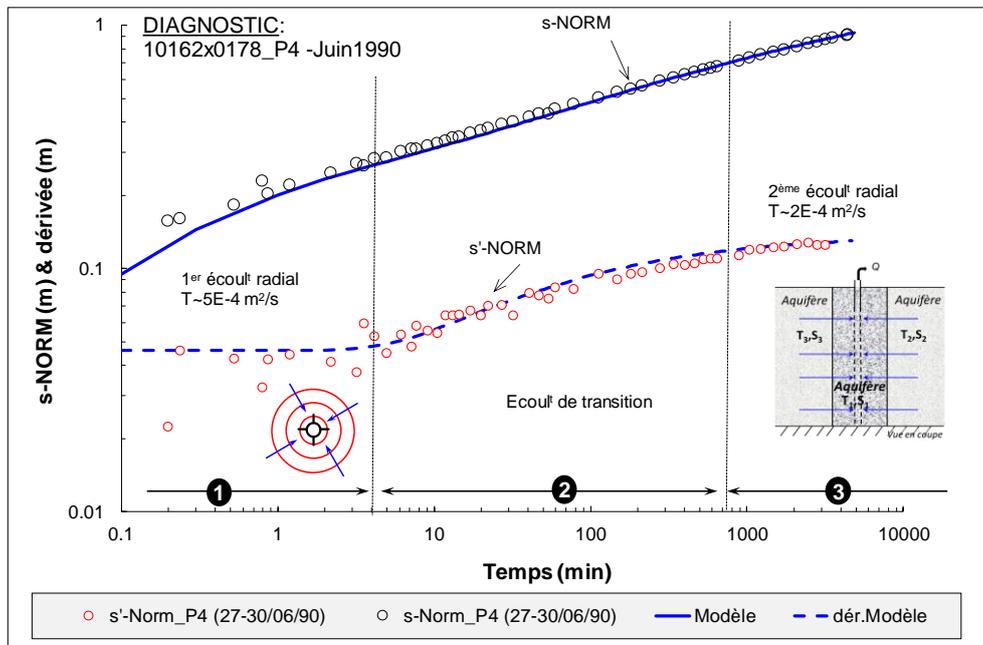


Figure 4-15 : Diagnostic de l'essai réalisé sur l'ouvrage P4-Gigean dans les formations du Miocène, établi à partir des rabattements et des temps normalisés. Modèle : Dewandel et al. (2014).

s -NORM : rabattement normalisé, s' -NORM : dérivée du rabattement normalisé ; représentation Log-Log.

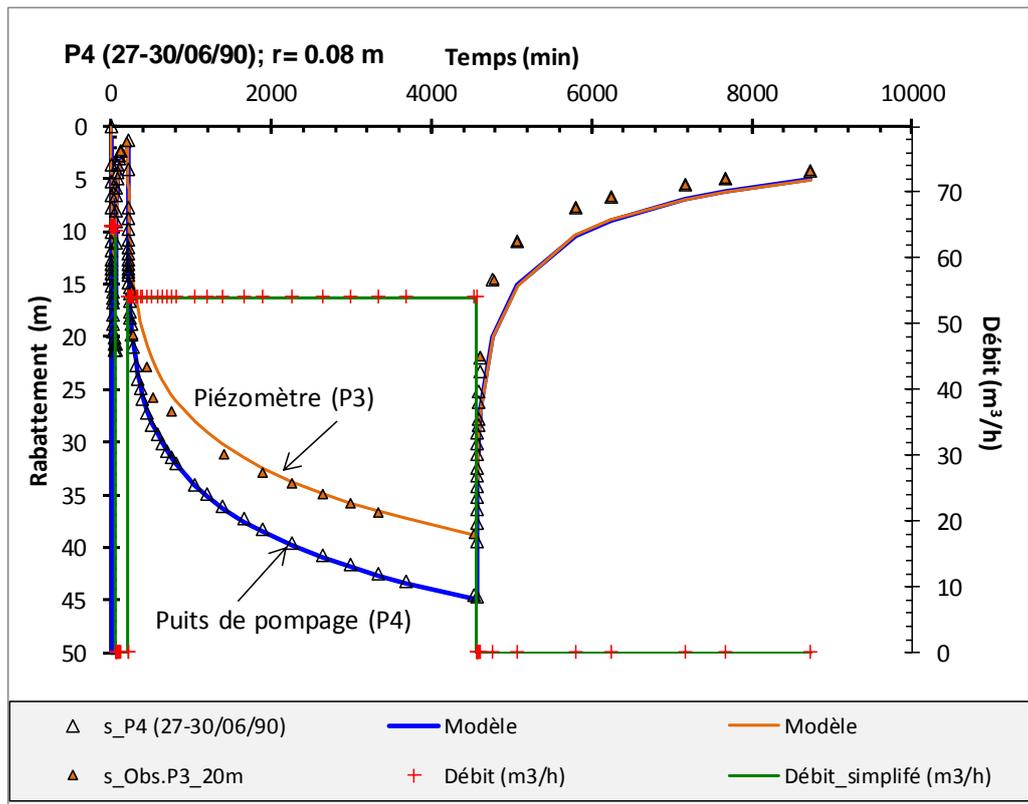


Figure 4-16 : Pompage sur P4-Gigean, avec suivi sur un piézomètre situé à 20 m (1990 ; info BSS : 10162X0178) ; Modèle : Dewandel et al. (2014). Représentation : Log-Log.

c) 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 et son emmagasinement. Notons que les structures perméables du karst, drains karstiques, peuvent avoir le même type de réaction que ce modèle. La modélisation du rabattement peut être réalisée en n'importe quel point de l'espace.

Ce modèle peut prendre en compte les effets de limites du réservoir (non présenté ici). Les suivantes (Figure 4-17 et Figure 4-18) présentent le modèle et ses paramètres.

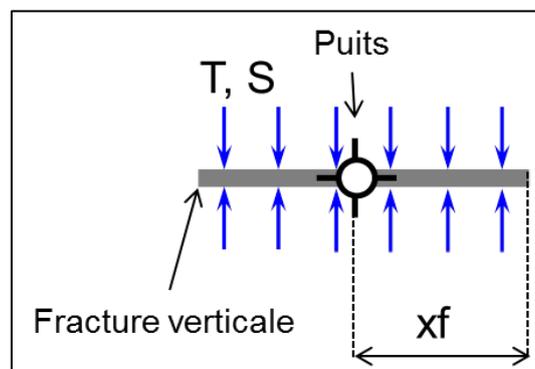


Figure 4-17 : Solution de Gringarten et al. (1974). Fracture verticale unique recoupant tout l'aquifère (flux uniforme). Vue en plan.

Paramètres du modèle de 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	x_f (m)
Capacité du puits	Rc (m)
Pertes de charge quadratiques	C (m ⁻⁵ s ²)

Figure 4-18 : Paramètres du modèle à fracture de Gringarten et al. (1974).

La Figure 4-19 présente la courbe type de cette solution. 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.

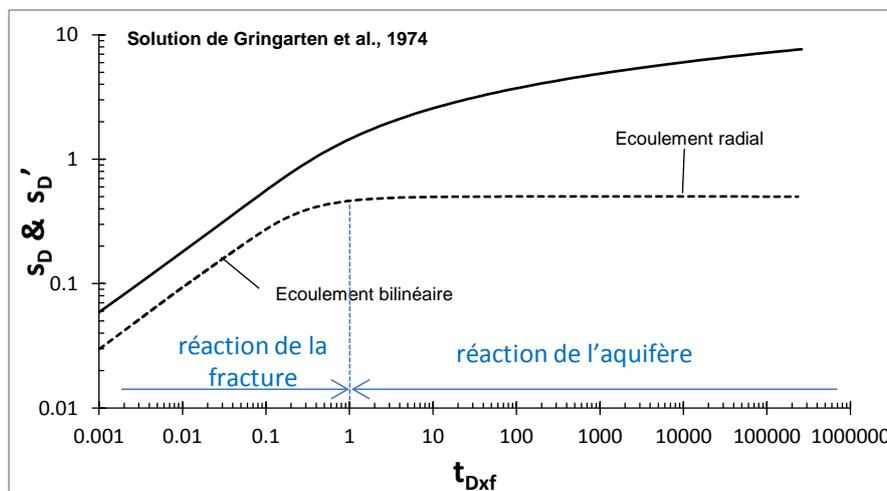


Figure 4-19 : Courbe type de la solution de Gringarten et al. (1974).

t_{Dxf} : temps sans dimension, s_D : rabattement sans dimension. $t_{Dxf} = Tt/x_f^2 S$ et $s_D = 2\pi Ts/Q$.

La Figure 4-20 présente un exemple de modélisation suivant ce modèle sur les données de l'essai de courte durée réalisé sur le forage de la Castillonne en 1986. Dans ce cas, l'essai montre qu'une fracture de grande dimension, de l'ordre de plusieurs centaines de mètres, est recoupée par l'ouvrage ; la transmissivité de l'aquifère du Jurassique est de l'ordre $3,3 \times 10^{-3}$ m²/s (S est estimé à $5,5 \times 10^{-4}$). Les paramètres d'ajustement sont disponibles sur la figure 4-18.

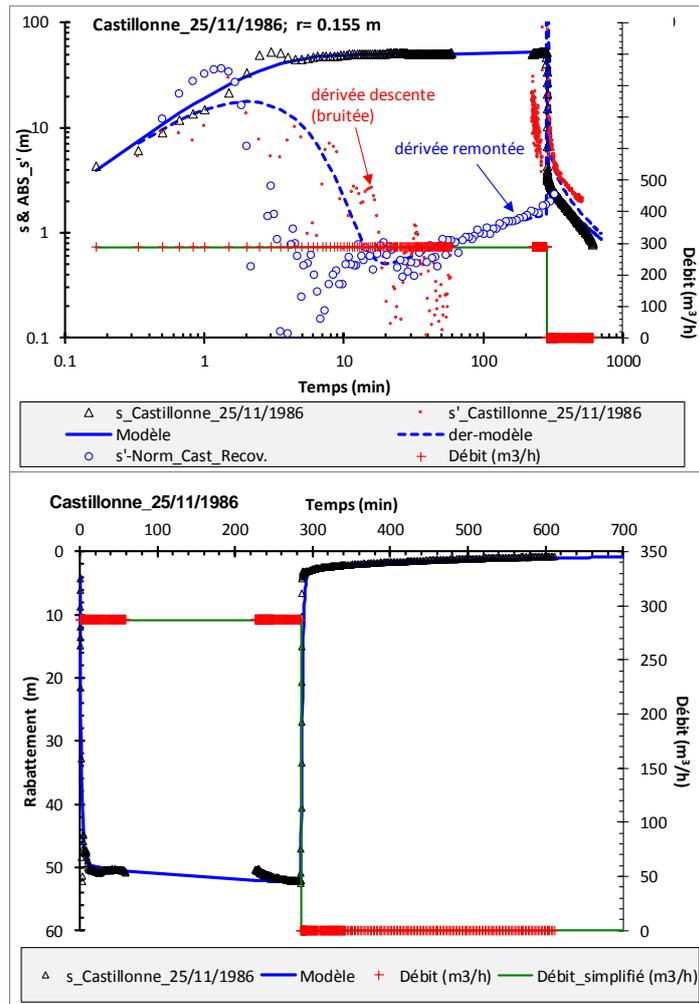


Figure 4-20 : Pompage sur le forage de la Castillonne (nov.1986 ; Teissier, 1987b). Modèle : fracture verticale unique (Gringarten et al. 1974). Graphe du haut : Log-Log. Graphe du bas : arithmétique.

d) Modèle à fracture verticale et 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 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 (Figure 4-21). 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.

La Figure 4-23 présente les paramètres de ce modèle et la Figure 4-24 un jeu de courbes types pour un pompage situé dans une fracture recoupant de façon plus ou moins importante l'aquifère inférieur (ratio hf/B ; hf : hauteur de la fracture, B : épaisseur de l'aquifère inférieur).

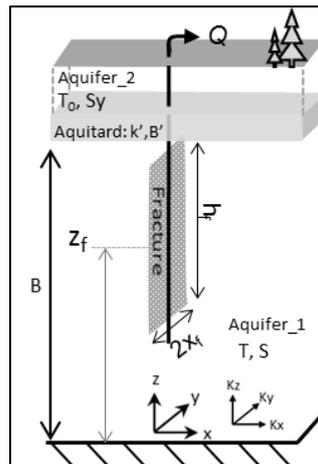


Figure 4-21 : Fracture verticale unique recoupant partiellement ou totalement un aquifère multicouche.

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 (-)
Epaisseur de l'aquifère	B (m)
Perméabilité de l'aquitard	k' (m/s)
Epaisseur de l'aquitard	B' (m)
Transmissivité de l'aquifère de surface	T_0 (m^2/s)
Emmagasinement de l'aquifère de surface	S_y (-)
Epaisseur de l'aquitard	B' (m)
Hauteur de la fracture	hf (m)
Position verticale du centre la fracture	zf (m)
Demi-longueur de la fracture	xf (m)
Anisotropie de transmissivité verticale	Kh/Kv (-)
Anisotropie de transmissivité dans le plan x,y	Ky/Kx (-)
Capacité du puits	Rc (m)
Pertes de charge quadratiques	C ($m^{-5}s^2$)

Figure 4-22 : Paramètres du modèle « fracture verticale dans un aquifère multi-couche ».

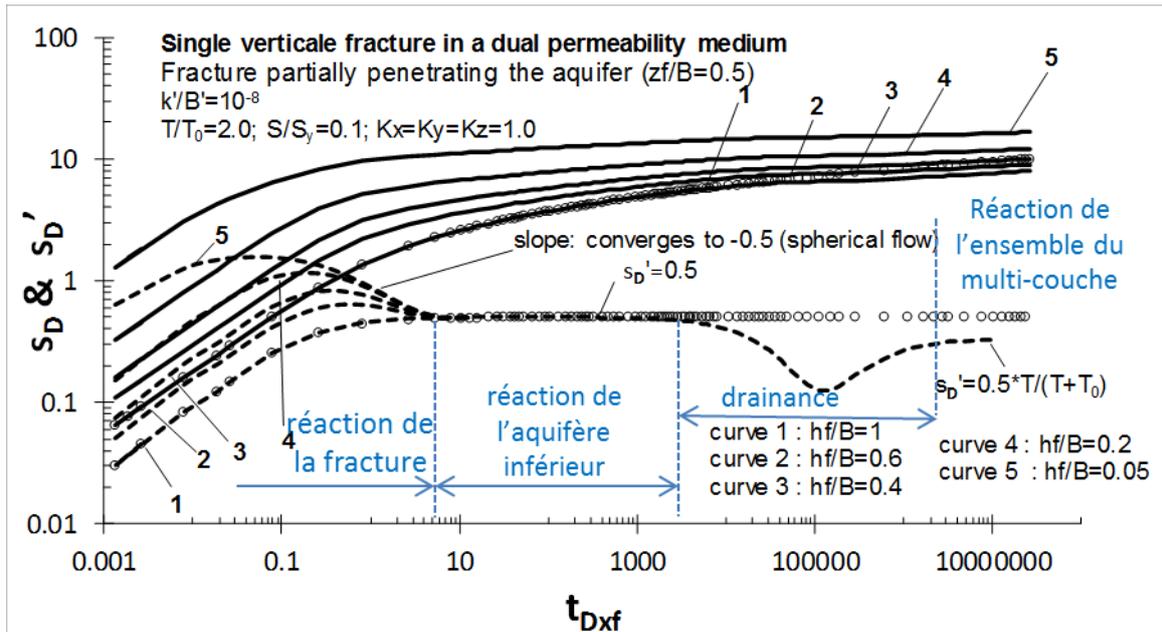


Figure 4-23 : Courbes types d'un pompage interceptant une fracture verticale située dans un aquifère multicouche ; Dewandel et al. (2018). Fracture dans l'aquifère inférieur. Les « cercles » dénotent la solution de Gringarten et al. (1974) ; $hf/B=1$, $k'=0$. hf : hauteur de la fracture, B : épaisseur de l'aquifère inférieur.

t_{Dxf} : temps sans dimension, s_D : rabattement sans dimension. $t_{Dxf} = Tt/x^2S$ et $s_D = 2\pi Ts/Q$.

La Figure 4-24 présente un exemple de modélisation suivant ce modèle sur les données de l'essai de longue durée réalisé sur le forage F9bis-Balaruc (Thermes) en 2003. La modélisation de l'essai a été réalisée à l'aide d'une fracture de l'ordre de la centaine de mètres recoupant tout l'aquifère. La transmissivité de l'aquifère du Jurassique est de l'ordre $8,0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (S est estimé à $6,0 \times 10^{-3}$). Les effets de drainance ont été modélisés par un semi-perméable de perméabilité $k' : 4 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ (épaisseur B' unitaire), cependant les paramètres de l'aquifère de surface n'ont pas pu être estimés ($T_0 = S_y = \text{infini} = \text{drainance pure}$). Les paramètres d'ajustement sont disponibles sur la figure 4-22.

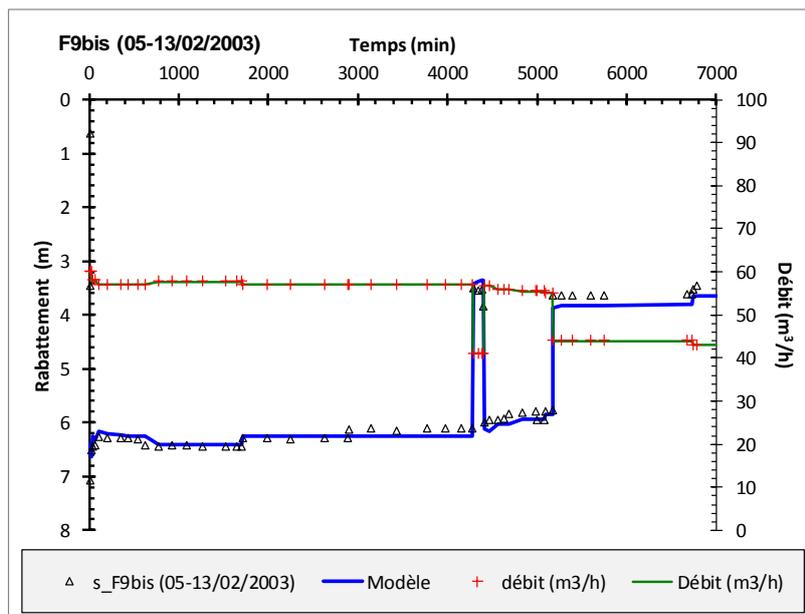


Figure 4-24 : Pompage sur F9bis-Balaruc (Thermes) (fév. 2003 ; Antea, 2004). Modèle : fracture verticale dans un aquifère multi-couche. Représentation : arithmétique.

e) Modèle à fracture inclinée et drainance

Il s'agit d'une adaptation des formulations théoriques pour un forage incliné à celui d'un plan incliné (la fracture) où la fracture a une dimension rectangulaire quelconque (Dewandel *et al.*, 2018). Le modèle développé a pour base la solution de Hunt (2005) avec possibilité de prendre en compte l'effet de drainance d'un aquitard où le niveau piézométrique ne varie pas durant l'essai. On est donc dans un cas de drainance pure ce qui est différent du modèle précédent. Dans cette solution, le puits de pompage intercepte systématiquement le centre de la fracture, la distribution du flux dans la fracture est uniforme et la fracture peut recouper ou non l'ensemble de l'aquifère. L'originalité de ce modèle est qu'il peut prendre en compte, dans certaines conditions notamment quand la fracture n'est pas verticale, le fait que le pompage se situe à la fois dans la fracture mais aussi au niveau de la zone crépinée du forage (voir Dewandel *et al.*, 2018 pour les solutions mathématiques).

Comme le modèle précédent, ce modèle ne prend pas en compte les effets de limites du réservoir. Les figures suivantes (Figure 4-25 et 4-26) présentent le modèle et ses paramètres.

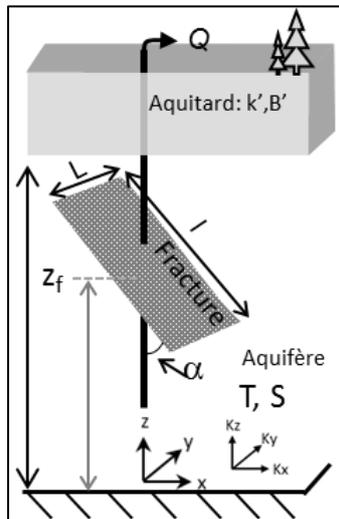


Figure 4-25 : Modèle fracture et drainance.

Paramètres du modèle fracture inclinée et drainance	
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'aquitard	k' (m/s)
Epaisseur de l'aquitard	B' (m)
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 : de 0° (vert) à 90° (horiz)	α ($^\circ$)
Anisotropie de transmissivité verticale	Kh/Kv (-)
Anisotropie de transmissivité dans le plan x,y	Ky/Kx (-)
Capacité du puits	Rc (m)
Pertes de charge quadratiques	C ($m^{-5}s^2$)

Figure 4-26 : Paramètres du modèle « fracture inclinée et drainance ».

La Figure 4-27 présente des courbes types d'un pompage dans une fracture inclinée où l'angle de la fracture varie de 0° (comparaison avec la solution de Thiéry, 1980, fracture rectangulaire horizontale) à 90° (comparaison avec la solution de Gringarten *et al.*, 1974). Dans cet exemple, $kh/Kv = 10$, $Kx/Ky = 1$, $B = 100$ m, $z_f = 50$ m, $x_f = L/2$; $y_f = l/2$, et $k' = 0$ (pas de drainance), et le pompage n'est présent qu'au niveau de la fracture. On notera le très bon résultat du modèle par rapport aux deux solutions existantes. Ce modèle n'a été utilisé que pour interpréter l'essai au forage du stade Michel (Sète).

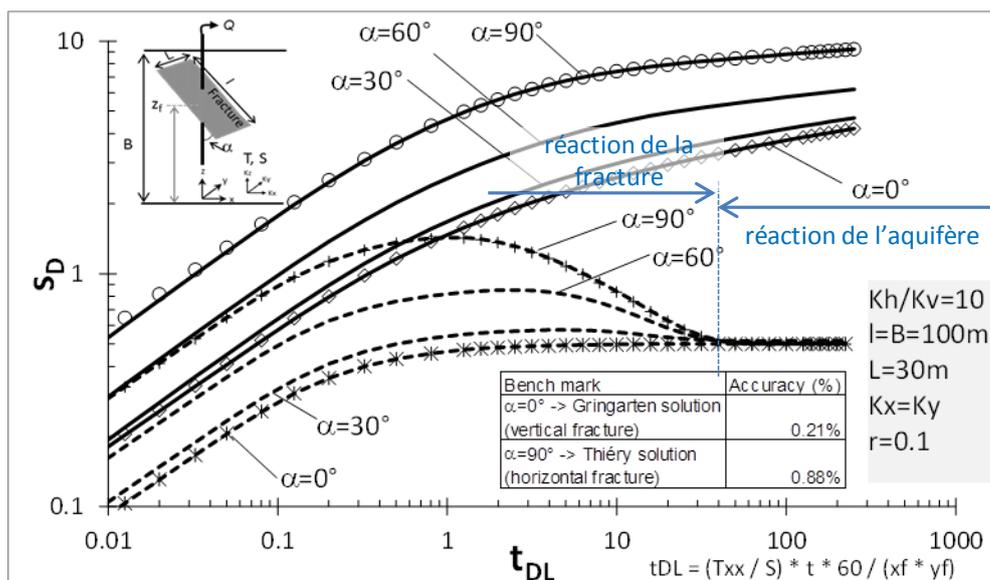


Figure 4-27 : Courbes types d'un pompage dans une fracture inclinée. Influence de l'angle de la fracture ; $kh/Kv = 10$, $Kx/Ky = 1$, $B = 100$ m, $z_f = 50$ m. Tests avec les solutions de Gringarten *et al.* (1974) et Thiéry (1980). $x_f = L/2$; $y_f = l/2$; pas de drainance.

La Figure 4-28 présente la modélisation de l'essai de pompage réalisé au forage du stade Michel (Sète). La modélisation de l'essai est de bonne qualité, la remontée est cependant très légèrement surestimée par le modèle ce qui peut traduire la présence d'une ou de plusieurs limites lointaines de l'aquifère (voir ci-dessous). Les paramètres d'ajustement sont disponibles dans la Figure 4-30. Dans ce cas, la fracture est supposée horizontale et représente les importantes venues d'eau interceptées en fin de forage, entre 128 et 135 m de profondeur (conduit karstique). Sa dimension est estimée à 250 x 250 m, soit une surface relativement grande. Dans ce modèle, la fracture et la partie non-tubé du puits (111-135 m) sont pompées (cf. l'insert du bas dans la Figure 4-28). La transmissivité de l'aquifère du Jurassique est estimée à $3,0 \times 10^{-2}$ m²/s, son emmagasinement à $1,5 \times 10^{-3}$ (-) et son épaisseur à 250 m, ce qui est conforme à l'épaisseur fracturée rencontrée au niveau du sondage de Sète (prof. 976 m) situé à environ 350 m. De plus, cet aquifère semble caractérisé par une anisotropie verticale de perméabilité assez importante ($kh/kv = 30$) ; elle est nécessaire pour expliquer l'important écoulement sphérique (voir courbe de dérivée entre 30 et 700 min). Cette anisotropie traduit vraisemblablement la présence de niveaux perméables (zones karstifiées) intercalés de niveaux moins perméables. La perméabilité de l'aquitard, correspondant à la perméabilité verticale des formations du Miocène-Pliocène, est estimée à $3,0 \times 10^{-7}$ m/s. La Figure 4-29 représente la contribution entre terme de débit de l'eau provenant de la fracture et du puits (débit_fracture + débit_puits = débit total pompé), et le débit de drainance (en provenance du Miocène-Pliocène) entrant dans l'aquifère du Jurassique. Rapidement la contribution de la fracture se stabilise aux alentours de 85 % du débit total pompé et le débit de drainance, voisin 30% du débit pompé en fin d'essai, ne cesse de croître durant l'essai dénotant la réaction lente des formations sus-jacentes (Miocène-Pliocène).

Cependant, le diagnostic sur la dérivée du rabattement en fin de remontée des niveaux (Figure 4-31), et la très légère surestimation du rabattement modélisé en remontée, suggère la présence de 1 à 2 limites étanches parallèles lointaines ; cette information sur la géométrie de l'aquifère n'est visible qu'en fin de remontée des niveaux. Le modèle à fracture utilisé ne permettant pas de prendre en compte des limites, une modélisation du rabattement normalisé avec la solution exposée au a) a été réalisée afin d'estimer la distance à ces limites. Elles sont évaluées à une distance très approximative de l'ordre de 1 à 2 km du forage. Notons que les essais par pompages réalisés sur le forage de Sète (sondage géothermique profond) situés à proximité de l'ouvrage du stade Michel ont aussi été modélisés en prenant en compte l'effet de deux limites étanches parallèles et lointaines.

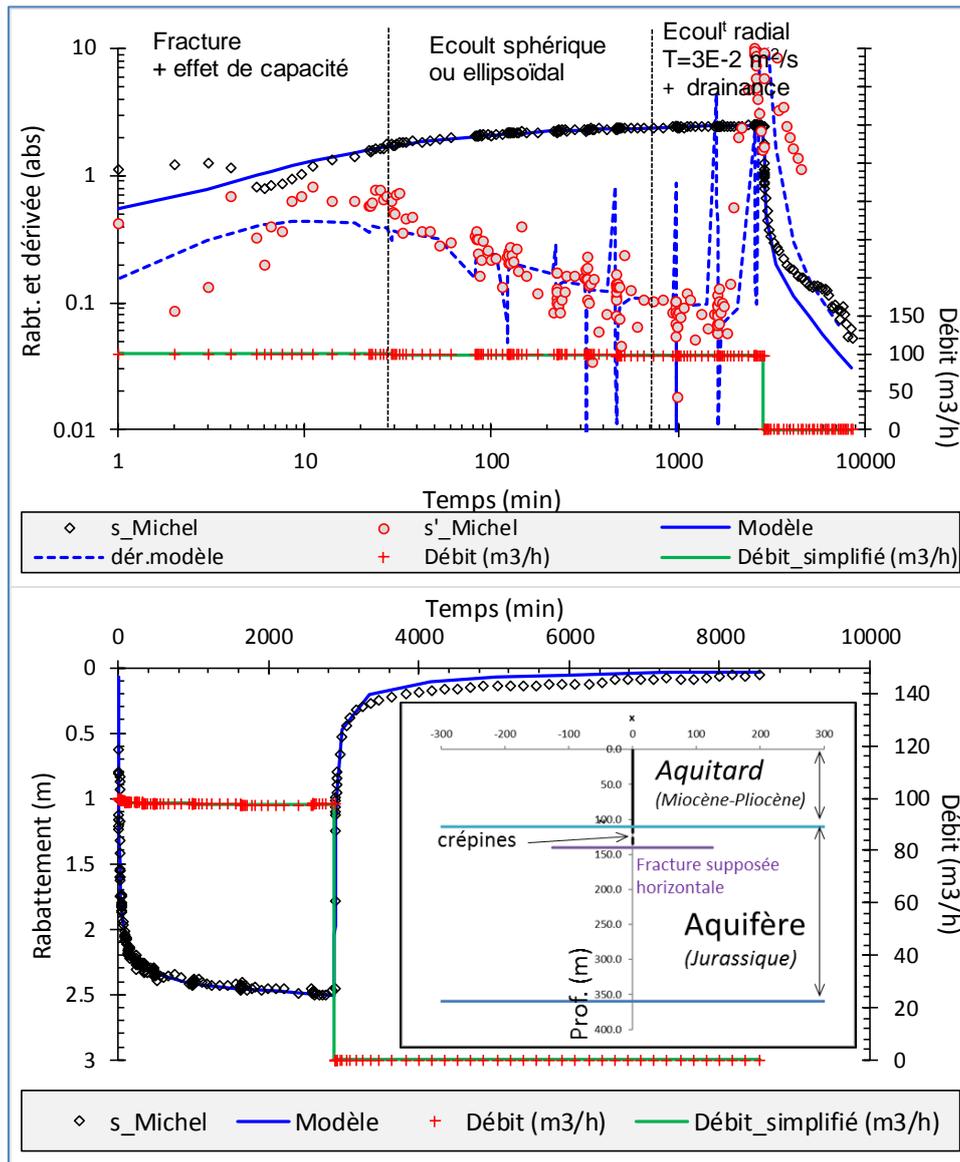


Figure 4-28 : Pompage sur le Forage du stade Michel (Sète, 20-22/02/2018). Modèle : fracture inclinée et drainage. Graphe du haut : Log-Log. Graphe du bas : arithmétique. Nota : le rabattement a ici été corrigé des variations de densité.

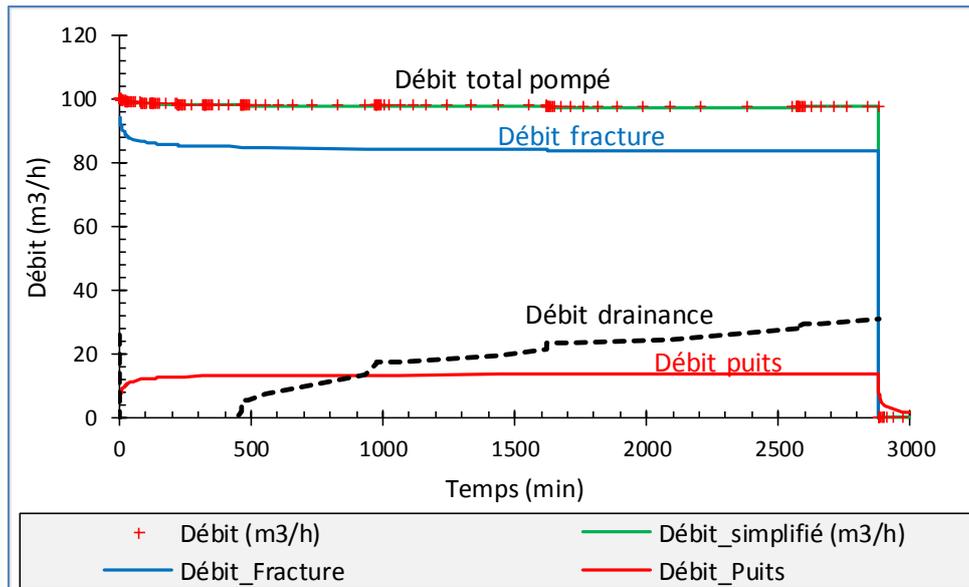


Figure 4-29 : Pompage sur le Forage du stade Michel (Sète, 20-22/02/2018). Modèle : fracture inclinée et drainance. Évolution des contributions en terme de débit de la fracture, du puits et du débit de drainance.

Stade Michel 20-22/02/2018		
distance	r (m)	0.11
Transmissivité	T (m ² /s)	3.0E-02
Emmagasinement	S (-)	1.5E-03
Epaisseur aquifère	B (m)	250
Epaisseur aquitard	k' (m/s)	3.0E-07
Perméabilité aquitard	B' (m)	110
Longueur puits	L_puits (m)	30
Dist. crépine_puits/haut aquifère	l_puits (m)	0
Longueur fracture	L (m)	250
Largeur fracture	l (m)	250
Profondeur fracture	zf (m)	30
Angle de la fracture / verticale	α (°)	90
Anis. verticale de perméabilité	Kh/Kv (-)	30
Anis. horizontale de perméabilité	Ky/Kx (-)	1
Capacité puits	Rc_puits (m)	0.11
Capacité fracture	Rc_frac. (m)	1
Skin_puits	sk_puits (-)	0
Skin_frac.	sk_frac. (-)	0

Figure 4-30 : Paramètres du modèle « fracture inclinée » et « drainance ». Pompage au forage du stade Michel (Sète), 20-22/02/2018.

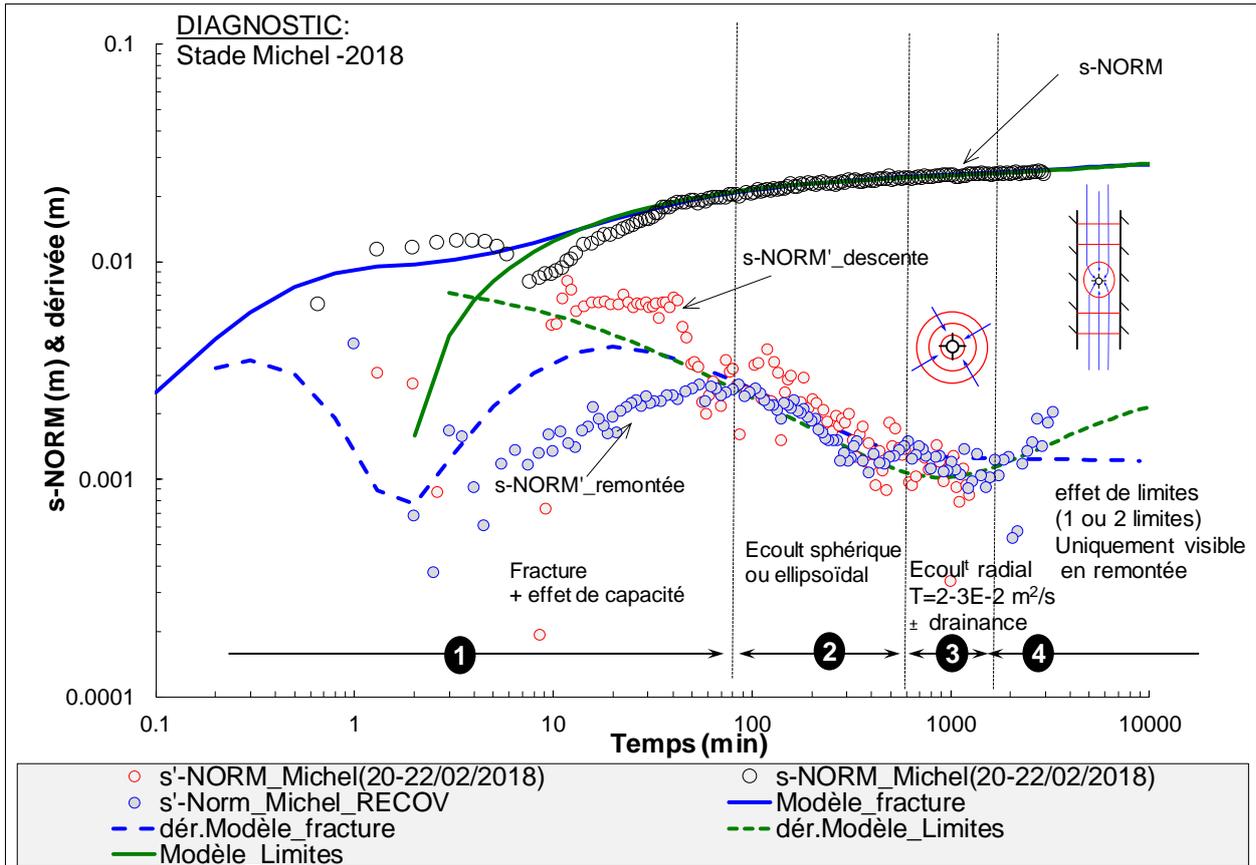


Figure 4-31 : Modélisation du rabattement normalisé (et de sa dérivée en descente et remontée). Pompage au forage du stade Michel (Sète), 20-22/02/2018. Modèles : « fracture inclinée » et « drainance » –bleu, pour estimer la géométrie de la fracture et l'épaisseur aquifère et a) Modèle à effet de drainance verticale (§ 4.4.a)- vert, pour estimer la distance aux limites.

4.4.1. Synthèse des résultats

Les figures suivantes (Figure 4-32 et Figure 4-33) synthétisent les principaux résultats de l'interprétation des tests hydrauliques, et les principales connexions hydrauliques déduites des essais (ou des suivis de niveau sur le long terme). Les Figure 4-34 et 35 présentent les distributions statistiques des principaux paramètres hydrodynamiques et la Figure 4-36 compare les transmissivités, les perméabilités et les emmagasineurs dans le Miocène et les aquifères fracturés-karstifiés du Jurassique sur les mines de Bauxite (Villeveyrac), de Balaruc (Thermes) et du secteur Issanka-Belvezet. L'ensemble des paramètres hydrodynamiques sont présentés dans les figures suivantes (Figure 4-37 et Figure 4-38). Les modélisations des essais sont disponibles en annexe (Annexe 2), exceptés ceux réalisés sur le secteur Issanka-Belvezet (F5_Moulières basses, F1_Belvezet, Belvezet_2, F2c et Issanka_F5 & F7) qui sont disponibles dans Gherbi (2018).

D'un point de vue de la géométrie de l'aquifère, les essais réalisés au niveau de Balaruc (forages des Thermes) ont montré des limites, de type étanche, de l'aquifère, mettant en évidence la compartimentation de l'aquifère du Jurassique (symbole : **B**) ; Figure 4-32 et Figure 4-33). Les rectangles figurant sur ces deux figures donnent une idée de la géométrie en plan de l'aquifère du Jurassique au niveau de Balaruc (Thermes), de l'ordre de 2 à 4 km². Notons que leurs positionnements restent approximatifs puisque les essais en interférence n'ont pas permis d'orienter les géométries ; par défaut, les rectangles ont été orientés nord-sud. Ces limites correspondent a priori à des failles qui sont colmatées, ou bien qui mettent en contact les formations perméables du Jurassique avec les formations peu perméables du Pliocène-Miocène, ce qui est en particulier le cas au niveau de Balaruc. Notons tout de même

que ces limites peuvent ne pas être complètement étanches, le réseau karstique au sein du Jurassique pouvant par exemple faire le lien entre un compartiment et un autre, en particulier au nord de Balaruc puisque les effets des inversacs sur la piézométrie se font ressentir de la presqu'île de Balaruc jusqu'au forage CGE19. Concernant l'ouvrage F8 de Balaruc, l'essai hydraulique montre que celui-ci est implanté dans un aquifère de faible dimension ($<0,5 \text{ km}^2$) et de faible transmissivité de l'ordre de $3 \text{ à } 4 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, soit en moyenne 40 fois moins transmissif que le reste de l'aquifère au niveau de Balaruc. D'un point de vue hydrodynamique, cet ouvrage se situe donc dans un secteur relativement isolé de l'aquifère du Jurassique au niveau des Thermes.

Les autres secteurs où des limites d'aquifère ont été mises en évidence sont au niveau du forage de la Calade (Villeveyrac, ancienne mine de bauxite), au niveau de Pignan, et au niveau de Sète (forage du stade Michel, sondage de Sète ; symbole : **C**). Sur les autres secteurs, et malgré des essais de plusieurs jours (secteur Belvezet par exemple) aucun effet de limite n'a été mis en évidence, montrant que sur ces secteurs l'aquifère du Jurassique est bien connecté sur de grandes distances (symbole : **A**).

Concernant les connexions hydrauliques, les essais par pompage n'ont pas mis en évidence de connexion entre la source de la Vène et les forages de Pignan (forage de l'Olivet, Touat, Bouldou). Par contre, ils ont mis en évidence des connexions « ténues » entre le secteur d'Issanka et celui de Moulières-Belvezet, ce qui est cohérent avec l'analyse des données des suivis historiques (cf. 3.12) puisqu'elle met en évidence la propagation des désordres liés aux inversacs de la presqu'île de Balaruc jusqu'au secteur d'Issanka. Aucune évidence de connexion n'a pu être établie entre les ouvrages de Sète (stade Michel, sondage de Sète), de Villeveyrac (Rouquette, Calade, Jolimont, Montplaisir), ou celui de la Castillonne, avec ceux de Balaruc (Thermes).

Un grand nombre d'ouvrages a intercepté des structures très drainantes, vraisemblablement associées au développement du karst (symbole : **F**, par exemple forage F9, F9_bis, S12 sur Balaruc ; Belvezet2, stade Michel, Castillonne...). Au niveau de Balaruc (Thermes), ces structures semblent d'extension décamétrique à hectométrique alors qu'elles apparaissent beaucoup plus grandes au niveau du secteur Issanka-Belvezet et de la Castillonne, d'extension pluri-hectométrique. Ces dernières sont probablement à mettre relation avec le réseau de failles structurant le Jurassique.

Lorsque l'aquifère du Jurassique est sous couverture Pliocène-Miocène (Balaruc-Thermes, stade Michel, Sondage de Sète) les essais mettent systématiquement en évidence des effets de drainance (symbole : **E**) a priori liés, du moins en grande partie, aux formations superficielles. Néanmoins, on ne peut pas exclure qu'une partie de ces flux provienne de niveaux plus profonds, liés aux remontées hydrothermales. La présence de ces flux de drainance explique la difficulté à observer des interférences d'un ouvrage à l'autre en particulier sur le secteur de Balaruc (forages des Thermes) ou rapidement, en quelques jours, ce flux devient proche du débit de pompage limitant ainsi la propagation du rabattement et donc l'observation d'interférence sur des ouvrages éloignés de quelques centaines de mètres. Malgré les 1 147 m de recouvrement au forage de la Castillonne, l'essai n'a pas montré d'effet de drainance. Ceci s'explique par la durée de l'essai (280 min), trop courte pour pouvoir mettre en évidence ce type de phénomène.

Peu d'essais sont disponibles dans les formations du Pliocène-Miocène (secteur de Pignan seulement). Néanmoins, les essais ont mis en évidence une structure compartimentée verticalement de l'aquifère du Miocène (chenaux), vraisemblablement associée à la géométrie des dépôts de la formation (symbole : **G**).

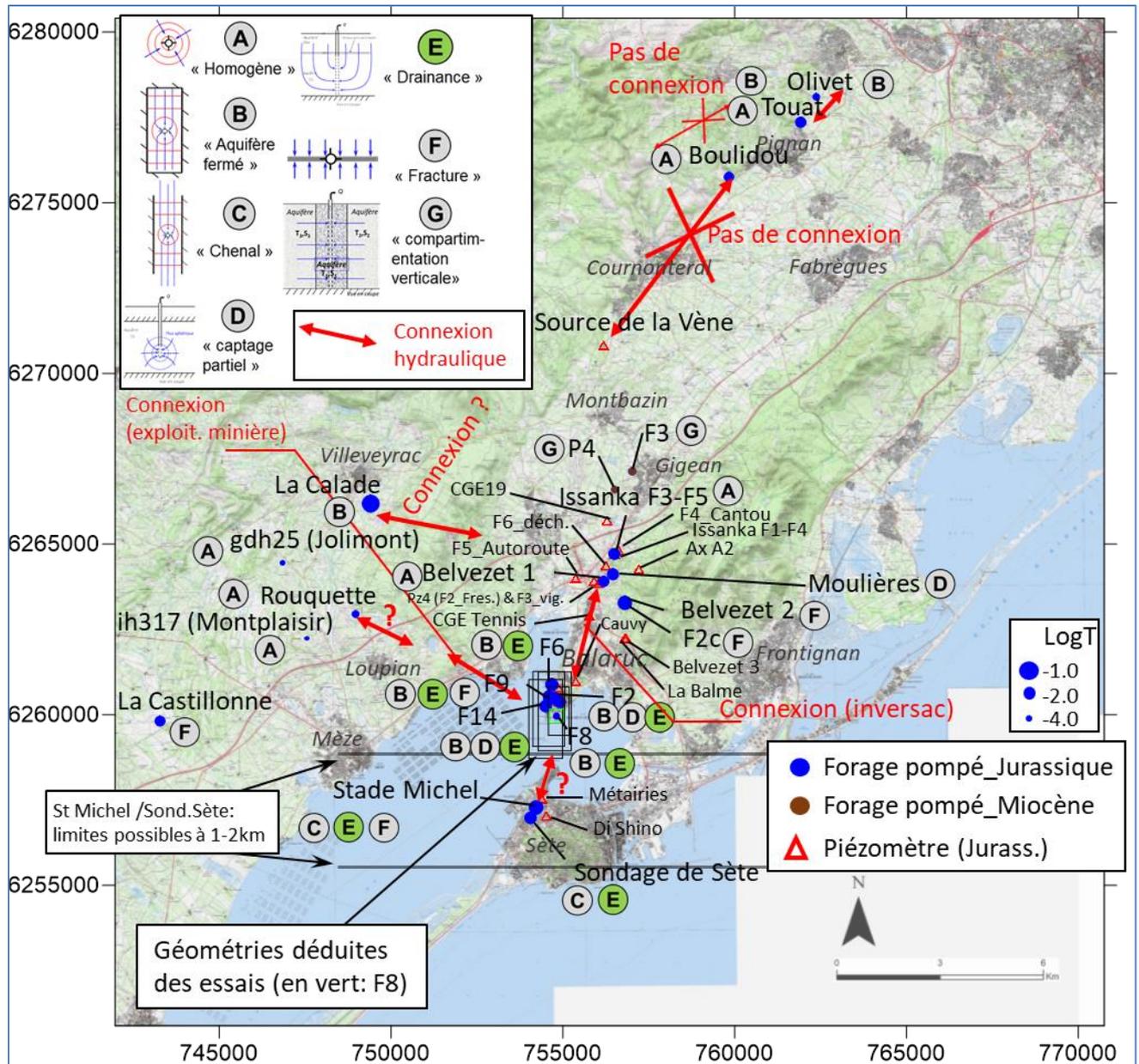


Figure 4-32 : Schéma de synthèse des comportements et propriétés hydrodynamiques déduits des essais par pompage.

Nota : les limites au nord et au sud de Sète sont déduites des essais par pompage mais leur positionnement ne reste qu'approximatif, à 1-2 km du forage du stade Michel et du sondage de Sète.

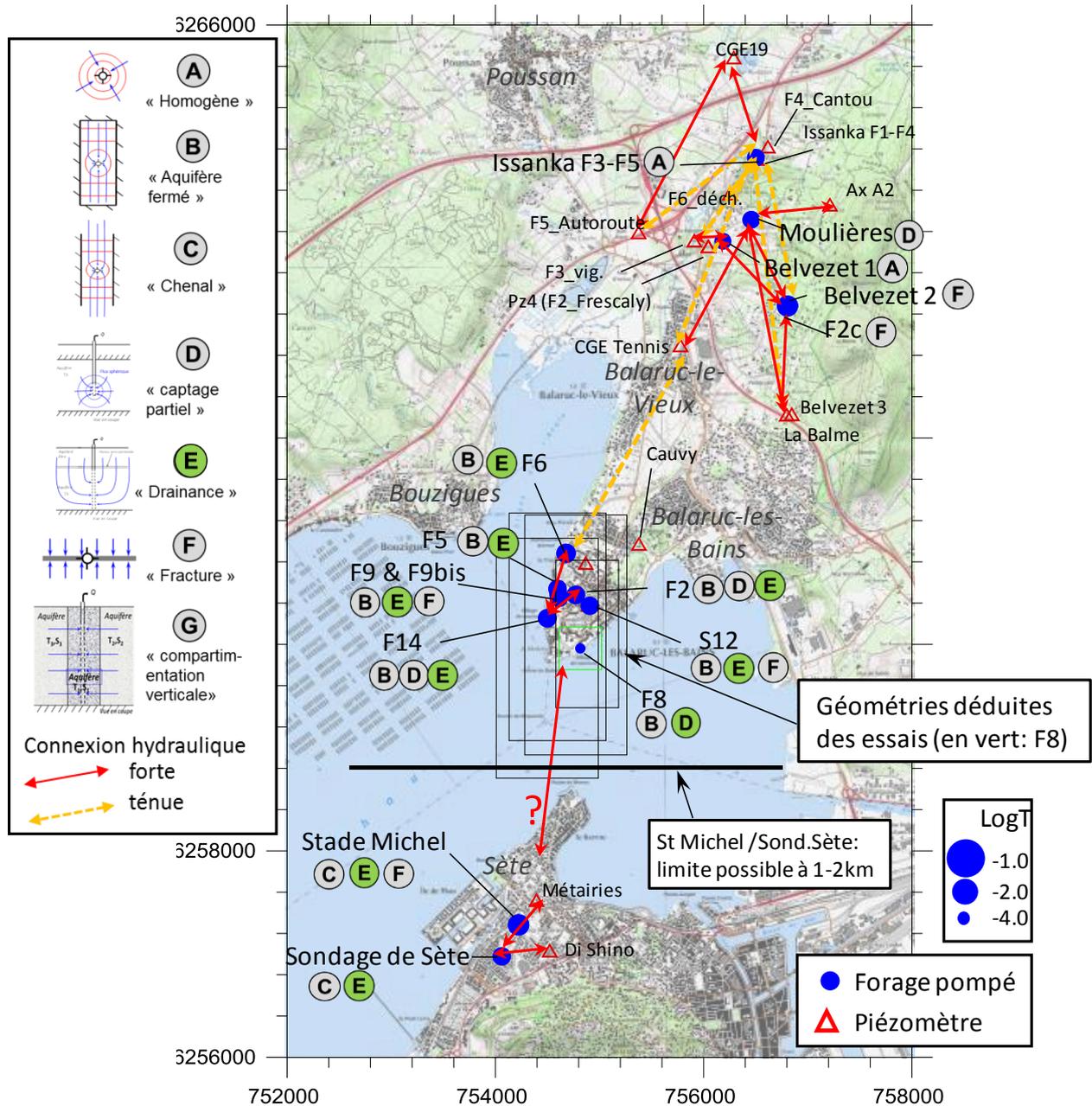


Figure 4-33 : Schéma de synthèse des comportements et propriétés hydrodynamiques déduits des essais par pompage. Zoom sur le secteur Issanka-Balaruc-Sète.

Nota : la limite au nord de Sète est déduite des essais par pompage mais son positionnement ne reste qu'approximatif, à 1-2 km du forage du stade Michel et du sondage de Sète.

Les statistiques sur la transmissivité et la perméabilité de l'aquifère du Jurassique (Figure 4-34 et Figure 4-35) montrent des distributions environ log-normales. En moyenne la transmissivité T de l'aquifère du Jurassique est de $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (perméabilité, $K=6 \times 10^{-5} \text{ m/s}$), avec des secteurs beaucoup moins perméables au niveau des mines de bauxite (de l'ordre de $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$; $K \sim 10^{-7} \text{ m/s}$). Au niveau de Balaruc, l'aquifère est particulièrement perméable ($T = 9 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$; $K = 10^{-4} \text{ m/s}$) et, est quasiment deux fois plus transmissif qu'au niveau du secteur Issanka-Belvezet ($T = 5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). Cette productivité importante au niveau de Balaruc est probablement liée aux circulations hydrothermales, agressives vis-à-vis des carbonates, qui ont augmenté localement la perméabilité de l'aquifère. L'emmagasinement suit aussi une tendance log-normale, il est en moyenne de l'ordre de 2×10^{-3} pour les formations du Jurassique sans que l'on puisse faire de distinction significative entre les secteurs de Balaruc et Issanka-Belvezet. La transmissivité et l'emmagasinement des formations du Miocène sont plus faibles, de l'ordre de $6 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ($K = 10^{-5} \text{ m/s}$) et $2 \cdot 3 \times 10^{-4}$ respectivement.

Pour les secteurs où le Jurassique est sous recouvrement (Balaruc, Sète), les paramètres des aquifères drainants (sus-jacents) ont une transmissivité en moyenne de $4 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ et un emmagasinement de 2×10^{-2} (-) mais ne présente pas de distribution statistique évidente (Figure 4-36). Comparées aux estimations faites à partir des pompages dans le Miocène (Gigean), ces valeurs suggèrent que les formations superficielles (Pliocène-Miocène) au niveau de Balaruc-Sète sont, en moyenne, moins perméables qu'au niveau de Gigean, mais plus poreuses (plus de fines argileuses ?). La perméabilité du semi-perméable déclenchant les effets de drainance est en moyenne de 10^{-7} m/s (valeur calculée pour une épaisseur unitaire, $e'=1$), il traduit vraisemblablement l'anisotropie de perméabilité verticale dans les formations superficielles, expliquée par une alternance de niveaux perméables (niveaux sableux) et peu perméables (niveaux marneux, argileux).

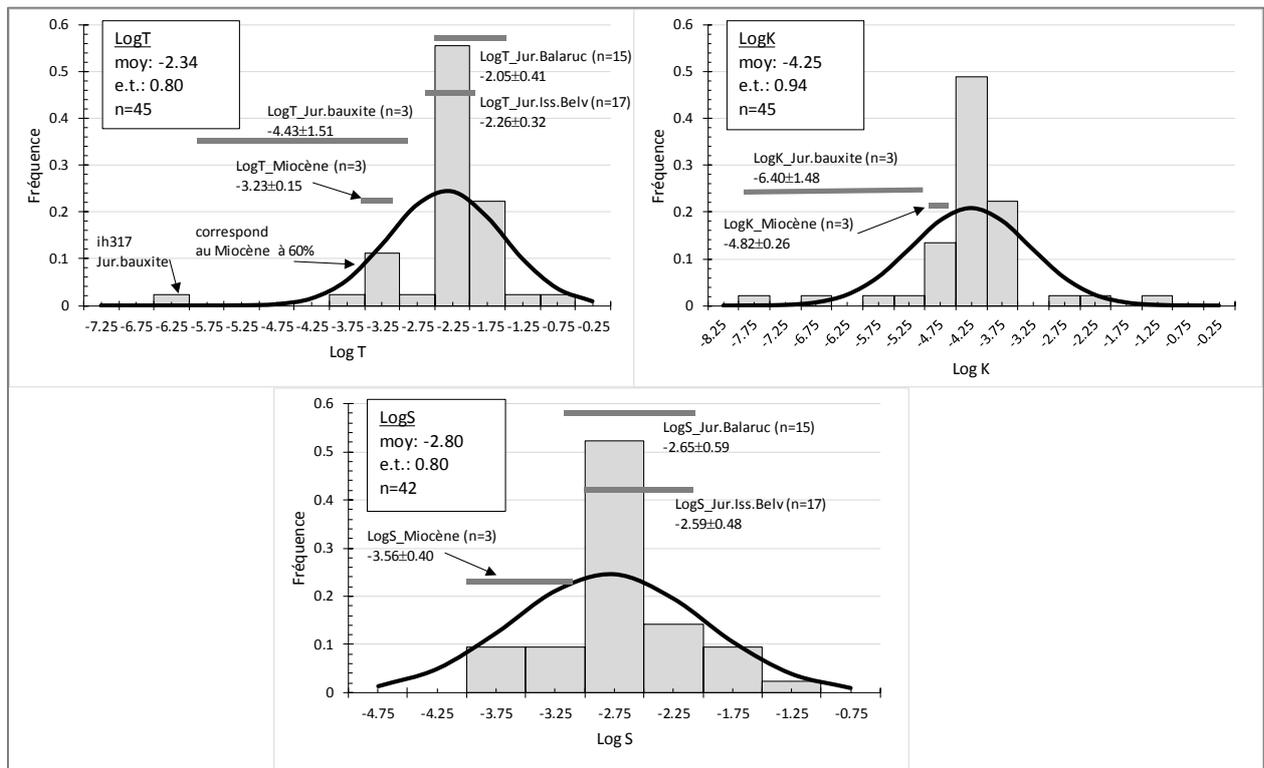


Figure 4-34 : Distribution de la transmissivité (graphe haut-gauche), de la perméabilité (graphe haut-droite) et de l'emmagasinement (graphe du bas) dans l'aquifère fracturé-karstifié du Jurassique et le Miocène.

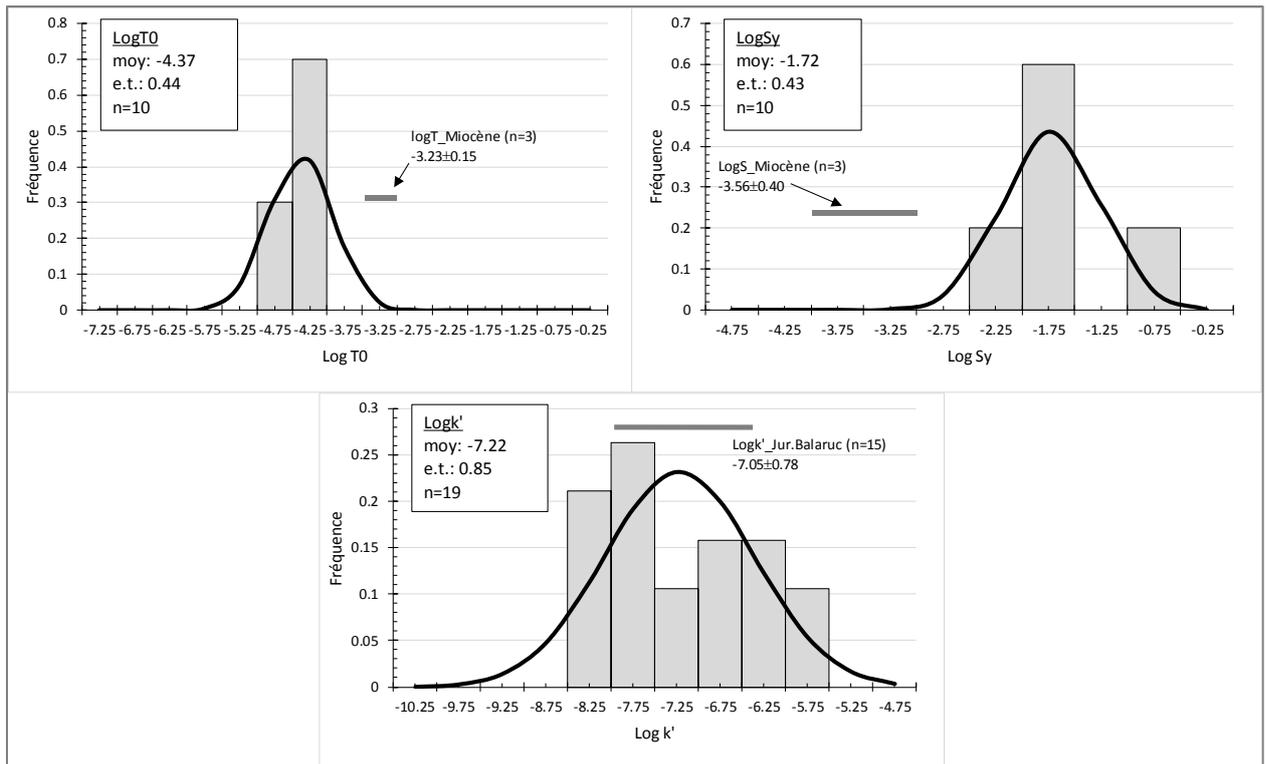


Figure 4-35 : Distribution de la transmissivité (graphe haut-gauche) et de l'emmagasinement (graphe haut-droite) de l'aquifère de surface, et de la perméabilité de l'aquitard (graphe du bas) ; cas de pompage du Jurassique sous couverture.

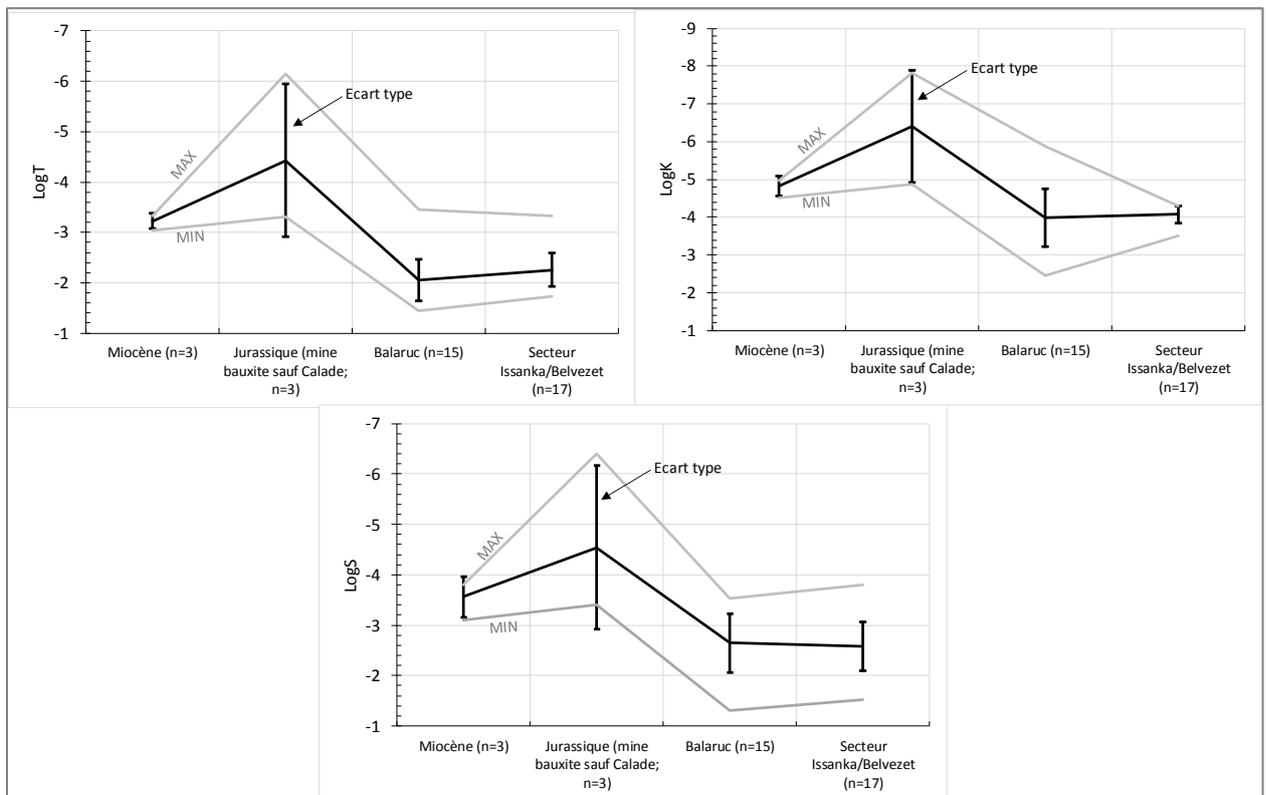


Figure 4-36 : Comparaison des transmissivités (graphe haut-gauche), perméabilités (graphe haut-droite) et des emmagasinement (graphe du bas) dans le Miocène, et les aquifères fracturés-karstifiés du Jurassique sur les mines de Bauxite (Villeveyrac), de Balaruc (Thermes) et du secteur Issanka-Belvezet.

Forage_date essai	r (m)	T (m2/s)	S (-)	B (m)	l (m)	d (m)	k' (m/s)	b' (m)	T0 (m2/s)	Sy (-)	Dist.lim. 1 (min)	Dist.lim. 2 (min)	Dist.lim. 3 (min)	Dist.lim. 4 (min)	Dist.lim. 1 (m)	Dist.lim. 2 (m)	Dist.lim. 3 (m)	Dist.lim. 4 (m)	C (m-5s2)	Rc (m)
S12_24/01/1980	<i>pas de donnée au puits</i>			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Obs.S2	98	8.5E-03	4.5E-03	-	-	-	1.9E-06	1	inf.	inf.	200	200	500	2000	301	301	476	952	-	-
Obs.S27	75	9.0E-03	1.0E-03	-	-	-	1.5E-07	1	inf.	inf.	200	200	500	2000	657	657	1039	2078	-	-
Obs.Sce Ancienne	5	8.5E-03	2.0E-02	-	-	-	8.5E-07	1	inf.	inf.	200	200	500	2000	143	143	226	452	-	3.50
F2 17/11-03/12/1981	0.1	1.0E-02	2.0E-03	200	110	20	5.0E-08	1	8.0E-05	6.0E-03	200	200	500	2000	490	490	775	1549	4.5E+04	0.12
F5_Profond (1/12/83_15/01/1984)	0.07	9.0E-03	2.0E-03	-	-	-	5.0E-08	1	8.0E-05	6.0E-03	200	200	500	2000	465	465	735	1470	4.5E+03	0.12
F5_Sup (4-15/01/1984)	0.15	3.6E-02	1.0E-03	-	-	-	1.0E-07	1	1.0E-05	1.0E-01	200	200	500	2000	1315	1315	2078	4157	-	-
F5 17/12/86-20/01/87	0.07	9.0E-03	2.0E-03	-	-	-	5.0E-08	1	1.0E-02	6.0E-03	200	200	500	2000	465	465	735	1470	4.5E+03	0.12
F2_Multi-puits_F2-F6 (17/12/86-20/01/87)	0.13	1.0E-02	4.0E-04	-	-	-	1.5E-07	1	9.0E-03	2.0E-03	200	200	500	2000	1095	1095	1732	3464	-	-
F6_Multi-puits_F2-F6 (17/12/86-20/01/87)	414	1.0E-02	2.0E-04	-	-	-	1.0E-07	1	9.0E-03	2.0E-03	200	200	500	2000	1095	1095	1732	3464	-2.4E+04	0.10
F6 (02-15/02/2009)	0.11	1.8E-02	5.0E-02	-	-	-	1.0E-06	1	1.0E-05	1.0E-02	200	200	2000	2000	131	131	416	416	-5.0E+03	0.13
F8 (19/06/1991)	0.106	3.5E-04	3.0E-04	-	-	-	5.0E-09	1	1.0E-05	1.0E-01	150	150	150	150	205	205	205	205	1.1E+06	0.13
F8 (16/01-17/02/2009)	0.11	3.5E-04	3.0E-04	-	-	-	5.0E-09	1	1.0E-05	1.0E-01	150	150	500	500	205	205	374	374	1.1E+06	0.13
F14 (10/12/2007-01/01/2008)	0.04	1.0E-02	2.0E-03	205	205	150	1.0E-08	1	8.0E-05	5.0E-03	200	200	500	2000	490	490	775	1549	7.5E+04	0.12
F14 (27-28/01/2010)	0.1	1.0E-02	2.0E-03	205	205	150	1.0E-08	1	8.0E-05	5.0E-03	200	200	500	2000	490	490	775	1549	-6.0E+02	0.12
F14 (12/12/08_01/02/09)	0.04	1.0E-02	1.0E-03	205	205	150	2.0E-08	1	8.0E-05	1.0E-02	200	200	500	2000	693	693	1095	2191	1.6E+05	0.12
Obs_F9Bis	226	1.0E-02	1.0E-03	205	100	0	2.0E-08	1	8.0E-05	2.0E-02	200	200	500	2000	693	693	1095	2191	-	-
Obs_F9	254	1.0E-02	1.0E-03	205	100	0	2.0E-08	1	8.0E-05	2.0E-02	200	200	500	2000	693	693	1095	2191	-	-
Obs_F6	655	1.0E-02	1.0E-03	205	100	0	2.0E-08	1	8.0E-05	2.0E-02	200	200	500	2000	693	693	1095	2191	-	-
Obs_F5	302	1.0E-02	1.0E-03	205	100	0	2.0E-08	1	8.0E-05	2.0E-02	200	200	500	2000	693	693	1095	2191	-	-
ForageSète (22-25/07/83)	0.105	8.0E-03	3.0E-03	-	-	-	8.0E-09	1	inf.	inf.	1000	1000	-	-	800	800	-	-	4.4E+04	0.12
ForageSète (2-25_08_1983)	0.105	8.0E-03	3.0E-03	-	-	-	8.0E-09	1	inf.	inf.	1000	1000	-	-	800	800	-	-	1.7E+04	0.12
Puits Di Shino (400m)	400	8.0E-03	1.0E-02	-	-	-	2.7E-08	1	inf.	inf.	1000	1000	-	-	438	438	-	-	-	-
Forage Métairies (400m)	400	8.0E-03	3.0E-03	-	-	-	8.0E-09	1	inf.	inf.	1000	1000	-	-	800	800	-	-	-	-
F5_Moulièresbasses_15/11/1991	0.08	7.0E-03	2.0E-03	130	90	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.4E+04	0.10
BELBEZET 1 (F1)	300	7.2E-03	2.9E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BELBEZET 2 (F2Expl)	900	6.2E-03	1.9E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LA BALME	1900	7.2E-03	1.5E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CGE TENNIS	1400	1.3E-02	6.5E-04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ax (A2)	750	7.2E-03	4.0E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F1 Belvezet_19/11/1991	0.11	4.6E-03	3.5E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BS4 (Pz4)	175	6.0E-03	4.4E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Piézomètre F2C	893	4.5E-03	2.9E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Parc D'Issanka_F5 (03/10/1985)	0.075	<i>pas de données au puits</i>			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PARC D'ISSANKA_F1	15	7.0E-03	1.5E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PARC D'ISSANKA_F4	1.5	6.7E-03	3.0E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Figure 4-37 : Synthèse des paramètres hydrodynamiques ; modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Voir Figure 4-6 et Figure 4-8.

Note : parfois, pour reproduire les essais il a fallu imposer des pertes de charge négatives (C), ce qui correspond à un effet de skin négatif. Ceci s'explique soit par un fort développement de l'ouvrage, soit traduit la présence de fracture(s) notable(s) interceptée(s) par celui-ci.

Modèle compartimenté verticalement (Dewandel et al. 2014)

Forage_date essai	r (m)	T (m ² /s)	S (-)	Dist.lim. 1 (min)	Dist.lim. 2 (min)	Dist.lim. 1 (m)	Dist.lim. 2 (m)	T ₂ =T ₃ (m ² /s)	S ₂ =S ₃ (-)	C (m-5s ²)	Rc (m)
P4 (27-30/06/90)	0.08	4.8E-04	1.6E-04	3	3	46.5	46.5	1.6E-04	1.1E-04	-95000	0.2
<i>Obs.P3_20m</i>	20	4.8E-04	1.6E-04	3	3	46.5	46.5	1.6E-04	1.1E-04	-	-
F3_Gigean (14/05/91)	0.15	9.0E-04	8.0E-04	10	10	52.0	52.0	6.0E-04	4.0E-04	-35000	0.01

Modèle : fracture verticale (Gringarten et al. 1974)

Forage_date essai	r (m)	T (m ² /s)	S (-)	xf (m)	Dist.lim. 1 (min)	Dist.lim. 2 (min)	Dist.lim. 1 (m)	Dist.lim. 2 (m)	C (m-5s ²)	Rc (m)
S12_24/01/1980	<i>pas de donnée au puits</i>			-	-	-	-	-	-	-
<i>SceAncienne</i>	5	8.5E-03	1.8E-03	40	-	-	-	-	-	4.0
Castillonne_25/11/1986	0.16	3.3E-03	5.5E-04	600	-	-	-	-	7700	0.25
F9 (08-09/01/2008)	0.16	8.0E-03	6.0E-03	100	200	200	253	253	0	0.1
F2c_15/11/1991	0.16	1.9E-02	2.2E-03	600	-	-	-	-	-	-
BELBEZET 2 (F2Expl)_30/09-28/10/93	0.22	4.4E-03	2.2E-03	600	-	-	-	-	150	-
<i>BELBEZET 1 (F1)</i>	893	4.4E-03	2.9E-03	600	-	-	-	-	-	-
<i>Piézomètre F2C</i>	21.8	4.2E-03	1.9E-03	600	-	-	-	-	-	-
<i>BELBEZET 3 (F3)</i>	969	4.4E-03	2.9E-03	600	-	-	-	-	-	-

Modèle à fracture verticale et drainance d'un aquifère sus-jacent (Dewandel et al., 2018)

Forage_date essai	r (m)	T (m ² /s)	S (-)	xf (m)	k' (m/s)	B' (m)	C (m-5s ²)	Rc (m)
F9 paliers (19/01/1999)	0.1	8.0E-03	6.0E-03	100	4.0E-07	1	1.8E+04	0.1
F9 LD (19-21/01/1999)	0.1	8.0E-03	6.0E-03	100	4.0E-07	1	1.8E+04	0.1
F9bis (05-13/02/2003)	0.1	8.0E-03	6.0E-03	100	4.0E-07	1	2.3E+04	0.1

Figure 4-38 : synthèse des paramètres hydrodynamiques ; modèle compartimenté verticalement (Dewandel et al. 2014), modèle à fracture verticale (Gringarten et al. 1974) et modèle à fracture verticale et drainance d'un aquifère sus-jacent (Dewandel et al., 2018) – pour ce modèle $T_0=S_y=infini$. Voir figures 4-12, 4-13, 4-17, 4-18,4-21 et 4-22.

.Note : parfois, pour reproduire les essais il a fallu imposer des pertes de charge négatives (C), ce qui correspond à un effet de skin négatif. Ceci s'explique soit par un fort développement de l'ouvrage, soit traduit la présence de fracture(s) notable(s) interceptée(s) par celui-ci.

5. Hydrogéochimie

5.1. INTRODUCTION

L'aquifère karstique et thermal de Thau est un système complexe dans lequel circulent des eaux aux signatures hydrogéochimiques distinctes : l'eau karstique peu minéralisée et froide, les eaux thermales chaudes et fortement minéralisées et l'eau d'origine marine (étang ou mer).

Dans ce contexte, les investigations hydrogéochimiques sont des outils précieux pour la caractérisation des masses d'eaux qui circulent dans l'hydrosystème. En effet, les analyses chimiques et isotopiques réalisées sur des échantillons d'eau souterraine ou provenant de sources permettent d'améliorer la compréhension du fonctionnement de l'aquifère en déterminant notamment : l'origine des eaux, la contribution des eaux de chaque réservoir intervenant dans un mélange ou encore l'estimation de la profondeur du réservoir thermal. L'atelier « Hydrogéochimie » constitue une composante importante de l'étude de l'aquifère qui permet de supporter le développement d'un modèle conceptuel de l'hydrosystème.

Historiquement, les investigations qui ont été menées au niveau des ouvrages thermaux de Balaruc-les-Bains ciblaient principalement la bonne qualité bactériologique des eaux thermales. Puis, au cours du développement de la station thermale et devant la complexité du comportement de l'aquifère et l'occurrence des épisodes d'inversac, des investigations hydrogéochimiques plus prospectives ont été menées.

Le phénomène d'inversac affecte significativement la chimie des eaux provenant de certains forages ou sources et impacte ainsi les activités économiques qui dépendent de cette ressource. Une seule campagne spatiale de prélèvements a été réalisée en contexte d'inversac, en octobre 2010, ce qui a permis de préciser le comportement des différentes masses d'eau dans cette situation particulière. En revanche, de nombreuses questions restent en suspens et la compréhension des causes de ce phénomène demeure encore limitée.

Ce chapitre est consacré à la présentation des nombreuses informations géochimiques disponibles sur le secteur d'étude et des interprétations associées qui ont contribué à l'amélioration de la connaissance du fonctionnement hydrogéologique. La présente section a pour objectif également de mettre en évidence les questions qui devront être adressées dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.

De plus, une base de données géochimiques et isotopiques exhaustive créée dans le cadre de cette compilation sera complétée tout au long de l'étude.

5.2. HISTORIQUE DES INVESTIGATIONS HYDROGÉOCHIMIQUES DANS LE BASSIN DE THAU

Le tableau de l'Annexe 5 présente les investigations hydrogéochimiques qui ont été réalisées dans le bassin de l'étang de Thau durant la période 1979-2012.

5.2.1. Période 1960-2000

Au début de l'exploitation des forages thermaux dans les années 1960, la qualité bactériologique des eaux thermales constituait la principale préoccupation. En effet, c'est l'aspect sanitaire qui a motivé les travaux qui ont été réalisés par l'établissement thermal dès 1963. Le suivi de la qualité physico-chimique des eaux se limitait alors aux paramètres de température et de minéralisation totale. La gestion de cet aspect sanitaire dépend de la conception des ouvrages et du mode d'exploitation du gisement thermal dans son ensemble

(BRGM 1997). Au cours des années 1980 ce sont principalement les forages thermaux (F2, F3, F4, F5, F6, S12, S17 et S22) qui ont fait l'objet d'études au cours desquelles les paramètres physico-chimiques et les éléments majeurs ont été systématiquement analysés. A cette période, les éléments en trace commencent à être analysés de manière ponctuelle (Annexe 5).

À la suite d'un incident survenu en 1993 (au cours duquel la température a diminué au niveau des ouvrages thermaux de la station de Balaruc-les-Bains), plusieurs investigations régionales ont été initiées. Un premier programme d'étude a été lancé en 1995 par le Conseil général de l'Hérault, en collaboration avec la DIREN de Languedoc-Roussillon et le BRGM. Une synthèse hydrogéologique (Bérard 1995) et une analyse socio-économique ont mis en évidence les relations complexes entre les différentes masses d'eau présentes dans l'hydrosystème et la méconnaissance de leurs origines diverses.

Suite à ces conclusions, un programme d'étude complémentaire a été initié par la DIREN et le BRGM. Une première phase de caractérisation de l'hydrosystème a eu lieu en 1996-1997. Des prélèvements d'eaux souterraines ont été réalisés sur 23 points d'eau du bassin de Thau au cours de l'été 1996 dans un contexte de basses eaux (Aquilina *et al.*, 1997).

La seconde phase du programme d'étude pour l'acquisition de connaissances sur l'hydrosystème de Thau s'est déroulée de 1999 à 2000. Une campagne de prélèvements a été réalisée durant l'hiver 2000, en contexte de hautes eaux. Treize points de prélèvement au nord-est de l'étang de Thau ont ainsi été échantillonnés durant cette campagne, dont la majorité avait déjà été prélevée lors de la campagne de 1996 (Ladouche *et al.*, 2001).

Les types d'analyses réalisées lors de la période 1996-2000 incluent les éléments majeurs et en trace, les analyses isotopiques (isotopes stables de l'eau, tritium, chlore-36, isotopes du strontium). De plus, des prélèvements pour l'analyse des terres rares ont été réalisés en 1998 dans le cadre d'un contrat entre le laboratoire HydroSciences Montpellier et l'établissement Thermal de Balaruc-les-Bains (Seidel *et al.*, 1999).

5.2.2. Période 2000-2012

De janvier à juin 1998 puis en février 2000, l'eau de la source sous-marine de la Vise a été captée pour des analyses des éléments majeurs, en trace et des isotopes.

En avril 2005, les eaux de la source littorale de la Robine de Vic et le puits de l'Aven (domaine de la Gardiole) ont été échantillonnées pour l'analyse en éléments majeurs et en trace (Br, B, Li). Cette étude a été réalisée dans le cadre d'une étude régionale sur les émergences karstiques du Languedoc-Roussillon (Hébrard *et al.*, 2006).

Suite à un épisode d'inversac qui s'est déclenché en juin 2010, une campagne spatiale d'échantillonnage a été réalisée les 8 et 19 octobre 2010 (4 mois après le début de l'inversac) sur les forages thermaux (F3, F4, F5, F6, F8, F9), la source de Cauvy et la source d'Issanka, l'eau de l'étang ainsi que sur les forages karstiques (CGE Tennis et P4 La Balme). Le récent forage thermal F14 a été échantillonné en décembre 2010. Cette campagne est à ce jour la plus complète en contexte d'inversac. Un suivi géochimique des forages F5, F8, F9 et F14 a été réalisé de mai 2010 à mai 2011 pour l'analyse des éléments majeurs, en trace, des isotopes du radium et du radon (Gataniou 2010; Gourdin 2011).

Faisant suite à cet épisode, deux campagnes spatiales de prélèvements géochimiques et isotopiques ont été réalisées en 2012 par le BRGM. En avril 2012, les eaux des forages thermaux F8 et F9 ont été analysées et ont montré que ces eaux étaient toujours influencées par l'inversac, près de 15 mois après l'arrêt du phénomène. Ces premiers résultats ont motivé la réalisation d'une seconde campagne de prélèvements en septembre 2012 sur une dizaine

de points de la presqu'île de Balaruc. Ces échantillons ont été analysés en 2018 dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau et les résultats sont présentés en section 5.5.3.

Par ailleurs, de 2010 à 2013, dans le cadre du programme régional « Qualité de la ressource en eau thermique des stations du Languedoc-Roussillon », un état des lieux a été réalisé pour la station thermique de Balaruc-les-Bains (Lamotte avec la collaboration de N. Brisset 2011; Lamotte 2013) et pour la ville de Pézenas (Lamotte 2013).

5.3. DESCRIPTION DES POINTS DE PRÉLÈVEMENT

La situation géographique des points de prélèvement est indiquée dans l'annexe 6 et les principales caractéristiques des ouvrages sont compilées dans le Tableau 4.

Les points de prélèvement sont situés sur le Causse d'Aumelas ainsi qu'à l'ouest de celui-ci (bassin de Villeveyrac), sur la montagne de la Gardiole et sa façade littorale. Les forages thermaux sont situés sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains. La source sous-marine de la Vise se trouve à 30 m de profondeur dans l'étang de Thau, au niveau de la Crique de l'Angle à environ 400 m de la presqu'île.

Le diagramme de Piper présenté en Figure 5-1 permet de représenter la chimie des eaux provenant des principales sources et forages (thermaux, karstiques et profonds) et de définir les types d'eau.

Les eaux de la source d'Issanka et des forages profonds (La Castillonne, Pézenas) sont de type bicarbonaté calcique et magnésien (Ca-Mg-HCO_3). Elles présentent des conductivités électriques de l'ordre de 500 $\mu\text{S/cm}$. L'eau des forages profonds a une température plus élevée (24,3 à 36,9 °C) que celle de la source d'Issanka qui est de l'ordre de 17,5 °C.

L'eau de la source Cauvy est aussi de type bicarbonaté calcique et magnésien (Ca-Mg-HCO_3) mais présente des concentrations en chlorures et une conductivité beaucoup plus élevées (jusqu'à 222 mg/L et 1200 $\mu\text{S/cm}$ respectivement).

L'eau de la source d'Ambressac est de type mixte, avec des concentrations en chlorures plus élevées que celles de la source Cauvy (jusqu'à 930 mg/L). Certains échantillons présentent des concentrations en sulfates importantes (jusqu'à 585 mg/L).

La source de la Vise est nettement plus minéralisée (jusqu'à 4 130 $\mu\text{S/cm}$) que les autres sources et présente une eau de type chlorurée-sodique (Na-Cl). L'eau de la Vise se distingue aussi par sa température plus élevée qui peut atteindre plus de 20 °C. L'origine de la salinité de la source de la Vise est présentée en section 5.4.3.

L'eau des forages thermaux est de type chloruré-sodique (Na-Cl) avec de fortes concentrations en chlorures (jusqu'à 7 900 mg/L) et des températures atteignant 49,9 °C. Une description détaillée de la chimie des forages thermaux est présentée en section 5.4.2.

Localisation	Nom	Profondeur (m)	Température (°C)	Année de Mesure
Causse d'Aumelas	Monteral	134	15,6	1996
	Saltel	178	22,6	1996
	Marcillac	67	17,6	1996
	Valmalle	172	17,3	1996
	Mas de Lunes	117	18,6	1996
	Lecornec	112,6	15,8	2000
	Forage S19	14,4	14,6	2000
Gardiole	Issanka	5	17,5	1996, 2000
	Serres municipales	30	16,9	1996
	Cauvy	<3	17,1	2000
	Péronne	47	17,4	1996
	Moulières	60	17,0	1996
	CGE Tennis	115	17,5	1996, 2000
	P4 La Balme	100	17,5	1996, 2000
Gardiole-façade littorale	Midi-Libre	42	17,3	1996, 2000
	Villeneuve	123	19	1996
	Frontignan	80	19,3	1996
	Ambressac	<1	16,6	1996, 2000
	Robine de Vic	<1	18,6	1996, 2000
Bassin de Villeveyrac (pôle profond)	Pézenas	738	36,9	1996, 2000
	La Castillonne	1500	24,3	1996, 2000
Étang	Vise	30	17,3	1996, 2000
Thermes (presqu'île de Balaruc)	F5	108	33,3	1996, 2000
	F9	119	49,9	1996, 2000
	F8	407	36,2	1996, 2000
	F6	63	26,9	1996
	S12	40	34,6	1996
	F3	175	30,9	2010
	F4 hôtel	55	24,5	2010
	F10	289	25	2010
	F14	300.6	44,5	2010

Tableau 4 : Caractéristiques générales des différents forages
(modifié de Ladouche et al. 2001; Aquilina et al. 2003; Combes 2011).

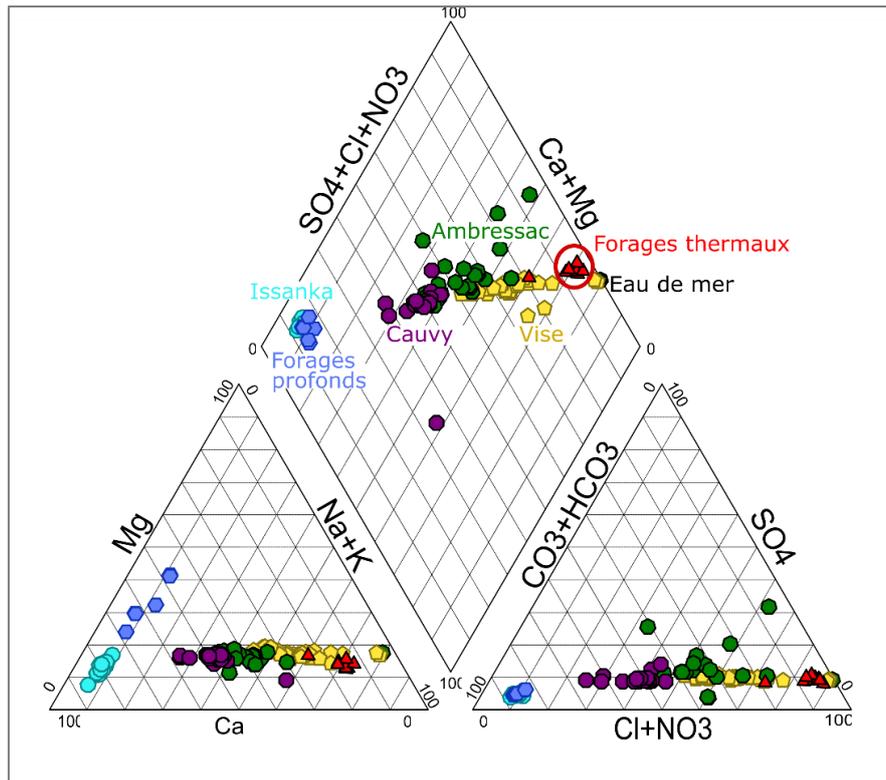


Figure 5-1 : Diagramme de Piper des principaux points de prélèvement (sources, forages thermaux et forages profonds) en contexte normal de fonctionnement de l'hydrosystème (période 1996-2000)

5.4. FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE DE L'HYDROSYSTÈME DE THAU EN CONTEXTE NORMAL (HORS INVERSAC)

5.4.1. Eaux karstiques du Causse d'Aumelas et de la Montagne de la Gardiole

Les études hydrogéochimiques réalisées entre 1996 et 2000 ont montré que les eaux du domaine karstique avaient des signatures chimiques distinctes, représentatives de deux secteurs : 1) le secteur du Causse d'Aumelas et du pôle de Villeveyrac (à l'ouest), 2) le secteur de la Montagne de la Gardiole.

Le tableau 5 ci-après résume les principales caractéristiques des eaux issues de ces secteurs.

a) Paramètres physico-chimiques

Les eaux provenant du Causse d'Aumelas et de la zone ouest (bassin de Villeveyrac) présentent des conductivités plus faibles (370 à 650 $\mu\text{S}/\text{cm}$ durant la période 1996-2000) comparativement à celles de la Gardiole (540 à 1 810 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Les eaux des forages profonds du bassin de Villeveyrac ont des valeurs de potentiels redox (Eh) et des teneurs en oxygène dissous plus basses que celles des aquifères karstiques de surface (Ladouche *et al.*, 2001).

b) Paramètres chimiques

La distinction entre les eaux de la Gardiole et du Causse d'Aumelas est également visible à travers l'analyse des éléments majeurs et en trace. Les eaux représentatives de la Gardiole sont plus concentrées en chlorures, sodium, sulfates et nitrates que celles du Causse d'Aumelas (Figure 5-2 et Figure 5-3). Les teneurs des forages jurassiques profonds du bassin de Villeveyrac (Pézenas et La Castillonne) sont semblables à celles du Causse d'Aumelas

(Ladouche et al., 2001 ; Aquilina *et al.*, 2003). Les concentrations en chlorures pour les eaux du Causse d'Aumelas et du secteur de Villeveyrac varient peu (15,2 à 29,6 mg/L), tandis que les eaux de la Gardiole présentent une plus grande variation (17,4 à 156 mg/l). Il en est de même pour les teneurs en sodium, bromures et sulfates. La source d'Issanka, bien que située dans le secteur de la Gardiole présente une signature géochimique représentative du Causse d'Aumelas.

Les concentrations en nitrates sont plus élevées dans les eaux de la Gardiole que dans celles du Causse d'Aumelas. Ceci s'explique par le fait que le secteur de la Gardiole est plus marqué par l'urbanisme et les activités touristiques et industrielles que le secteur du Causse d'Aumelas (Ladouche *et al.*, 2001; Aquilina *et al.*, 2003). Les concentrations les plus faibles sont observées pour les forages profonds (Pézenas et La Castillonne).

Causse d'Aumelas et Pôle profond de Villeveyrac	Montagne de la Gardiole
Faibles variations en Cl, Na, SO ₄ , Sr	Fortes variations en Cl, Na, SO ₄ , Sr
Faible concentration en NO ₃	Forte concentration en NO ₃
Teneurs en δ ² H plus positives	Large variation de δ ¹⁸ O
Corrélation négative entre Ca et Mg (liée au temps de résidence plus long dans le pôle profond et dissolution incongruente de la dolomite)	Corrélation positive entre Ca et Mg (liée à une contamination avec eau de forte salinité, ou dissolution de CaSO ₄)

Tableau 5 : Comparaison des principales caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux karstiques du Causse d'Aumelas et de la Montagne de la Gardiole.

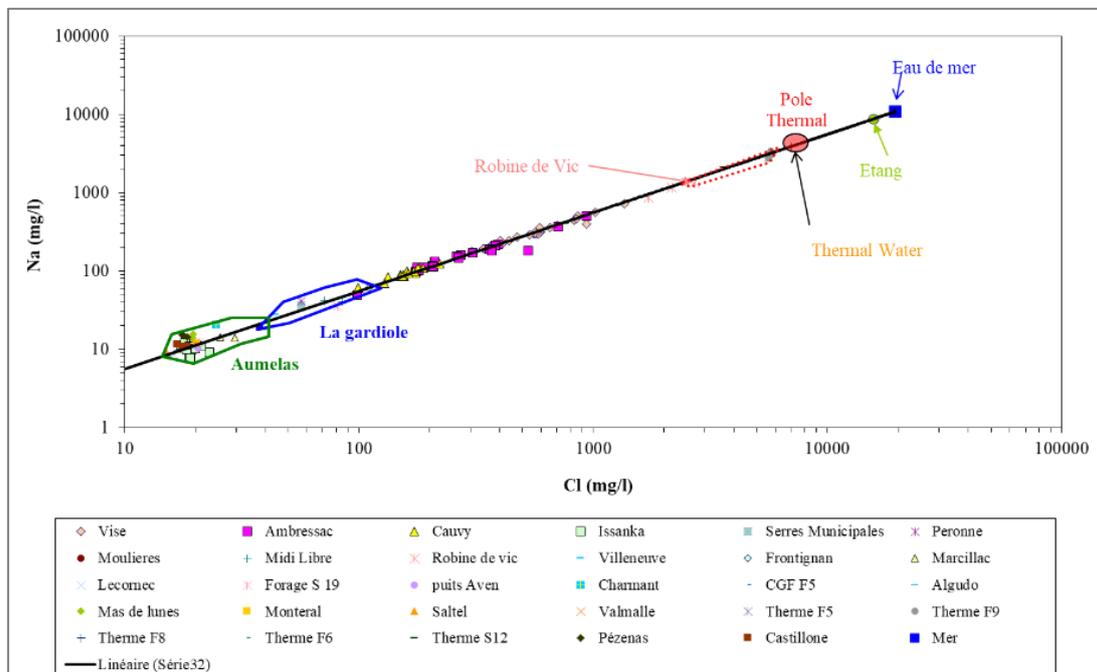


Figure 5-2 : Évolution des concentrations en sodium en fonction des concentrations en chlorures (Ladouche et al. 2001).

La Figure 5-3 montre que les eaux de la Gardiole et du Causse d'Aumelas sont enrichies en sulfates, calcium, magnésium et strontium par rapport à la droite de mélange avec l'eau de mer. Cette observation indique que l'eau de pluie infiltrée s'est chargée en ces éléments lors d'un processus d'interaction avec la roche encaissante. En revanche, les diagrammes Na vs Cl et Br vs Cl (Figure 5-3) montrent que les eaux de la Gardiole et du Causse d'Aumelas sont alignées sur la droite de dilution de l'eau de mer. Les faibles concentrations en chlorures, sodium et bromures du Causse d'Aumelas peuvent s'expliquer par un effet de dilution dû aux précipitations. Les concentrations plus élevées dans la Gardiole (façade littorale) peuvent être liées à une contamination par des eaux saumâtres provenant de l'étang ou de la mer.

Les teneurs en calcium et magnésium permettent aussi de différencier les eaux du secteur d'Aumelas de celles de la Gardiole. La Figure 5-4 montre que les concentrations en calcium et magnésium des eaux du Causse d'Aumelas et du bassin de Villeveyrac sont inversement corrélées. Les ouvrages du secteur de Villeveyrac sont plus profonds que ceux d'Aumelas, ce qui suggère un temps de résidence des eaux plus grand dans le réservoir. Cela signifie que les eaux situées en profondeur dans l'aquifère jurassique sont graduellement enrichies en magnésium et appauvries en calcium. Cette observation est une indication du processus de dissolution incongruente de la dolomie (Lamotte 2013). Ce processus est supporté par la présence de niveaux de dolomie qui ont été reconnus par forage dans le Jurassique Moyen à Inférieur où circulent les eaux du Causse d'Aumelas.

Les eaux de la Gardiole présentent des concentrations en magnésium supérieures à celles du secteur d'Aumelas. Le processus de dissolution incongruente de la dolomie ne permet pas d'expliquer ces concentrations plus élevées d'une part parce que les eaux de la Gardiole circulent dans le Jurassique Supérieur qui est de nature calcaire et d'autre part parce que les concentrations en calcium et magnésium présentent une corrélation positive. Trois hypothèses ont été proposées pour expliquer ces concentrations plus élevées : 1) un mélange avec une eau saumâtre qui proviendrait de l'étang ou de la mer ; 2) la dissolution de minéraux de gypse (CaSO_4); 3) une autre source de CO_2 (du sol ou CO_2 profond d'origine crustale), qui entraînerait une plus forte dissolution des carbonates.

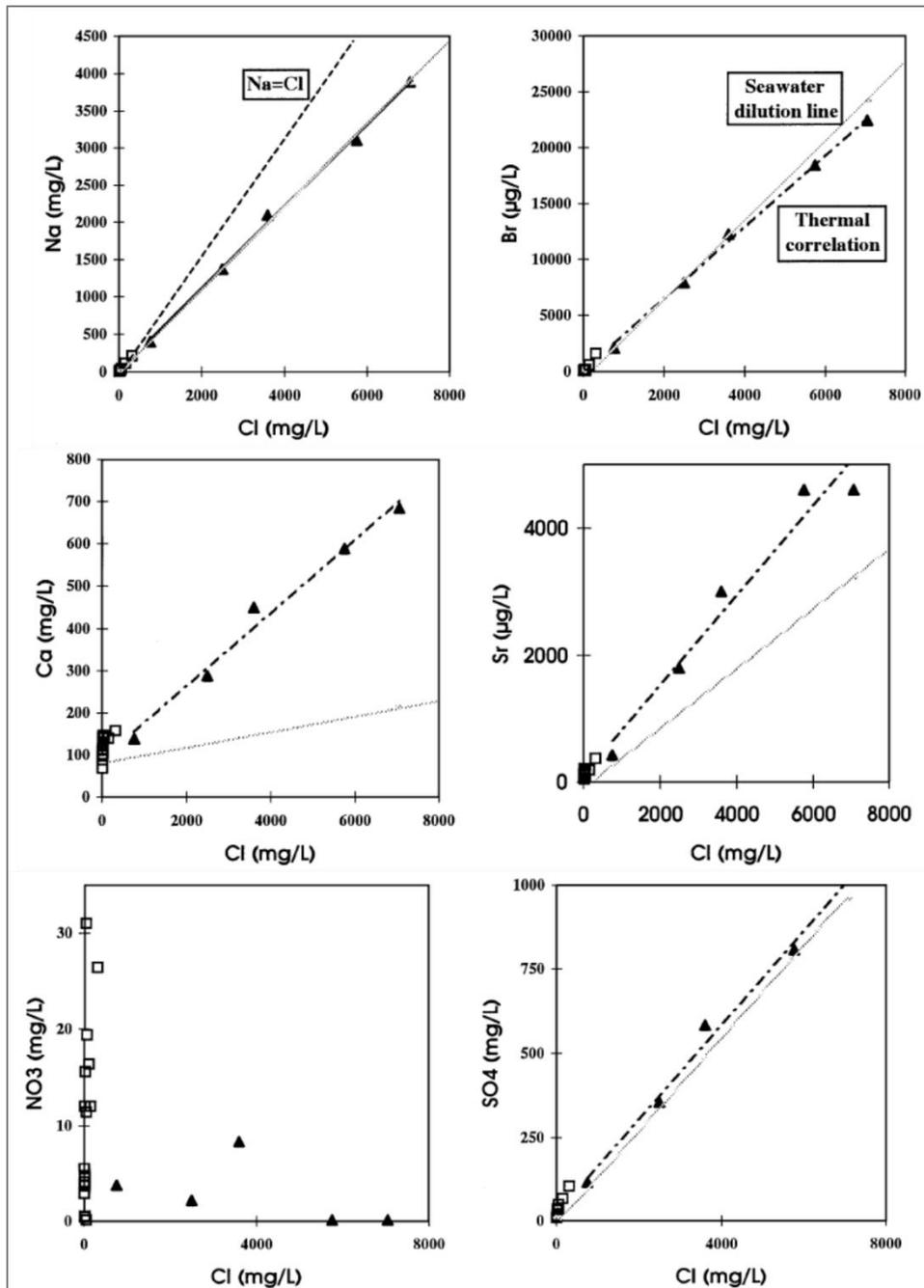


Figure 5-3 : Corrélation entre les concentrations en Na, Br, Ca, Sr, SO_4 , NO_3 et les concentrations en Cl. Triangle : forages thermaux ; carré : eau karstique. La droite grise en pointillés correspond à la droite de dilution de l'eau de mer. Dans le graphe Na vs. Cl, la ligne en pointillés correspond à la droite de dissolution de NaCl (pente 1 :1). La ligne noire pointillée est la droite de corrélation des forages thermaux.

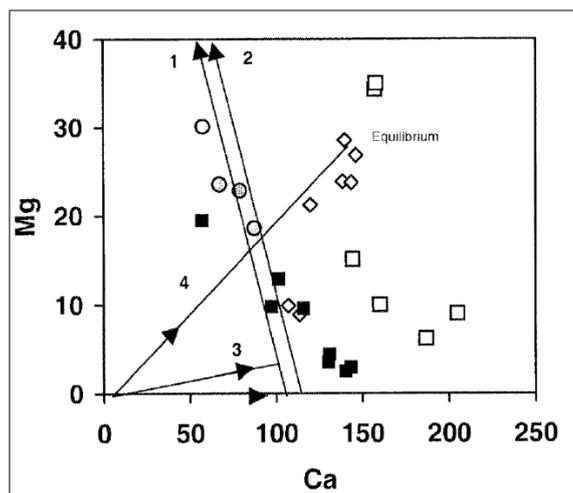


Figure 5-4 : Évolution des concentrations en calcium en fonction des concentrations en magnésium (mg/L) (Aquilina et al. 2003). Losange blanc : secteur de la Gardiole ; carré blanc : facade littorale de la Gardiole ; carré noir : Causse d'Aumelas ; cercle gris : bassin de Villeveyrac. Les droites correspondent à la dissolution de la dolomite ou de la calcite (pente positive) et à la dissolution incongruente de la dolomie (pente négative). 1 : $T=288^{\circ}\text{K}$, $p\text{CO}_2=0.11 \text{ atm}$; 2 : $T=283^{\circ}\text{K}$, $p\text{CO}_2=0.11 \text{ atm}$; 3 : $T=288^{\circ}\text{K}$, $p\text{CO}_2=0.11 \text{ atm}$, dissolution calcite magnésienne à 6% ($\text{Ca}_{0.94} \text{Mg}_{0.06} \text{CO}_3$) ; 4 : $T=288^{\circ}\text{K}$, $p\text{CO}_2=0.11 \text{ atm}$, dissolution calcite magnésienne à 25% ($\text{Ca}_{0.75} \text{Mg}_{0.25} \text{CO}_3$)

c) Isotopes stables de l'eau

Les isotopes stables de la molécule d'eau (^2H et ^{18}O) sont couramment utilisés pour identifier l'origine de l'eau (météorique ou marine) et pour mettre en évidence des phénomènes de mélange d'eaux de qualité différente. Les teneurs en ^2H et ^{18}O sont représentées sur la Figure 5-5.

On observe que les eaux du Causse d'Aumelas (Monteral, Saltel, Marcillac, Valmalle, Mas de Lunes, Lecornec, Forage S19), de la Gardiole (Issanka, Cauvy, Peronne, Serres Municipales, Moulières) et du secteur de Villeveyrac (forages profonds de la Castillone et Pézenas) se situent toutes entre la droite mondiale des eaux météoriques (Craig 1961) et la droite des pluies méditerranéennes (Ladouche et al. 1998). Les compositions isotopiques des eaux d'Aumelas diffèrent de celles de la Gardiole (hors façade littorale). Cela s'explique par les signatures isotopiques des pluies qui rechargent les deux massifs karstiques. En effet, les eaux de pluie qui rechargent l'aquifère dans le secteur de la Gardiole sont plus enrichies en isotopes lourds que dans le Causse d'Aumelas en raison de sa proximité à la mer et de l'altitude plus faible de la Gardiole. Il s'agit du phénomène de continentalité et d'altitude démontré par Craig (1961) et vérifié pour les précipitations du département de l'Hérault (Ladouche et al. 1998, Ladouche et al., 2009).

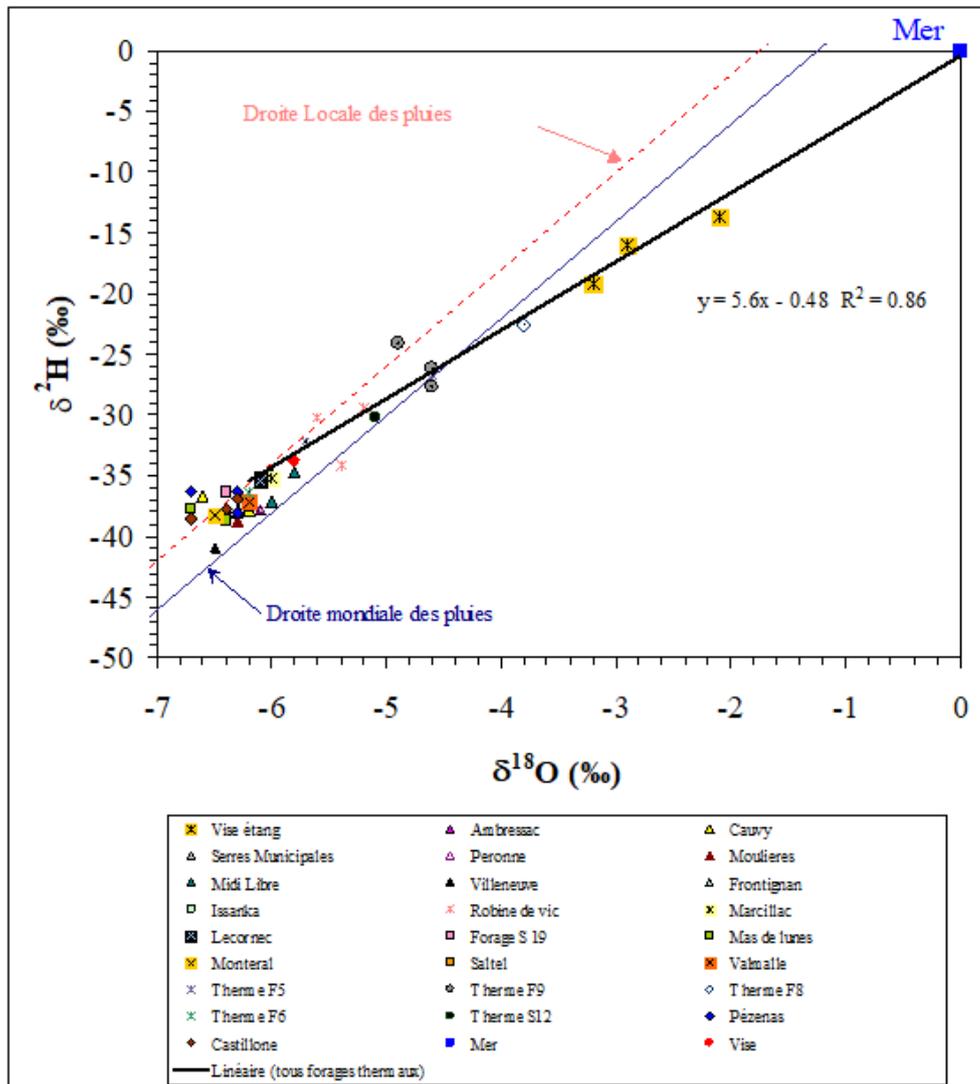


Figure 5-5 : Composition isotopique en ‰ (^{18}O - ^2H) des eaux karstiques et des eaux thermales (Ladouche et al. 2001).

d) Tritium et Carbone 14

Le temps de résidence d'une eau correspond au temps compris entre la recharge et l'arrivée au niveau du point de prélèvement. Les temps de résidence dans l'aquifère karstique ont été estimés à l'aide du tritium et du carbone 14.

Le tritium est un isotope radioactif de l'hydrogène, constitutif de la molécule d'eau. Il présente une courte demi-vie de 12,3 ans et forme ainsi un marqueur d'eaux récentes (temps de résidence maximal de 40 ans). Le carbone 14 a une demi-vie de 5 730 ans et permet de dater des eaux avec un temps de résidence jusqu'à 40 000 ans.

Les teneurs en tritium dans le Causse d'Aumelas et la Gardiole varient entre 4 et 17 UT (unité tritium). Les teneurs en tritium de ces massifs karstiques sont représentatives d'eaux météoriques modernes influencées par les essais nucléaires atmosphériques des années 1960. Le temps de résidence est de quelques années à quelques dizaines d'années. En revanche, ces deux secteurs présentent des eaux aux teneurs semblables, ce qui signifie que le tritium ne permet pas d'établir une distinction nette entre les eaux du Causse d'Aumelas et de la Gardiole.

Les teneurs en tritium du forage profond de La Castillonne (5 à 7 UT) indiquent qu'une partie de l'eau provenant de cet ouvrage est récente malgré la grande profondeur de ce forage (1 500 m, avec une venue d'eau entre 1 100 et 1 300 m). Le temps de résidence de l'eau à proximité de ce forage serait d'une dizaine d'années tout au plus. Enfin, les plus faibles teneurs en tritium sont observées pour les eaux du forage profond de Pézenas (2 UT et <1UT). Cela indique un temps de séjour au-delà (ou proche) de la limite de datation du tritium, c'est-à-dire au minimum de 40 ans.

Ces résultats indiquent que le temps de résidence de l'eau de l'aquifère du Jurassique Supérieur augmente progressivement vers l'Ouest, depuis les zones de recharge du massif d'Aumelas et de la Gardiole. Les teneurs en tritium des eaux karstiques sont représentatives d'eaux récentes qui ont séjourné dans l'aquifère durant quelques années ou dizaines d'années. Il s'agit donc d'un système d'écoulement rapide, caractéristique des systèmes karstiques dans lesquels les réseaux de drains connectés entre eux concentrent les écoulements. Cet écoulement rapide serait confirmé par les fortes teneurs en tritium qui sont encore observées au forage de La Castillonne situé à distance de la zone de recharge du Causse d'Aumelas. Cependant, ce phénomène pourrait être induit également par le fort débit d'exploitation de ce forage (200 m³/h) utilisé pour l'aquaculture (Aquilina *et al.* 2003).

On observe que les eaux qui présentent des activités carbone 14 les plus élevées (Cauvy et Ambressac, avec des valeurs proches des 100 %) contiennent aussi du tritium ce qui indique que les eaux sont récentes (infiltrées après 1950). Les forages profonds du secteur de Villeveyrac et plus particulièrement le forage de Pézenas ont une activité en carbone 14 plus faible que les eaux des forages plus superficiels. Cette valeur plus faible peut être due à la simple décroissance radioactive au cours du temps ou bien à la dilution par du carbone « mort » (activité nulle) produit par la dissolution des carbonates.

Les travaux d'Aquilina *et al.* (2003) ont permis d'estimer des âges de l'eau pour les forages de Pézenas et La Castillonne. Cependant, l'interprétation de ces résultats dans le domaine karstique est rendue complexe car il est nécessaire de tenir compte du phénomène de dissolution incongrue de la dolomie qui est observé dans les eaux du Jurassique.

Il demeure une grande incertitude liée à la détermination de l'activité originelle de l'eau d'infiltration. Le temps de résidence obtenu pour les eaux de Pézenas à l'aide du carbone 14 varie entre 6 000 et 8 500 ans, tandis que le temps de résidence pour les eaux de La Castillonne varie entre 5 500 et 13 000 ans. Ces valeurs apparaissent élevées au regard des informations apportées par le tritium. **L'estimation de l'âge de l'eau prélevée dans les ouvrages profonds du Jurassique constitue l'un des verrous scientifiques qui demande à être précisé dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.**

e) *Isotope du Strontium*

Le strontium est un élément chimique de type alcalino-terreux qui est utilisé comme traceur afin de caractériser les processus d'interaction eau-roche. Il possède 4 isotopes (⁸⁸Sr, ⁸⁷Sr, ⁸⁶Sr et ⁸⁴Sr) dont un seul est radioactif (⁸⁷Sr). Dans les études environnementales, le rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr est généralement utilisé car il est caractéristique des roches ou minéraux avec lesquels l'eau a interagi. Les analyses isotopiques du strontium ont été menées durant les campagnes de 1996 et 2000. Les résultats sont semblables pour ces deux périodes.

La représentation du rapport isotopique du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) en fonction du ratio Ca/Sr (Figure 5-6) permet de distinguer les eaux du Causse d'Aumelas, de la Gardiole, du bassin de Villeveyrac ainsi que le pôle de l'eau de mer récente.

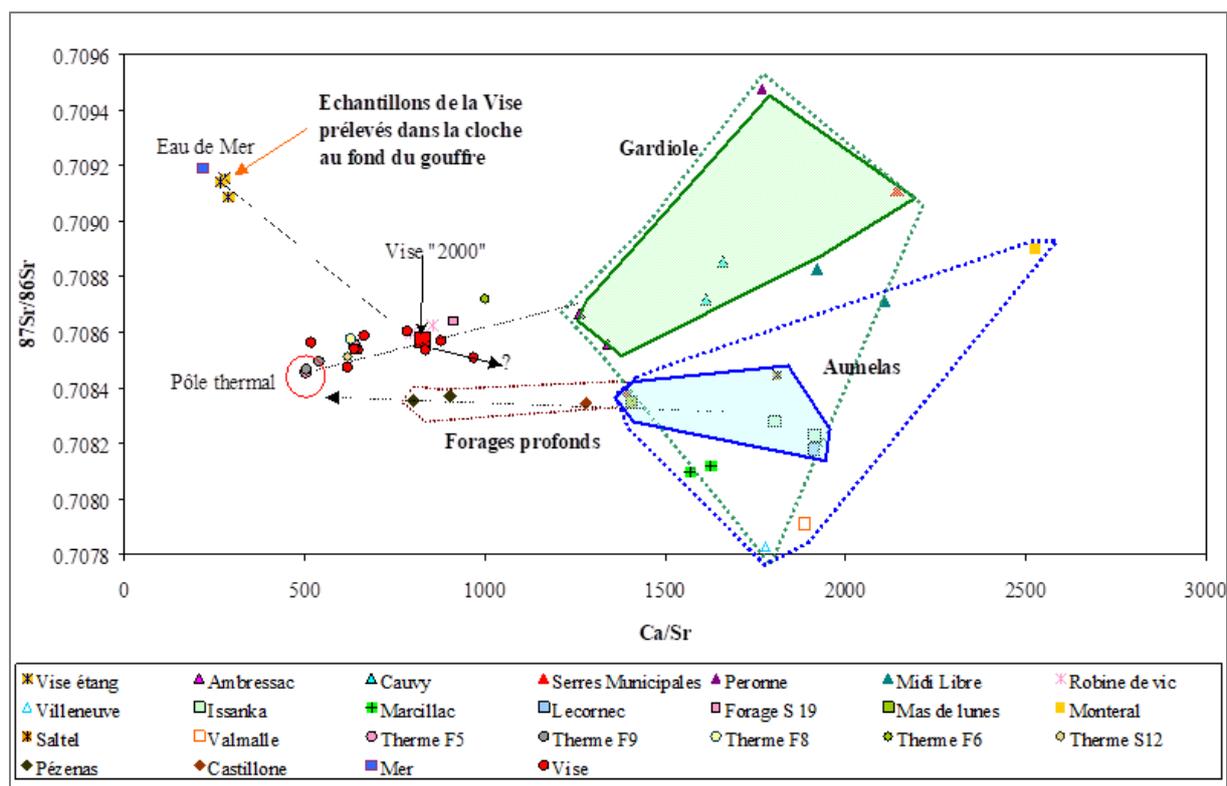


Figure 5-6 : Relation entre le rapport isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et le rapport Ca/Sr (Ladouche et al. 2001).

Les valeurs observées dans l'hydrosystème de Thau sont semblables à celles observées dans d'autres aquifères karstiques carbonatés. Les données du Causse d'Aumelas et de la Gardiole se situent à l'intérieur du domaine défini par les données régionales. Les eaux du Causse d'Aumelas présentent globalement des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faibles que ceux de la Gardiole. Cette différence est vraisemblablement liée à la nature des formations calcaires de ces deux massifs. Les eaux du Jurassique échantillonnées par les forages profonds du secteur de Villeveyrac présentent des rapports isotopiques proches de ceux du Causse d'Aumelas, ce qui confirme que la signature chimique des eaux du Jurassique situé sous la couverture crétacée peut être rattachée au secteur d'Aumelas. Dans le secteur littoral de la Gardiole, quelques points semblent être influencés par le pôle de l'eau de mer, ce qui confirme l'influence marine pour certains de ces échantillons.

5.4.2. Eaux thermales

Au cours des années 1980, les forages thermaux de Balaruc-les-Bains ont fait l'objet d'investigations ponctuelles (Poul *et al.* 1980; BRGM 1982). Plus particulièrement, les eaux des forages F2, F3, F4, F5, F6, S12, S17, S22, Le Py (Sète) ont été échantillonnées pour l'analyse des ions majeurs et plus rarement pour les éléments en trace. La plupart de ces ouvrages n'existent plus aujourd'hui.

Des investigations hydrogéochimiques de plus grande ampleur ont été menées sur les eaux des forages thermaux durant les campagnes d'échantillonnage de 1996 (pour les forages F5, F6, F8, F9 et S12) et de 2000 (F5, F9, S19) (Aquilina *et al.* 1997, 2002, 2003; Ladouche *et al.* 2001). En 2010, une campagne de prélèvement a été réalisée au cours du phénomène d'inversac (10 juin au 26 décembre 2010) dans le but de caractériser la signature géochimique des eaux des forages thermaux en contexte d'inversac et d'établir une comparaison avec les informations géochimiques collectées en 1996/2000 (Ladouche *et al.*, 2011, 2012).

En 2010 et 2011, juste avant, pendant et après l'inversac de 2010, les eaux des forages thermaux F5, F8, F9 et F14, potentiellement impactés par ce phénomène, ont également fait l'objet d'analyses chimiques et des isotopes du radium. Des analyses isotopiques du radon ont aussi été réalisées en 2011. L'ensemble de ces analyses a permis d'affiner la caractérisation du pôle thermal (Condomines *et al.* 2012).

Cette section présente les principaux résultats et interprétations issues de ces campagnes.

a) Paramètres physico-chimiques

Les eaux des forages thermaux ont une température variant de 26,9 °C à 49,9 °C. La température des eaux thermales n'est pas corrélée à la profondeur des ouvrages (Aquilina *et al.* 1997). Elles présentent un pH légèrement acide (6,2 à 7,05). Leurs valeurs de potentiel redox (Eh) et leurs teneurs en oxygène dissous sont plus faibles que celles des aquifères karstiques dans lesquels circulent les fluides thermaux (Aquilina *et al.* 2003; Ladouche *et al.* 2003). Les eaux thermales sont fortement minéralisées et présentent des valeurs de conductivité électrique plus grandes que celles des eaux karstiques (2 630 à 21 300 µS/cm).

b) Paramètres chimiques et isotopes

Les eaux thermales présentent des concentrations en chlorures plus élevées (759 à 7 044 mg/L) que les eaux karstiques des secteurs du Causse d'Aumelas et de la Gardiole (17 à 317 mg/L). Par ailleurs, tous les autres éléments (Na, K, Ca, Mg, Br, B et Sr) à l'exception des nitrates ont des concentrations plus élevées dans les eaux thermales que dans les eaux karstiques. Seules les concentrations en HCO₃ et SiO₂ sont semblables pour les eaux thermales et karstiques. Ce résultat indique que les eaux thermales ont évolué suivant des processus et des circulations nettement différentes de ceux des eaux du Causse d'Aumelas et de la Gardiole.

La Figure 5-3 représente les concentrations en Na, Br, Sr, NO₃ et SO₄ en fonction des concentrations en Cl. On observe une corrélation entre les concentrations en Na, Br, Ca, SO₄ et les concentrations en Cl. L'alignement des eaux des forages thermaux dans ces graphes indique un mélange entre les eaux du réservoir thermal profond et les eaux karstiques météoriques (Ladouche *et al.* 2001; Aquilina *et al.* 2002). Cela signifie qu'au moins deux systèmes d'écoulement entrent en jeu : 1) un système d'écoulement local et superficiel (eaux karstiques) et 2) un système plus profond impliquant les eaux thermales. Ces systèmes seraient régis par deux processus hydrologiques, l'un correspondant à l'écoulement gravitaire des eaux karstiques provenant de la partie supérieure du Jurassique, l'autre aux mouvements de convection dus au gradient thermique, qui fait remonter l'eau thermale du réservoir profond le long de failles.

Par ailleurs, on remarque que les eaux des forages thermaux sont toutes alignées sur la droite de mélange eau de mer/eau karstique pour les éléments Na, Br et SO₄ (Figure 5-3). Cette superposition entre la droite de corrélation des eaux thermales et la droite de mélange suggère une origine marine du pôle thermal. La Figure 5-3 montre qu'il n'y a pas de corrélation entre Cl et NO₃ pour l'ensemble des forages thermaux, bien que les forages F8 et F9 présentent à la fois les plus fortes concentrations en chlorures (5 744 à 8 165 mg/L) et les plus faibles concentrations en nitrates (<0,1 mg/L) (Aquilina *et al.* 2002).

De plus, en comparaison avec l'eau de mer, les eaux thermales sont enrichies en SO₄, Ca et Mg en raison des interactions eau-roche (Ladouche *et al.* 2001). L'enrichissement des fluides thermaux en calcium et magnésium par rapport à l'eau de mer est ainsi lié à la dissolution des carbonates. L'enrichissement en sulfates a été attribué à un possible lessivage des évaporites du Trias (situé entre 2000 et 2 500 m de profondeur sous l'étang de Thau) (Ladouche *et al.* 2001).

La concordance entre la droite de corrélation des forages thermaux et la droite de mélange eau de mer- eau karstique est de nouveau observée pour les isotopes stables de l'eau (Figure 5-5).

Afin de valider l'hypothèse d'une origine marine du pôle thermal, des calculs ont été réalisés afin de déterminer la part d'eau météorique (pôle 1) et d'eau marine (pôle 2) dans les eaux thermales grâce à trois traceurs : les chlorures et les isotopes stables de l'eau (^2H et ^{18}O). Les proportions de mélange obtenues sont semblables pour ces trois traceurs (Ladouche *et al.* 2001; Aquilina *et al.* 2002), ce qui confirme l'hypothèse d'une **origine marine des eaux thermales**.

Plus précisément, la proportion d'eau marine pour les forages F8 et F9 est d'environ 40 à 30 % respectivement. Cependant, ce calcul de proportion de mélange ne permet pas de distinguer une eau marine ancienne (évoluée diagénétiquement par interaction eau-roche au sein du ou des réservoirs carbonatés) d'une eau de mer récente. La même limitation est observée dans la distinction entre une eau météorique actuelle ou ancienne car le pôle d'eau karstique ancien (paléo pôle) n'est pas connu.

Néanmoins, les traceurs tritium et nitrates ont permis de préciser la proportion d'eau météorique récente dans les forages thermaux. En effet, les eaux thermales ne contiennent pas de nitrates ni de tritium en raison de leur long temps de résidence et de leur milieu réducteur. Les forages thermaux F8 et F9 présentant de faibles teneurs pour ces deux traceurs, on peut en déduire que l'eau de ces forages ne contient pas ou très peu d'eau karstique récente.

La Figure 5-7 résume les conclusions des calculs de mélange. Le postulat est de supposer que **les eaux du forage F9 constituent un pôle thermal « pur » avec une quasi absence d'eau karstique récente. Ce pôle thermal dont les caractéristiques géochimiques sont acquises dans un réservoir carbonaté situé entre 2 000 et 2 500 m de profondeur se compose d'un mélange d'eau de mer (environ 30%) et d'eau météorique (environ 70 %). L'âge des eaux thermales estimé par le Cl_{36} est estimé à plus de 100 000 ans.** Lors de la remontée du fluide thermal, on suppose que les eaux thermales d'origine profondes peuvent se mélanger avec des eaux karstiques récentes, le mélange se produisant au sein du Jurassique Supérieur que l'on trouve à faible profondeur (cf. tableau 1) sous couverture miocène au niveau de Balaruc. Comme indiqué sur la Figure 5-7, la proportion d'eau karstique actuelle dans les forages est maximale dans le forage F6 et minimale dans le forage F9 (Aquilina *et al.* 2002).

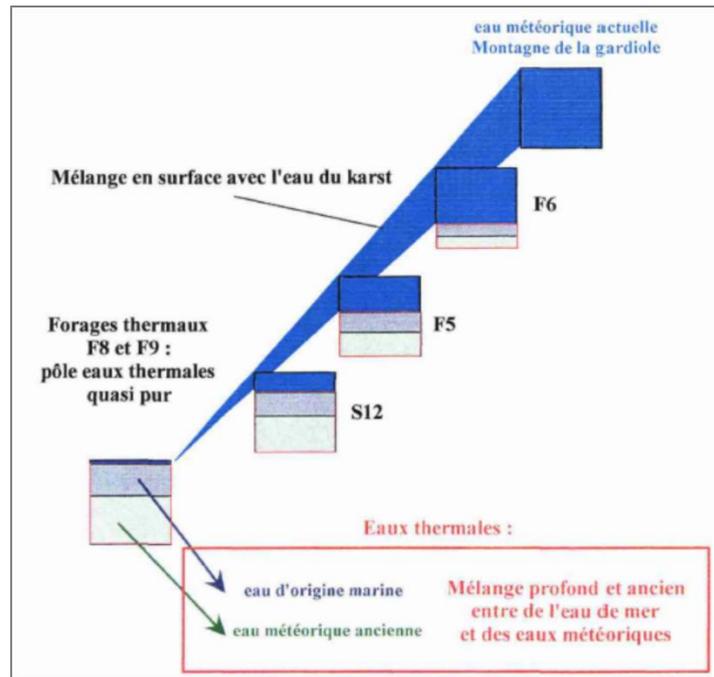


Figure 5-7 : Représentation schématique des proportions de mélange des eaux des forages thermaux à partir du pôle marin (eau de mer), du pôle karstique récent (superficiel) et du pôle karstique ancien (profond) (Aquilina et al. 1997, 2002).

c) Terres rares

Les teneurs en terres rares sont les plus faibles dans l'eau de mer et dans les eaux karstiques, tel qu'indiqué sur la Figure 5-8 (Aquilina *et al.* 2002). En ce qui concerne les forages thermaux, les teneurs les plus fortes sont mesurées pour les ouvrages F9 et S12 et les plus faibles pour le forage F6. On remarque que les profils des terres rares sont assez plats, avec une anomalie très marquée en cérium (Ce) caractéristique de l'eau de mer et des eaux karstiques.

Le profil F6a du forage F6 est proche de celui des eaux karstiques, ce qui est cohérent avec l'interprétation du calcul des proportions de mélange qui indique que la contribution des eaux karstiques récentes est importante pour cet ouvrage (voir section 5.4.2 b). Le profil du forage F8 se distingue par une teneur plus faible en terres rares légères (à gauche du profil) et un profil semblable à celui de l'eau de mer.

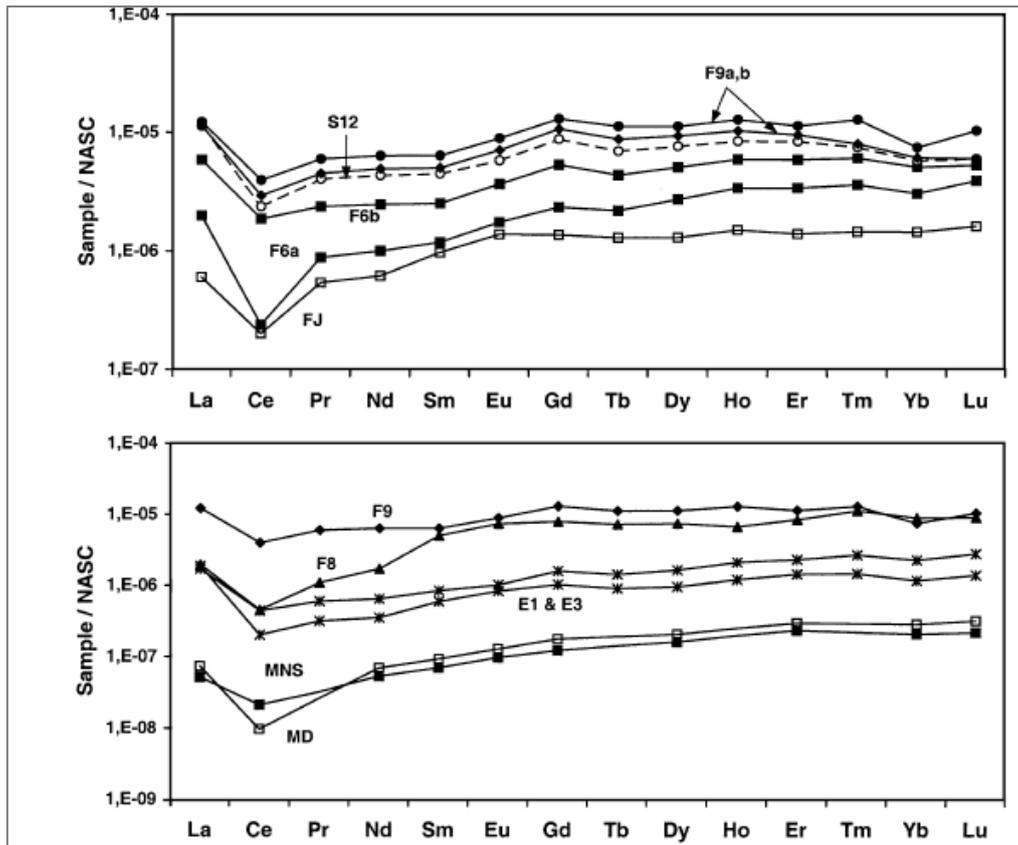


Figure 5-8 : Profil des terres rares (normalisées avec le NASC) pour les forages thermaux (F8, F9, F6, S12), les eaux de mer méditerranéennes (MNS= proche de la surface et MD= profond), les eaux de l'étang (E1 et E3) et un forage karstique (FJ). F6a correspond à un échantillon prélevé sans pompage et F6b correspond à un échantillon prélevé après une heure de pompage (Aquilina et al. 2002).

d) Carbone 14 et carbone 13

Les activités en ^{14}C les plus faibles (activité proche de 7 %) sont mesurées dans les eaux des forages F8 et F9. Ces eaux présentent aussi les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ les plus élevées (environ -3 ‰) (Aquilina et al. 2002 ; Ladouche et al. 2003). Il existe une relation linéaire entre le $\delta^{13}\text{C}$ et l'activité ^{14}C qui peut être de nouveau expliquée par l'effet d'un mélange entre les eaux thermales et les eaux karstiques. Les eaux karstiques présentent des $\delta^{13}\text{C}$ provenant de la matière organique des sols et ont des activités ^{14}C proches de 100 %.

Les calculs du temps de résidence sont complexes à mener dans le pôle thermal en raison de la contribution d'un flux de CO_2 profond d'activité nulle et de $\delta^{13}\text{C}$ proche de 8 ‰, qui rend difficile l'estimation de l'activité initiale de l'eau (Ladouche et al. 2001). Il n'est donc pas possible d'estimer l'âge de l'eau à l'aide du carbone 14 pour les forages thermaux.

e) Isotopes du strontium

Les forages thermaux présentent des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figure 5-6) et Ca/Sr qui sont bien groupés mais en dehors du domaine karstique, et positionnés entre l'eau de mer et le pôle des eaux jurassiques profondes qualifié par les forages profonds du bassin de Villeveyrac. La question de la participation d'eau ayant été en interaction géochimique avec les évaporites du Trias n'est pas clairement démontrée à l'aide des isotopes du strontium, les signatures isotopiques du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du Trias considéré dans l'étude d'Aquilina et al., 2003 étant assez proches (0,70820) des eaux du pôle Jurassique profond (0,70827). La contribution du Trias (Aquilina et al. 2003) pour les eaux thermales est évoquée à l'aide des

rappports Mg/Ca versus SO₄/Ca. **Cette problématique devra de nouveau être abordée dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau, en replaçant les informations géochimiques de système karstique dans le contexte géochimique et isotopique régional** qui a été mieux défini dans le cadre de l'étude récente sur l'aquifère du Lez (Batiot *et al.*, 2014).

f) Isotopes du radon et du radium

La combinaison des concentrations des isotopes du radium à longue demi-vie (²²⁶Ra, ²²⁸Ra) et à courte demi-vie (²²³Ra, ²²⁴Ra) et du radon mesurées dans les forages thermaux F5, F8, F9 et F14 a permis d'obtenir des informations sur les interactions eau-roche et sur la dynamique des différentes masses d'eau présentes dans l'hydrosystème de l'Etang de Thau et en particulier sur celle de l'aquifère thermal (Gataniou, 2010 ; Gourdin, 2011 ; Condomines *et al.*, 2012).

Les activités des 4 isotopes du radium et les rapports ²²⁸Ra/²²⁶Ra, ²²⁴Ra/²²⁸Ra et ²²³Ra/²²⁶Ra ont été mesurés dans 10 échantillons prélevés en 2010 et 2011. Les activités des quatre isotopes du radium et leurs rapports d'activité restent à peu près constants dans les eaux thermales durant cette période de plus d'une année, malgré l'occurrence d'un inversac du 10/06 au 25/12/2010. Dans les quatre forages, ²²⁶Ra présente toujours les plus fortes activités et les rapports ²²⁸Ra/²²⁶Ra restent à peu près constants (0.581 ± 0.02) mais plus élevés que la moyenne pour les aquifères thermaux carbonatés (≤0.33). **Ce rapport élevé qui caractérise les eaux thermales de Balaruc suggère que le radium n'est pas uniquement fourni par les calcaires du Jurassique Supérieur mais aussi par des formations plus profondes du Jurassique Inférieur ou du Trias, contenant des argiles, marnes ou grès.** L'eau thermale est caractérisée par un rapport ²²⁴Ra/²²⁸Ra de 0.67 et un faible rapport ²²³Ra/²²⁶Ra de 0,025 qui traduit une importante décroissance radioactive de ²²³Ra durant la remontée des eaux thermales. Il permet **d'estimer une vitesse d'ascension maximale de 8 à 10 m/h.** L'enrichissement en isotopes de courte demi-vie (²²⁴Ra et ²²³Ra) dans le forage F8 par rapport aux autres forages thermaux (F9 et F14) est attribué à la composante marine ancienne contenue au sein des calcaires du Jurassique Supérieur qui contribue à la signature géochimique du réservoir sollicité par le forage F8. L'enrichissement en ²²²Rn du forage F8 par rapport aux autres forages thermaux peut lui aussi être expliqué par le même mécanisme.

La sensibilité du forage F5 aux phénomènes d'intrusion d'eau douce a pu être vérifiée à la faveur d'un épisode pluvieux important (du 12 au 16 mars 2011, avec un cumul de pluie de 205 mm). On notera que le pic de ²²²Rn observé dans le forage F5 le 17 mars 2011 est en réalité beaucoup moins étalé dans le temps que ce qu'indique la Figure 5-9. L'épisode pluvieux à l'origine de l'intrusion d'eau douce n'a commencé que le 12 mars 2011 et la gestion active de l'aquifère par les thermes de Balaruc-les-Bains a permis de ramener les eaux du forage F5 à leur composition habituelle dans les deux jours qui ont suivi et d'empêcher la venue d'eau d'origine karstique dans le forage F9. Ces études préliminaires suggèrent que **l'analyse combinée des 4 isotopes du radium et du radon représente un outil très utile pour étudier les transferts et les mélanges d'eau dans les systèmes géothermaux en zone côtière. Cette piste sera approfondie dans le cadre du projet Dem'Eaux Thau.**

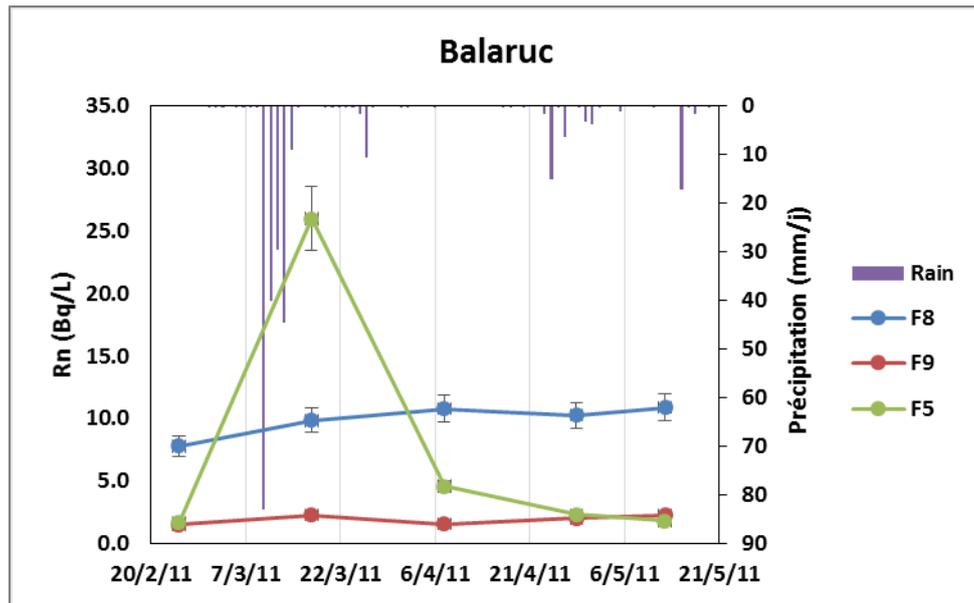


Figure 5-9 : Évolution temporelle des concentrations en ^{222}Rn dans les forages thermaux de Balaruc-les-Bains.

g) Géothermomètres chimiques - Profondeur du réservoir thermal

Le principe général de l'utilisation des géothermomètres chimiques est le suivant : les eaux thermales interagissent avec les minéraux des roches dans lesquelles elles circulent. La composition chimique d'une eau thermale reflète ainsi les conditions d'équilibre chimique qui prévalent dans le réservoir. Cet équilibre chimique dépend principalement de la température atteinte en profondeur et du temps de résidence du fluide. On considère que, si la composition des eaux thermales n'est pas modifiée par des processus secondaires lors de leur remontée à la surface, elles peuvent alors donner des indications sur la température du réservoir dont elles proviennent (Vuataz 1982; BRGM 1999).

Afin d'évaluer la température du réservoir thermal de l'hydrosystème de Thau et ainsi estimer sa profondeur, des calculs de températures ont été réalisés à l'aide de plusieurs géothermomètres. Les géothermomètres à silice et sodium-potassium suggèrent une température du réservoir thermal d'environ 80 à 100 °C. En considérant le gradient géothermique régional de l'ordre de 3 °C/100 m, **le réservoir thermal serait situé à une profondeur de 2 000 à 2 500 m** (Ladouche et al. 2011). **Les vitesses de remontée des fluides thermaux ne sont pas connues précisément et ont été estimées à environ 11 jours (soit 8 à 10 m/h)** à partir des résultats isotopiques du radium dans les eaux des forages F9 et F5, forages les plus représentatifs du pôle thermal en contexte normal de fonctionnement de l'hydrosystème (Gataniou 2010 ; Condomines et al. 2012). Cette estimation de vitesse de remontée constitue une limite supérieure, et suppose que le radium provient principalement de l'encaissant au niveau du réservoir thermal profond, comme le suggèrent les rapports constants de $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$, et non du Jurassique Supérieur (Condomines et al. 2012).

h) Temps de résidence

Le temps de résidence des eaux thermales a été estimé à partir du Chlore-36 qui est un isotope radioactif (demi-vie 300 000 ans) permettant de dater des eaux très anciennes.

Comme l'indique Figure 5-10, les valeurs du rapport isotopique $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ sont très faibles pour les forages F8 et F9 ($<5,10^{15}$) et un peu plus élevées pour F5 ($12,10^{15}$). Les points

correspondant aux forages thermaux sont alignés, ce qui indique de nouveau **un mélange entre les eaux thermales salées et une eau météorique karstique** (Aquilina *et al.* 2002; Ladouche *et al.* 2003). Cependant, la droite de mélange ne passe pas par le pôle karstique actuel mais par un pôle qui ferait intervenir des eaux très enrichies en ^{36}Cl (de l'ordre de 1 000 à 2 000). Or, ces valeurs élevées ne sont plus rencontrées dans les eaux de surface depuis l'arrêt des essais nucléaires aériens. Étant donné que le pic de ^{36}Cl atmosphérique a été observé durant les années 1950-1960, il en a ainsi été déduit que l'eau karstique froide qui se mélange aux eaux thermales au sein de la presqu'île de Balaruc est âgée d'au moins 50 ans (Ladouche *et al.* 2001) et que le temps de résidence de la composante thermale pompée aux forages F8 et F9 serait compris entre 100 000 et 150 000 ans. Ces informations laissent donc suggérer que l'eau du réservoir profond (situé entre 2 000 m et 2 500 m de profondeur) réside longtemps dans le réservoir profond avant de rapidement remonter à la surface au sein du jurassique supérieur.

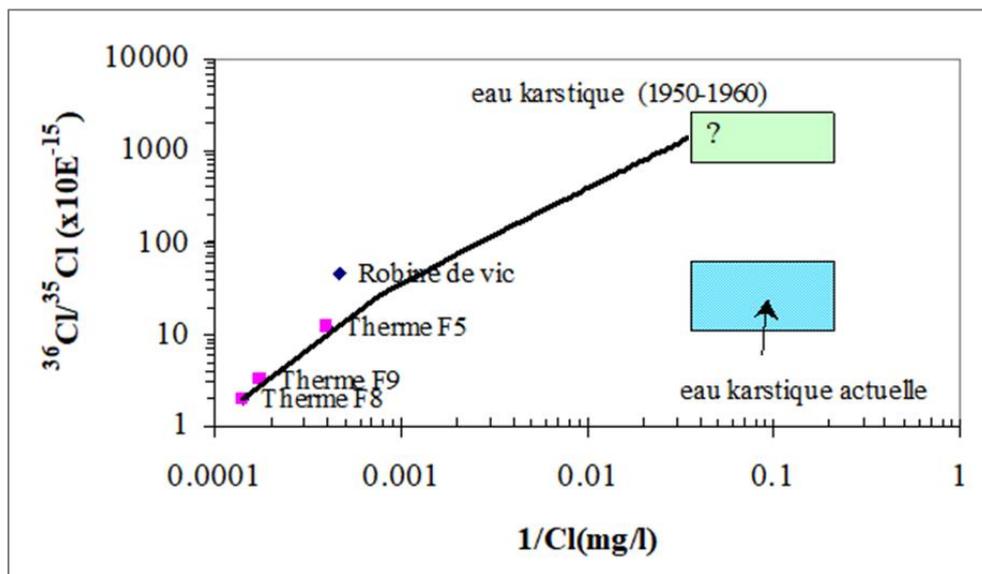


Figure 5-10 : Évolution du rapport isotopique $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ des eaux échantillonnées en 1996 en fonction des concentrations en chlorures (Ladouche *et al.* 2001).

5.4.3. Origine de l'eau de la source sous-marine de la Vise

La source sous-marine de la Vise a une conductivité électrique variant de 2 200 à 4 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ durant la période 1996-2000. Les valeurs de pH varient entre 6,1 et 7,6.

L'eau de la source sous-marine de la Vise est beaucoup plus minéralisée que celle circulant dans l'aquifère karstique (cf. 3.4.1). Cette minéralisation peut être due à une contamination par l'eau saumâtre de l'étang ou bien par un mélange des eaux karstiques avec des eaux thermales (Aquilina *et al.* 2002). Aquilina *et al.* (2003) fournissent plusieurs arguments en faveur d'une influence thermale :

- 1) les concentrations en Ca, HCO_3 et Sr sont similaires à celles des fluides thermaux profonds et sont plus élevées que dans le cas d'un simple mélange d'eau karstique avec l'eau de mer ;
- 2) dans la situation d'un mélange d'eau karstique avec l'eau saumâtre de l'étang, la composante marine calculée à partir des chlorures et des isotopes stables serait de 3 à 10 %. Cette faible valeur ne permet pas d'expliquer les faibles activités tritium ou ^{14}C . En revanche ces valeurs sont cohérentes avec une influence des eaux thermales qui sont elles-mêmes constituées d'eau karstique ancienne (paléométéorique) et d'eau de mer ancienne. Dans une telle situation, la proportion des fluides thermaux atteindrait 10 à 30 % ;

- 3) le rapport isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) permet de distinguer les signatures du Causse d'Aumelas et de la Gardiole. Les travaux de Ladouche *et al.* (2001) ont montré que les eaux issues de la Vise se placent sur une droite entre les eaux du pôle thermal et celui des eaux karstiques superficielles du massif de la Gardiole, la contribution des eaux du Causse d'Aumelas s'exprimant davantage en période de hautes eaux. **Ces premiers éléments de caractérisation de la source de la Vise seront à compléter dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.**

5.5. FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE DE L'HYDROSYSTÈME DE THAU EN CONTEXTE D'INVERSAC

5.5.1. Historique des épisodes d'inversac

Le tableau 6 résume les principales caractéristiques des 7 épisodes d'inversac qui ont été observés entre 1956 et 2014. L'inversac de 1956 n'a pas été documenté et les observations demeurent peu nombreuses jusqu'aux années 2000. Globalement, le phénomène d'inversac a un impact généralisé sur la piézométrie de la plupart des ouvrages et sources du domaine d'étude comme décrit dans le chapitre 3.11. En revanche, l'impact de l'inversac sur la qualité de l'eau est observé sur un nombre restreint de forages de la presqu'île de Balaruc et à la source de Cauvy.

	2014	2010	2008	1993	1984	1967-69	1956
<i>Date</i>	Mai 2014- Octobre 2014	10 juin 2010- 23 décembre 2010	2 janvier 2008- 23 mars 2008	7 octobre 1993-31 octobre 1993	18 mai 1984- février 1984	octobre 1967- mars 1969	-
<i>Durée</i>	5 mois	7 mois	3 mois	24 jours	20 mois	17/18 mois	-
<i>Contexte</i>	Très basses eaux, peu de recharge des aquifères karstiques. Pas de surcote de l'étang. Pas de changement dans les volumes prélevés par les Thermes de Balaruc.	Pas d'étiage sévère	Période d'étiage	Période d'étiage, intervention humaine sur la cloche de la Vise	Période d'étiage et niveau de l'étang élevé, intervention humaine sur le griffon	Sécheresse et/ou forts pompage dans le bassin de Villeveyrac (mine de bauxite)	-
<i>Ouvrages impactés chimiquement</i>	F5, F6, F9, Cauvy	F5, F6, F9, Cauvy	Cauvy, forages F5 et F6 (traceur artificiel)	F2, F5, Cauvy (arrêt des pompages)	Cauvy (arrêt des pompages pendant plus de 20 mois)	-	-
<i>Ouvrages non impactés chimiquement</i>	F8 et le reste de la presqu'île	F7, F8	-	-	-	-	-
<i>Effets observés</i>	Baisse de la température, augmentation de la conductivité électrique	Baisse de la température, augmentation de la conductivité électrique	Augmentation de la conductivité	Baisse de la température, augmentation de la conductivité électrique	-	-	-
<i>Fin de l'inversac</i>	Sous-cote temporaire de l'étang et recharge dans l'aquifère karstique (sept.- oct. 2014)	Fortes précipitations	-	Épisodes pluvieux du 28-30 octobre	Fortes précipitations	-	-

Tableau 6 : Historique des épisodes d'inversac dans l'hydrosystème de Thau et impacts sur les ouvrages et sources du domaine (Bur & Corfdir 2012; Ladouche & Lamotte 2015).

Lors de l'inversac de 2008, des connexions hydrauliques ont été mises en évidence par un traçage artificiel entre la source de la Vise et les forages F5 et F6, distants de 300 m environ (Brunet *et al.* 2008). La connexion hydraulique F5-Vise avait déjà été mise en évidence en 1992 (Teissier *et al.* 1992). Malheureusement, il n'y a pas eu de campagne de prélèvements réalisés en 2008 pour analyser la qualité de l'eau pendant l'épisode d'inversac. C'est au cours de l'inversac de 2010 que des investigations géochimiques ont été menées sur les ouvrages de la région d'étude.

	Distance à la Vise (m)	Profondeur du toit des calcaires du Jurassique (m)	Impact de l'inversac sur chimie de l'eau
F5	325	-72	++
F6	330	-58,5	++
F9	375	-88	+
F3	380	-65	-
F4	460	- 38	-
F14	585	-170	+
F8	930	-136	-
Source Cauvy	1000	affleure	++
CGE Tennis	2600	-95	-
P4 La Balme	2800	affleure	-

Tableau 6 : Distance des points de prélèvement à la source sous-marine de la Vise et impact de l'inversac de 2010 (- faible, + modéré, ++ fort) modifié d'après Combes (2011).

5.5.2. Caractérisation hydrogéochimique de l'hydrosystème lors de l'épisode d'inversac d'octobre 2010

a) Impact de l'inversac sur la chimie des eaux karstiques et thermales

L'intrusion d'eau saumâtre dans l'hydrosystème par l'intermédiaire de la Vise se traduit par des changements importants de la qualité des eaux karstiques et thermales. Ce changement de qualité peut être dû soit à un impact direct (arrivée d'eaux saumâtres dans l'aquifère karstique), soit à un impact indirect (déplacement, réorganisation des différentes masses d'eau présentes dans le karst).

En octobre 2010, les ouvrages dont la qualité de l'eau a été le plus impactée par l'inversac sont les forages F5, F6, F9 et la source de Cauvy. Globalement, les valeurs de conductivité et les teneurs en chlorures et sodium augmentent fortement lors de ce phénomène. Les concentrations en chlorures pour le forage F6 ont atteint des valeurs 11 fois plus élevées qu'en situation « normale » (8 611 mg/L au lieu de 759 mg/L relevé en 1996).

Il en est de même pour la concentration en chlorures de la source de Cauvy qui a été multipliée par 8 par rapport à la concentration de 1996 (1 240 mg/L contre 157 mg/L) et qui dépasse ainsi largement la norme de potabilité de 250 mg/L.

Les eaux des ouvrages thermaux F5 et F9 ont aussi vu leur salinité augmenter suite à l'inversac. Les forages F5, F6 et F9 sont les plus proches de la source de la Vise (distants de 325 à 375m Tableau 7). Le forage F4 situé à proximité du forage F6 ne semble pas être impacté par l'intrusion d'eau de l'étang à travers la Vise. Le temps de pompage insuffisant au niveau du forage F3 ne permet pas de statuer sur l'influence de l'inversac sur les eaux de cet ouvrage.

b) Caractérisation des pôles géochimiques

Une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée sur les échantillons prélevés en octobre 2010 afin de mieux comprendre l'impact de l'inversac sur l'hydrosystème (Ladouche *et al.* 2011; 2012). Ce type d'analyse statistique multivariée permet de distinguer les différents pôles géochimiques présents (pôle karstique, pôle thermal et pôle de l'étang) et d'identifier les points de prélèvement les plus affectés par l'intrusion d'eau saumâtre dans l'aquifère.

La Figure 5-11 montre que la composante principale 1 (60,1% de variance expliquée) permet d'identifier les mélanges qui ont lieu entre l'eau d'origine marine et l'eau karstique. En revanche, il n'est pas possible de distinguer le caractère ancien ou récent (actuel) de ces eaux. La composante principale 2 (22,5 % de variance expliquée) permet de distinguer les eaux thermales et d'identifier les mélanges avec des eaux récentes contenant du tritium et des nitrates.

Les eaux thermales présentent des pH légèrement acides (entre 6,4 et 6,6) et des teneurs en bicarbonates et calcium élevées. Par ailleurs, les eaux thermales ont des concentrations élevées en silice (entre 8 et 25 mg/L) et en baryum (65 à 85 µg/L). Les fortes teneurs en baryum pourraient résulter de la contribution d'eau profonde provenant du socle.

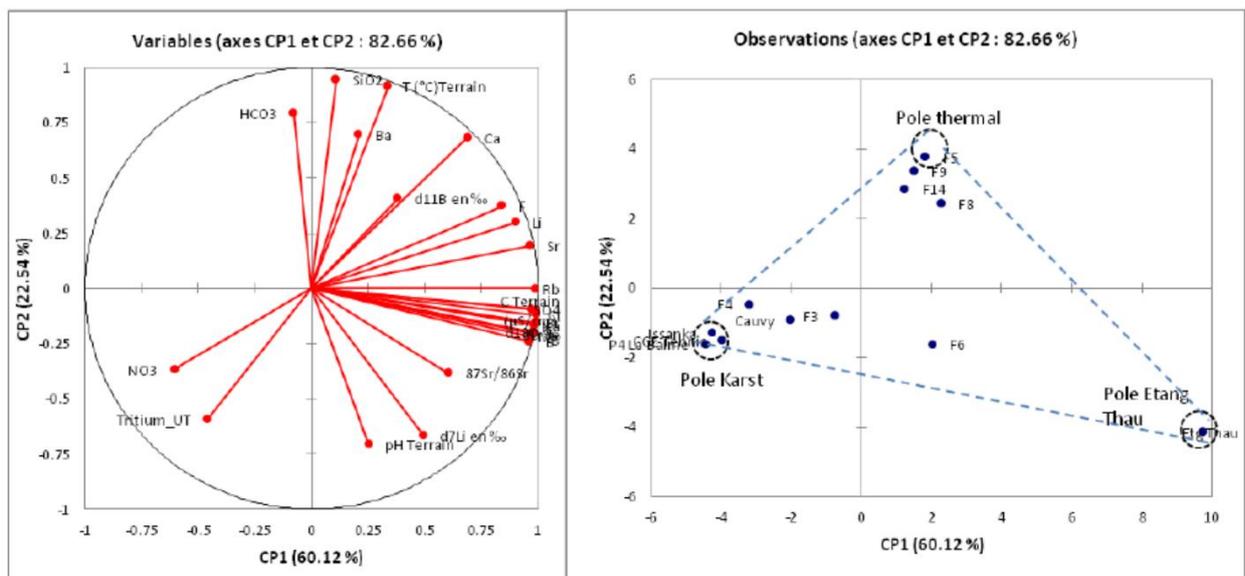


Figure 5-11 : Analyse en composantes principales sur les résultats des éléments majeurs et traces (B, Sr, Rb, Ba et Li), température et mesures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, tritium, $\delta^7\text{Li}$, $\delta^{11}\text{B}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (Ladouche *et al.* 2011, 2012).

c) Quantification des contributions d'origine marine et thermique

Les isotopes du strontium permettent d'identifier l'origine de la salinité des eaux et plus précisément de distinguer la contribution du pôle thermal de celle du pôle marin (étang ou eau de mer ancienne déjà présente dans le système).

La Figure 5-12 présente les rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction de l'inverse de la concentration en strontium pour les échantillons de référence (1996-2000, situation hors inversac) et pour les échantillons de 2010 (inversac). Ce graphique permet de bien distinguer les domaines des trois pôles (pôle karst, pôle thermal, pôle étang/eau de mer) et de représenter les droites de mélange.

Les rapports isotopiques du strontium montrent que les signatures isotopiques de l'eau de mer et de l'eau de l'étang sont semblables. Par ailleurs, le rapport isotopique des eaux karstiques (P4 la Balme et CGE Tennis) est proche de celui du forage F9, qui est représentatif du pôle thermal. Cependant, ces deux pôles se distinguent par leurs teneurs en strontium très différentes (100 µg/L pour les eaux karstiques et 4 600 µg/L pour les eaux thermales). L'ensemble des échantillons se situent dans le diagramme de mélange défini par ces trois pôles.

Les eaux du forage F6 (en 2010) ont une signature isotopique très proche de celle de l'eau de l'étang (Figure 5-12). Pour ce forage, la contribution de ce pôle est estimée à 86 % environ et celle du pôle thermal atteint 12 %. La contribution du pôle karstique est négligeable (2 %). Pour la source de Cauvy, on remarque que le rapport de 2010 (inversac) s'est rapproché du pôle étang par rapport aux données de la période 1996-2000. La signature isotopique de Cauvy peut être expliquée par une contribution du pôle thermal à hauteur de 20% environ, ce qui est plus élevé que pour la période 1996-2000 (<10 %).

Les eaux des forages thermaux sont principalement réparties entre le pôle thermal et le pôle « étang/mer », le pôle karstique ne semble pas contribuer.

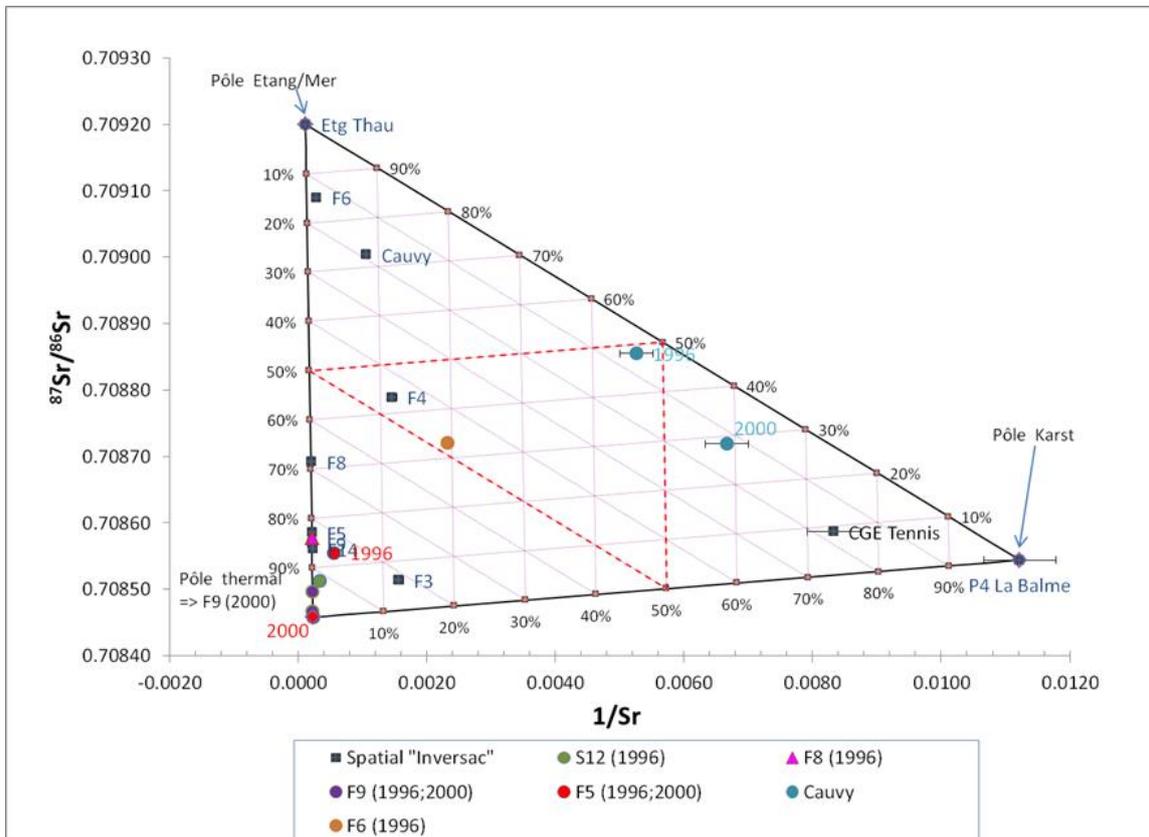


Figure 5-12 : Évolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction de l'inverse de la teneur en strontium mesurée dans les eaux échantillonnées lors de l'inversac (2010). La situation observée en 1996 et/ou 2000 (hors inversac) est également reportée (Ladouche et al. 2012).

L'analyse des eaux karstiques (Issanka, P4 la Balme et CGE Tennis) durant l'inversac de 2010 montre que ces eaux contiennent du tritium (marqueur d'eau récente), ce qui est aussi le cas de l'eau provenant de l'étang de Thau. Les eaux des forages thermaux F9 et F14 présentent des teneurs en tritium (2UT) et en nitrates (0,8 à 3,4 mg/l) significatives qui indiquent une contribution de l'eau de l'étang et d'une eau karstique superficielle, qui contiennent toutes les deux des teneurs importantes en tritium et nitrates (Ladouche et al. 2011, 2012). Le phénomène d'inversac a donc un impact direct sur ces ouvrages thermaux. En revanche, l'eau

du forage F5 est dépourvue de tritium, ce qui suggère que l'augmentation de la salinité observée pour ce point de prélèvement serait causée par une plus grande contribution d'eau marine ancienne (sans tritium, ni nitrates). Le phénomène d'inversac a donc un impact indirect sur cet ouvrage thermal.

En conclusion, les analyses isotopiques du strontium, du tritium et des isotopes stables de la molécule d'eau montrent que l'inversac de 2010 perturbe l'équilibre entre les différentes masses d'eau et impacte principalement la qualité des eaux du forage F6 et de la source de Cauvy, ainsi que celle des forages F5, F9 et F14. Les analyses chimiques et isotopiques confirment la présence d'un écoulement privilégié entre la source de la Vise et le forage F6 qui se poursuivrait jusqu'à la source de Cauvy. Afin d'expliquer l'augmentation de la salinité observée dans ces ouvrages, une distinction est faite entre l'impact « direct » de l'inversac selon lequel l'eau de l'étang entre dans le système par la Vise (F9 et F14) et un impact « indirect » qui correspond à une contribution plus importante de l'eau marine initialement présente dans le système (F5). La source Cauvy et le forage F6 seraient impactés par ces deux processus.

5.5.3. Étude de la dissipation du phénomène d'inversac d'octobre 2010

Suite à l'épisode d'inversac de 2010, deux campagnes spatiales de prélèvements géochimiques et isotopiques ont été réalisées en 2012 par le BRGM. Des prélèvements effectués en avril 2012 sur les eaux des forages thermaux F8 et F9 ont montré que ces eaux étaient toujours influencées par les perturbations causées par l'inversac, près de 15 mois après l'arrêt du phénomène. Une seconde campagne a été réalisée en septembre 2012 (soit 20 mois après la fin de l'inversac) sur une dizaine d'ouvrages de la presqu'île de Balaruc. Ces échantillons ont ainsi été conservés au laboratoire durant plusieurs années avant d'être analysés en 2018 dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.

La présente section décrit les résultats préliminaires de ces analyses qui seront complétées et finalisées par des analyses isotopiques du strontium, du bore et du lithium.

a) Éléments majeurs

En 2012, les concentrations en chlorures et sodium ont nettement diminué par rapport à la situation d'inversac de 2010 pour les forages F5, F6, F9 et la source Cauvy. Les eaux de ces ouvrages ont retrouvé des teneurs proches de celles de la situation de référence (1996-2000), comme l'indique la Figure 5-13 pour les concentrations en chlorures.

En revanche, les teneurs en chlorures des forages F8 et F3 ont augmenté entre 2010 et 2012, ce qui suggère que ces forages sont influencés par une augmentation de la contribution relative de la composante d'eau marine du système. En ce qui concerne le forage F8, cette observation est cohérente avec les précédentes observations indiquant que le forage F8 se trouve dans un compartiment aquifère hydrauliquement isolé du reste de la presqu'île de Balaruc (Teissier *et al.* 1992) et sous l'influence d'une composante marine distincte de celle des eaux thermales.



Figure 5-13 : Évolution des concentrations en chlorures durant la période 1996-2000 (contexte de fonctionnement « normal », cadre vert), octobre 2010 (inversac, cadre rouge) et en 2012 (cadre gris).

b) Terres rares

Les profils des terres rares pour les forages thermaux (S12, F8, F9, F5) et karstiques (P4 La Balme, CGE Tennis) sont reportés sur la Figure 5-14 pour les années 2011-2012 (après le dernier inversac de 2010) et pour l'année de référence 1998 (contexte « normal », hors inversac décrit à la section 5.4.2 c). On observe globalement que les teneurs en terres rares des forages thermaux F8, F9, F5 et F12 sont plus faibles en 2011-2012 qu'en 1998. Les profils de la situation post-inversac sont ainsi dans une position intermédiaire entre le profil de l'eau de mer et celui de la situation de référence (contexte normal, hors inversac). Ce résultat indique que les eaux des forages thermaux sont encore influencées par les perturbations induites par le phénomène d'inversac près de 20 mois après la reprise du fonctionnement de la Vise.

Les profils des terres rares du forage F8 semblent également s'éloigner progressivement du pôle de l'eau de mer. Or, cet ouvrage n'est pas impacté hydrauliquement par le phénomène d'inversac, ce qui soulève plusieurs questions sur le déterminisme de l'évolution de la salinité de l'ouvrage : les évolutions observées sont-elles liées à l'augmentation des prélèvements d'eau du F8 ? ou bien à la diminution relative du flux de la composante thermique ? **Les investigations menées dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau devront préciser les mécanismes expliquant les évolutions observées pour le forage F8.**

Les profils 2011-2012 des forages thermaux sont également proches de ceux des eaux karstiques (CGE Tennis, P4 La Balme). Cependant, l'analyse des ions majeurs écarterait la possibilité d'une influence karstique au profit de l'influence marine.

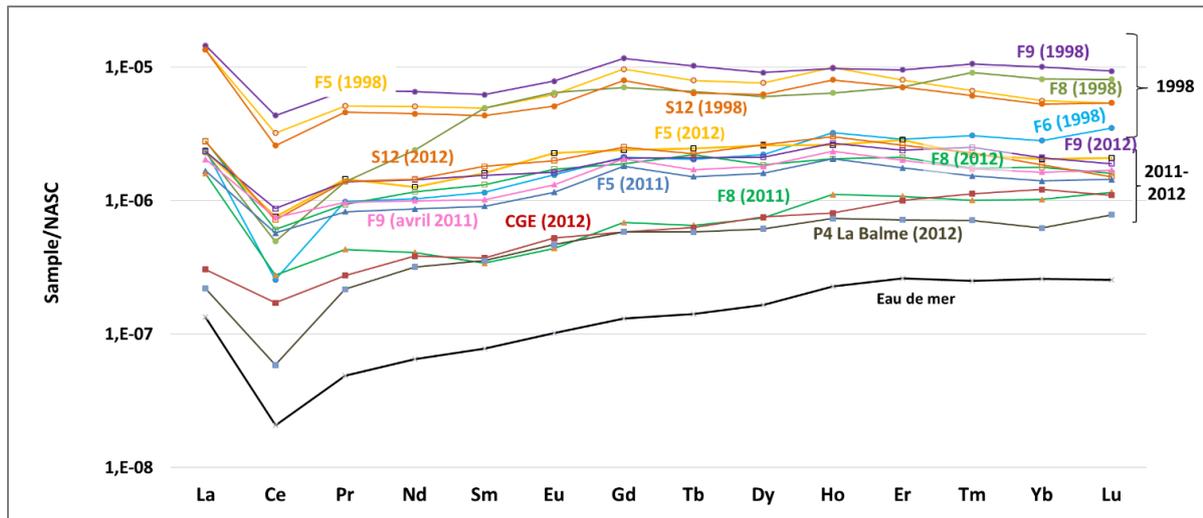


Figure 5-14 : Profil de terres rares (normalisation NASC) pour les forages thermaux (F8, F9, F6, S12), les forages karstiques (CGE tennis et P4 la Balme) et l'eau de mer.

c) Isotopes stables de l'eau

Durant la période de référence 1996-2000, la plupart des points étaient répartis sur la droite des eaux de pluie (à l'exception du forage F8) pour lequel une influence du pôle marin a été mise en évidence (Figure 5-15). En 2010, lors de l'inversac, les points des forages thermaux se répartissent sur la droite de mélange entre le pôle karstique et le pôle marin traduisant l'impact du phénomène d'inversac sur la qualité des eaux pompées.

En 2012, on observe que les points correspondant aux forages thermaux sont toujours situés sur la droite de mélange karst-étang, les valeurs de 2012 sont dans une position intermédiaire entre 2010 et la situation en contexte « normal ». Ces résultats suggèrent que les teneurs des eaux des forages thermaux sont en train de se rapprocher de celles mesurées en fonctionnement normal, comme on peut l'observer pour les forages F6, F5, F9, S12 et F14 (Figure 5-15). Ce constat pose donc **la question de la rémanence du système hydrogéologique aux intrusions d'eau saumâtre suites aux phénomènes d'inversacs, ce questionnement sera traité dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau**

Le forage F8 se distingue à nouveau des autres forages thermaux de la presqu'île de Balaruc. Quel que soit le contexte (normal, inversac ou post-inversac), ses teneurs sont toujours proches de la droite de mélange « eau karstique-étang », ce qui supporte l'hypothèse selon laquelle il serait influencé par une nappe d'eau d'origine marine présente au sein des calcaires jurassiques. Par ailleurs, l'évolution des teneurs du forage F3 montre un léger enrichissement en isotopes stables entre 2010 et 2012, contrairement aux autres forages thermaux de la presqu'île de Balaruc ce qui interroge sur le comportement singulier de l'aquifère au voisinage de cet ouvrage. Les nouvelles données qui seront acquises dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau permettront de préciser le fonctionnement et les processus impliqués dans ce secteur.

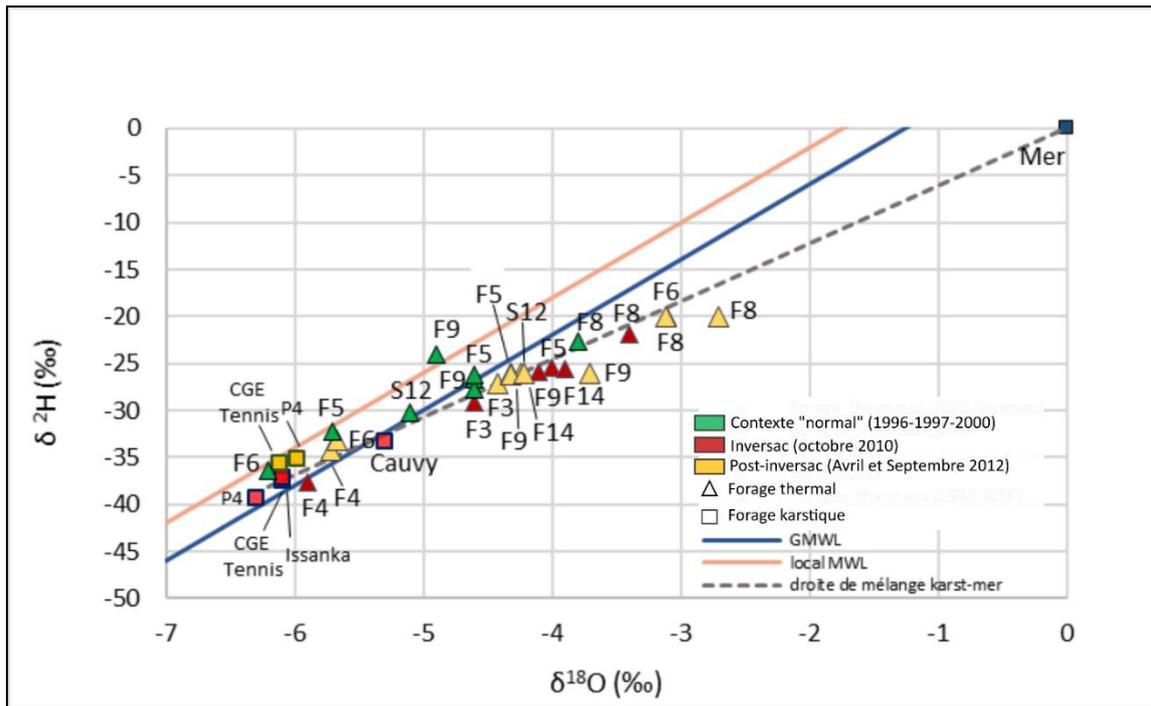


Figure 5-15 : Évolution des teneurs en deutérium (^2H) et des teneurs en oxygène 18 des eaux échantillonnées en contexte « normal de fonctionnement (1996, 1997 et 2000), en contexte d'inversac (2010) et durant la campagne de prélèvement de 2012 (post-inversac).

5.6. NOUVELLES INVESTIGATIONS MISES EN ŒUVRE DANS LE CADRE DE DEM'Eaux THAU

5.6.1. Forage de Sète (Stade Michel)

Des prélèvements d'eau ont été réalisés sur le nouveau forage de Sète (Stade Michel) durant l'essai de pompage de longue durée qui a eu lieu du 20 au 22 février 2018. Les analyses chimiques et isotopiques réalisées sur ces échantillons permettront de mieux caractériser le pôle thermal dans la région de Sète. Cette zone à la limite sud du domaine d'étude a été relativement peu étudiée jusqu'à présent, comparativement aux forages thermaux de la presqu'île de Balaruc-les-Bains.

5.6.2. Campagnes régionales de prélèvement

Deux campagnes spatiales de prélèvement d'eau souterraine ont été réalisées à l'échelle régionale sur une quinzaine de points de prélèvement. La première campagne s'est déroulée du 26 au 29 mars 2018 en contexte de hautes eaux. La seconde campagne a eu lieu du 28 août au 4 septembre 2018 en contexte de basses eaux.

Les points de prélèvements sont représentatifs des différentes masses d'eau circulant dans l'hydrosystème de Thau : le pôle thermal (F3, F4 hôtel, F5, F6, F8, F9, F10, F14, S12), le pôle karstique (CGE Tennis, P4 la Balme, les sources d'Issanka, de la Vène, d'Ambressac et de Cauvy) et le pôle profond/bassin de Villeveyrac (Pézenas).

Les analyses chimiques, en cours de réalisation sur ces échantillons, sont les suivantes : éléments majeurs, éléments en trace, terres rares, carbone organique total, matière organique naturelle, bactériologie, isotopes stables de l'eau (^2H et ^{18}O), Tritium, Chlore 36, gaz dissous (gaz nobles et CFC/SF6), radon, isotopes du bore, du lithium et du strontium. Certains points

de prélèvement seront également retenus pour un séquençage ADN des communautés bactériennes.

Ces campagnes de terrain seront réitérées en 2019 pour une deuxième année afin d'obtenir un portrait régional et systématique de l'hydrosystème durant des contextes hydrologiques distincts. De plus, des campagnes mensuelles de prélèvements d'eau souterraine seront mises en place à partir du mois d'Avril 2019 (dès que la source de la Vise sera équipée) durant une année sur une sélection d'ouvrages thermaux et de sources. Ces prélèvements périodiques permettront d'affiner la compréhension du fonctionnement de l'hydrosystème au cours d'une année hydrologique.

5.7. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Les nombreuses études géochimiques et isotopiques réalisées sur l'hydrosystème de l'étang de Thau ont conduit à développer un premier schéma conceptuel de fonctionnement de l'hydrosystème. Les travaux récents (1996-2010) ont démontré la pertinence d'une approche multi-traceurs dans la caractérisation de ce réservoir complexe afin de mettre en évidence et de contraindre les processus en place dans le système. Les données géochimiques et isotopiques de 2012 ont montré par ailleurs que l'influence du phénomène d'inversac pouvait encore être observée près de 20 mois après l'arrêt du phénomène.

De nombreuses questions restent en suspens ou demandent à être précisées, en particulier : l'origine de la salinité des forages thermaux, la profondeur du réservoir thermal, la compréhension du fonctionnement singulier du forage thermal F8, la caractérisation du forage F3, et du secteur thermal de Sète (peu investiguée).

Dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau, des investigations géochimiques et isotopiques systématiques seront menées régulièrement à l'échelle régionale durant 2 ans en contexte de hautes eaux et de basses eaux. Ces nouvelles données permettront d'approfondir les connaissances sur le fonctionnement de l'hydrosystème en répondant aux questions soulevées par les précédents travaux et d'améliorer la gestion active de cet hydrosystème complexe

6. Schémas conceptuels existants

Les schémas conceptuels de structure et fonctionnement de la zone d'étude ont évolué au cours de ces 50 dernières années au fur et à mesure de l'acquisition de nouvelles données géologiques, hydrogéologiques et géochimiques.

6.1. PÉRIODE 1980 - 1995

Les premiers schémas datent des années 1980 et concernent principalement la presqu'île de Balaruc dans la zone d'émergence des eaux thermales (Figure 6-1). Les arrivées d'eau thermale sont observées au toit du Jurassique, qui est représenté par une succession de blocs plus ou moins effondrés (en touches de piano) séparés par des accidents (failles) d'orientation nord-sud. Il est supposé que les eaux thermales d'origines profondes circulent le long des accidents. Tessier (1998) présente l'organisation des différentes masses d'eau au sein de l'hydrosystème suivant une coupe nord-ouest/sud-est : on y distingue les eaux karstiques douces et froides, les eaux salées d'origine marine (denses et froides) et les eaux thermales (chaudes et minéralisées) qui « flottent » au-dessus des eaux karstiques froides. Les eaux thermales de la presqu'île de Balaruc sont contenues dans un magasin calcaire-dolomitique du Jurassique Supérieur (Kimméridgien). Les calcaires argileux de l'Argovien constituent le mur du réservoir.

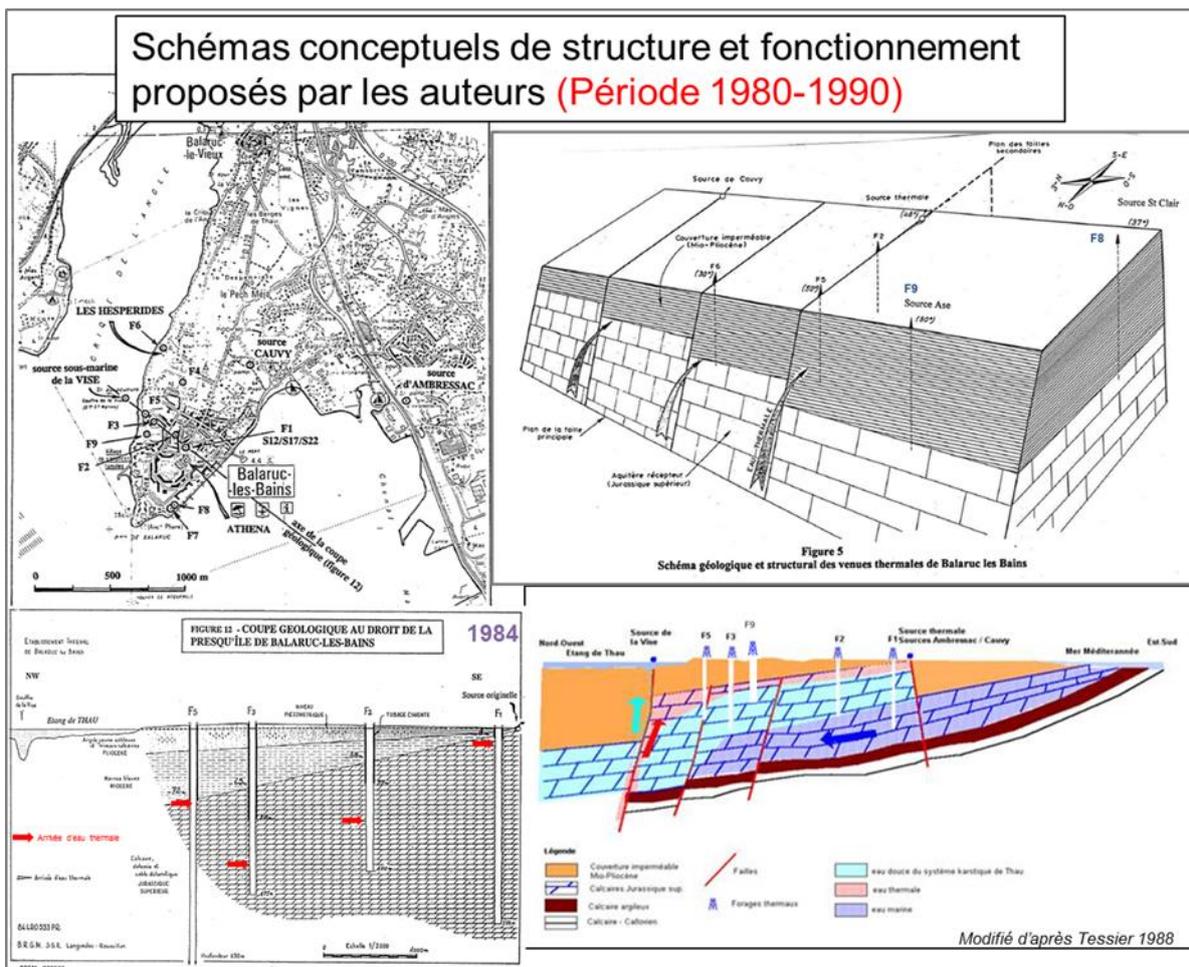


Figure 6-1 : Représentations conceptuelles du fonctionnement hydrogéologique de la presqu'île de Balaruc proposées par les auteurs dans les années 1980.

Selon Tessier (1988), les eaux chaudes qui sont retrouvées en sub-surface occupent dans l'aquifère récepteur fortement karstifié un volume de forme vraisemblablement lamellaire dont la géométrie est conditionnée par le toit imperméable et la présence sous-jacente et latérale d'eaux froides, douces et salées, donnant lieu à l'existence de plusieurs interfaces hydrauliques se déplaçant suivant l'importance respective des différentes charges hydrauliques mises en jeux. La continuité hydraulique au sein de l'aquifère karstique a été depuis mise en évidence, notamment suite aux interprétations des essais de pompage (cf. § 4) et aux études focalisées sur les phénomènes d'inversacs (cf. § 3.11.). Les eaux thermales, moins denses que les autres eaux plus froides, « flottent » sur ces dernières. Les venues d'eau thermale ont pour exutoire naturel principal la source ancienne. Elles participent également à l'alimentation de la source de la Vise comme initialement supposé par Teissier et confirmé ultérieurement par l'étude géochimique détaillée de la fin des années 1990 et début 2000 (Ladouche *et al.*, 2001 ; Aquilina *et al.*, 2003 cf. Chapitre 5).

Sur la base des premiers suivis des paramètres physico-chimiques, de niveau (aquifère et étang) et de pression atmosphérique, Tessier (1988) a distingué différents types de configurations qui permettent d'expliquer les évolutions observées aux forages thermaux de Balaruc-les-Bains (Figure 6-2). Selon Tessier, la pression atmosphérique (Pa) gouverne les évolutions des paramètres physico-chimiques des eaux pompées au forage thermal F2.

Dans la situation A, l'augmentation de la pression atmosphérique ($Pa > 1025$ HPa) conduit à augmenter la pression sur le réservoir thermal captif et à diminuer le niveau de l'étang (le phénomène est accentué par l'effet du vent du nord ou du nord-est en contexte anticyclonique). Ces phénomènes se traduisent par une augmentation de la production du réservoir thermal, la température de l'eau thermale (F2) augmente ($T = 46$ °C), la minéralisation de l'eau baisse à 13 mS/cm (à 20 °C) car la contribution relative de la composante marine du système diminue, cette dernière est repoussée vers la mer.

Dans la situation B ($1015 < Pa < 1025$), la diminution de la pression atmosphérique par rapport à la situation de hautes pressions se traduit par une augmentation du niveau de l'étang par rapport à la situation A et donc à une baisse de la pression sur l'aquifère thermal ce qui réduit sa contribution relative dans le fonctionnement global de l'hydrosystème. Les températures de l'eau pompée au forage F2 diminuent jusqu'à 38/42 °C, la minéralisation augmente (jusqu'à 15 à 16 mS/cm à 20 °C) ce qui dénote une augmentation de la contribution relative de la composante marine du système.

Dans la situation C ($Pa < 1015$), contexte dépressionnaire, la diminution de la pression atmosphérique accentue la baisse de la pression sur l'aquifère thermal et s'accompagne d'une augmentation du niveau de l'étang. Les températures de l'eau pompée au forage F2 continuent de diminuer jusqu'à 32/33 °C, la minéralisation continue d'augmenter (jusqu'à 18 mS/cm à 20 °C) ce qui là encore dénote une augmentation de la contribution relative de la composante marine du système.

La situation D, forte pluie, contexte dépressionnaire ($Pa < 1015$), la diminution de la pression atmosphérique accentue la baisse de la pression sur l'aquifère thermal et s'accompagne fréquemment d'un phénomène de surcote temporaire en lien avec le phénomène observé en Méditerranée. Les précipitations provoquent une augmentation de la charge de la composante karstique. La réponse complexe de l'hydrosystème se traduit globalement par un effet piston sur la composante thermale, la température de l'eau pompée au forage F2 augmente légèrement par rapport à la situation C et une baisse de minéralisation est observée ($C = 17$ mS/cm à 20 °C).

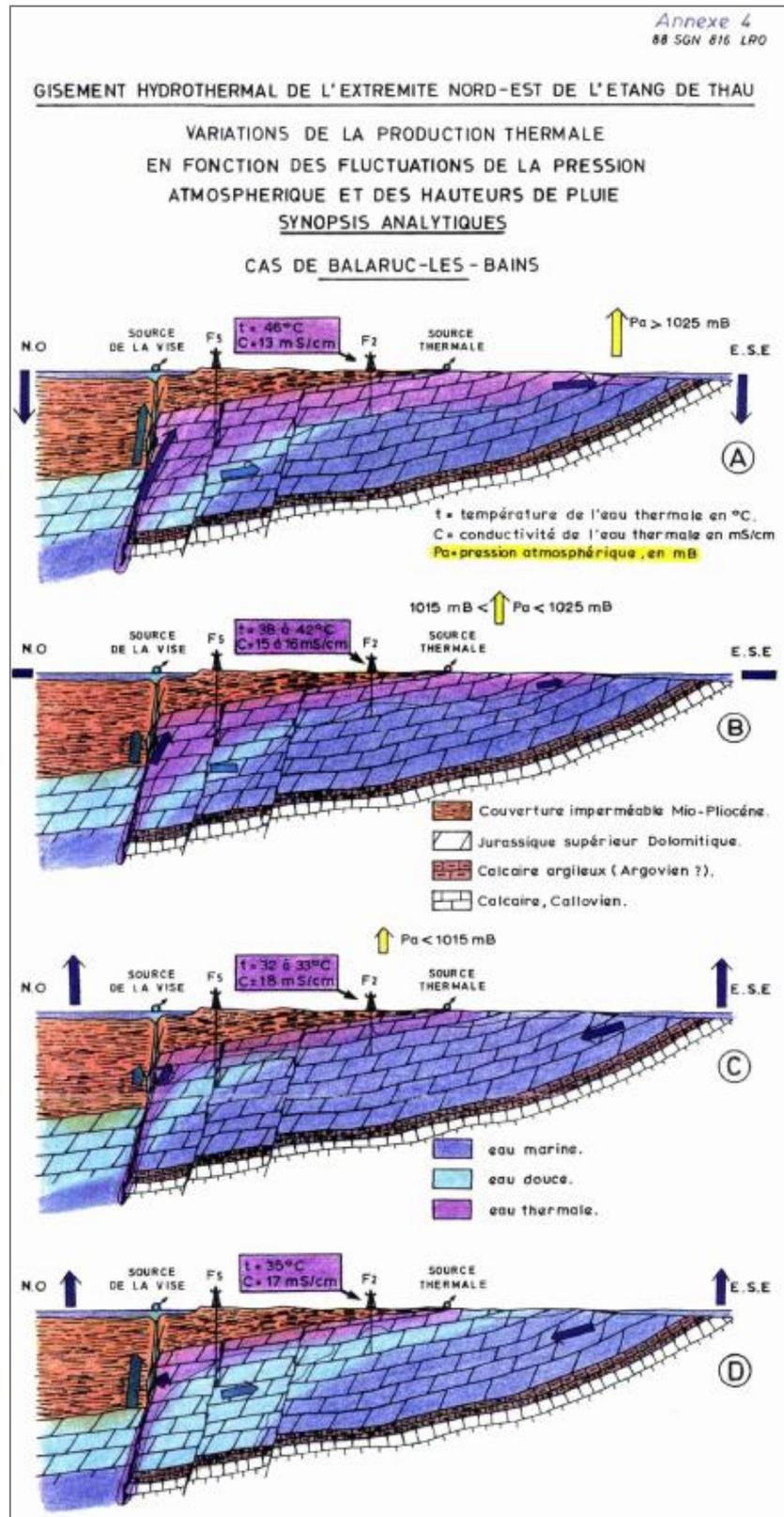


Figure 6-2 : Synopsis de fonctionnement de l'hydrosystème de Balaruc en fonction de la pression atmosphérique et de la pluie (Tessier 1988).

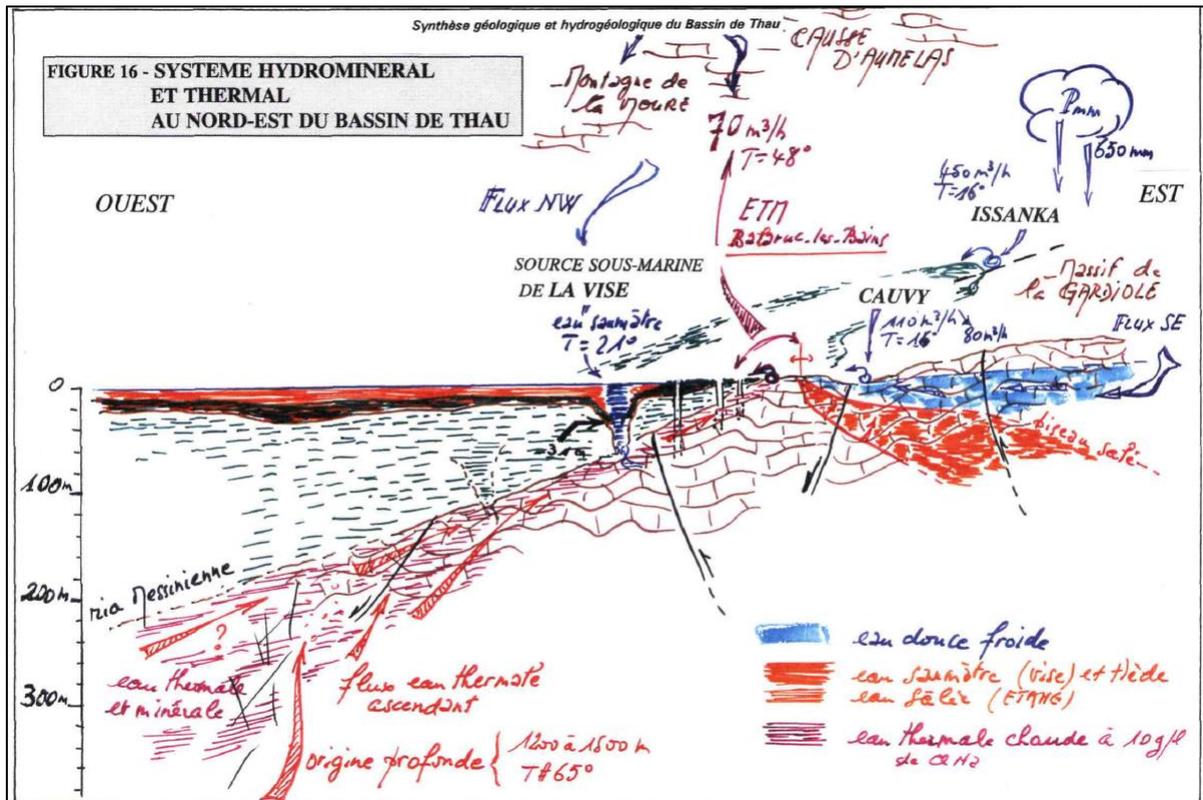


Figure 6-3 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique proposé par Berard (1995).

Bérard (1995) présente une coupe hydrogéologique interprétative de l'hydrosystème de la presqu'île de Balaruc en intégrant également des éléments de connaissance hydrogéologique de l'entité Vène-Issanka-Vise (Figure 6-4). Sur la coupe interprétative ouest-est passant au droit de la Vise, Bérard indique que les flux ascendants d'eau thermique d'origine profonde (1 200 à 1 800 m) empruntent des accidents dans les calcaires, dont les failles principales pourraient être de direction nord-est/sud-ouest, les arrivées thermales déboucheraient dans les calcaires sous couverture situés entre Sète et Balaruc. Les eaux chemineraient ensuite au toit du Jurassique et émergent ainsi à la source ancienne. Dans le schéma, la source de la Vise est supposée alimentée par un flux nord-ouest en provenance de la montagne de la Moure et du causse d'Aumelas et par une contribution d'eau thermique. Au niveau de Cauvy, les eaux karstiques de la Gardiole reposent sur une nappe d'eau saumâtre d'origine marine, des connexions avec la composante thermique semblent également avoir été représentées.

6.2. PÉRIODE 1997 - 2002

Dans le cadre du programme d'étude pour l'acquisition de connaissances sur l'hydrosystème de Thau (1997-2001), le cadre hydrogéologique et structural de la zone d'étude a été étudié. Les principales informations sont consignées ci-après. Les eaux thermales de la presqu'île de Balaruc sont contenues dans un magasin calcaire-dolomitique daté du Jurassique Supérieur (Kimméridgien), dont la puissance est estimée à 500 m (Le Strat *et al.*, 2001). Le réservoir du Jurassique est fortement faillé et karstifié, il affleure largement dans l'arrière-pays, sur le Causse d'Aumelas, sur le massif de la Gardiole et sur les pointements que l'on retrouve au niveau de la presqu'île ainsi que sur le Mont Saint-Clair à Sète. Les failles principales correspondent au chevauchement de Montpellier (nord du secteur) et à la faille normale de Nîmes (sud du secteur). Aquilina *et al.* proposent une série de chevauchements d'âge pyrénéo-alpin affectant le socle au niveau du Bassin de Thau (Figure 6-4). Néanmoins, la présence de failles de socle sous le bassin de Thau n'est pas confirmée par les forages et la sismique réflexion.

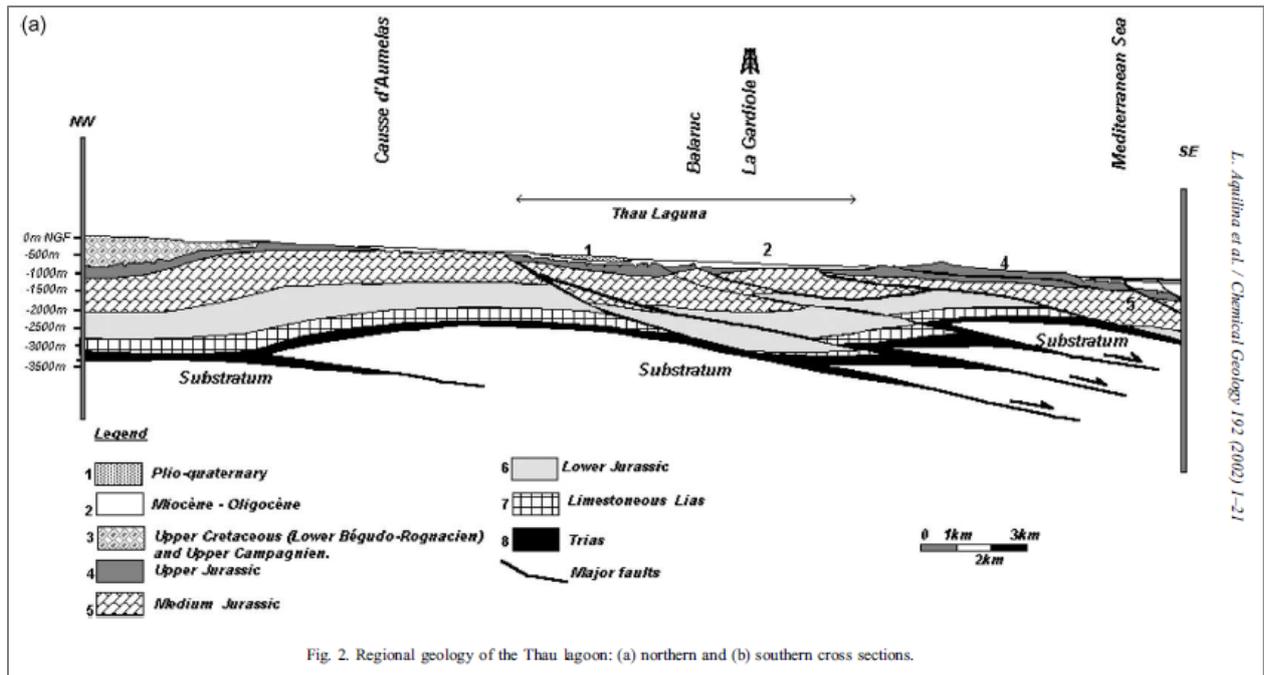


Figure 6-4 : Coupe géologique interprétative NO-SE de la zone d'étude passant par la presqu'île de Balaruc (d'après Aquilina et al., 2002).

L'ensemble de la série sédimentaire a été affecté à l'Éocène puis repris en distension à l'Oligo-Miocène. Les séries sous le golfe de Lion sont abaissées par le jeu normal de la faille de Nîmes à regard sud-est, d'orientation globalement N40° lors de la distension Oligo-Miocène entraînant un jeu en faille normale (P. Le Strat, 2001). Ces failles, qui s'enracinent profondément, sont vraisemblablement le lieu privilégié de circulation des eaux thermales. Les accidents majeurs d'orientation nord-nord-est/sud-sud-ouest sont accompagnés d'accidents secondaires globalement orthogonaux. Selon Le Strat, les accidents chevauchants profonds pourraient constituer des vecteurs préférentiels pour la remontée des eaux thermales vers la surface. Il est supposé que le pendage de ces accidents diminue avec la profondeur. À la base de la série jurassique existe une semelle de terrains triasiques qui repose sur le socle. L'ensemble des formations carbonatées (du Lias au Jurassique supérieur) est fortement compartimenté au nord-est de l'étang de Thau dans le secteur de la presqu'île de Balaruc. Cet ensemble structural est fortement marqué par un approfondissement du nord-est vers le sud-ouest correspondant à l'existence d'une dysharmonie au niveau du toit du socle entre la Gardiole, l'étang de Thau et le bassin de l'Hérault. Deux coupes géologiques interprétatives de la zone d'étude sont présentées dans Aquilina et al., 2002, la coupe passant par Balaruc est présentée ci-avant (figure 6-5).

À l'issue du programme d'étude pour l'acquisition de connaissances sur l'hydrosystème de Thau (1997-2001), un schéma conceptuel global de fonctionnement a été élaboré sur la base du cadre géologique et structural présenté ci-dessus et des nombreuses acquisitions chimiques et isotopiques réalisées sur les différentes composantes de l'hydrosystème karstique de Thau. Les principales conclusions des investigations géochimiques seront rappelées dans le chapitre 5. Sur la Figure 6-5, on distingue les principaux écoulements et leurs interactions :

- 1 - circulations karstiques superficielles (temps de résidence inférieurs à 20 ans (massif de la Gardiole et Causse d'Aumelas, montagne de la Moure) ;
- 2 - circulations karstiques plus profondes. Écoulement depuis le massif d'Aumelas, circulation sous le bassin de Montbazin-Gigean et massif de la Gardiole puis émergence le long de la marge continentale (temps de résidence d'environ 50 ans) ;

- 3 - circulations profondes depuis le Causse d'Aumelas en direction des forages profonds de Pézenas et de la Castillonne (1 000 m de profondeur, temps de résidence de plusieurs milliers d'années pour Pézenas) ;
- 4 - circulations très profondes (supérieures à 2 000 m) d'eaux paléo-karstiques qui rechargent le réservoir thermal en profondeur ;
- 5 - circulations très profondes (supérieures à 2 000 m) d'eau de mer depuis la marge continentale qui rechargent le système thermal. Le réservoir thermal profond serait situé entre 1 800 et 2 500 m de profondeur, l'eau qui le compose serait le résultat d'un mélange entre les composantes 4 et 5 (70 %-30 % respectivement), le temps de résidence de l'eau dans le réservoir serait de l'ordre de 100 000 ans avant de remonter rapidement en surface (une dizaine de jours, cf. Chapitre 5).

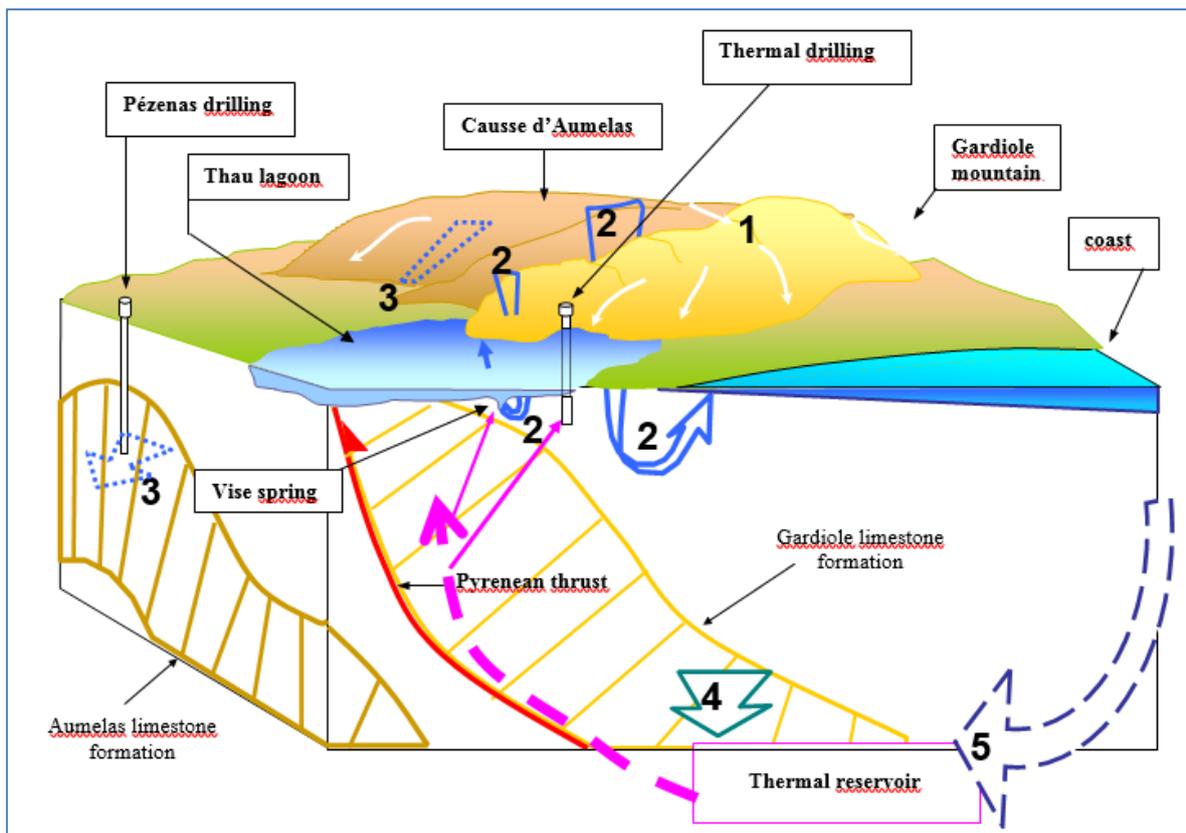


Figure 6-5 : Schéma hydrogéologique conceptuel de l'hydrosystème proposé à l'issue de l'étude BRGM de 2001 (d'après Aquilina et al., 2003).

À l'issue du programme d'étude de (1997-2001), le schéma conceptuel de structure et de fonctionnement initialement proposé par Tessier pour décrire le fonctionnement des évolutions observées autour de la presqu'île de Balaruc a été également précisé (Figure 6-6). Sur la coupe nord-ouest/sud-est interprétative, on retrouve de nouveau les différentes masses d'eau et leurs organisations spatiales. Les relations de la Vise avec la montagne de la Moure (Cambelliès) sont reportées, la Vise constitue un lieu de convergence entre les eaux karstiques de la Gardiole et du massif d'Aumelas et de la montagne de la Moure ainsi que les eaux thermales. La source d'Ambressac pour laquelle des augmentations de température et de minéralisation ont été observées lors d'un épisode de recharge est supposée également connectée à la composante thermique, vraisemblablement par l'intermédiaire d'une faille.

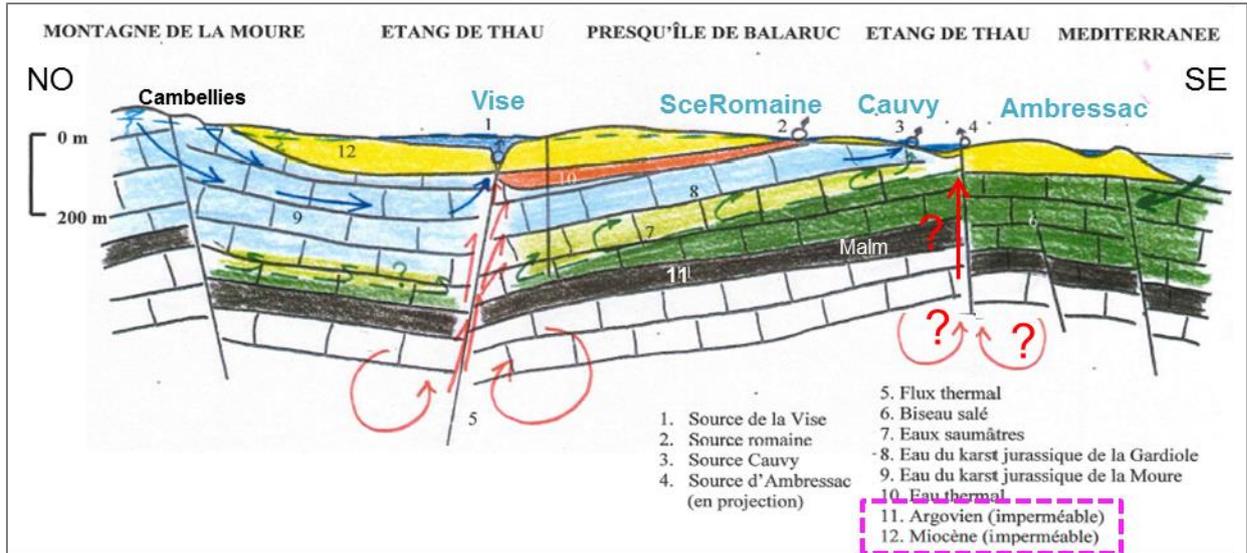


Figure 6-6 : Schéma hydrogéologique conceptuel de l'hydrosystème (modifié d'après Giusti, 2002).

7. Synthèse et perspectives

Le présent rapport constitue le livrable L1 du projet. En première approche, il était envisagé de ne présenter que la synthèse et la valorisation de données historiques sur l'hydrosystème de Thau pour chacune des thématiques : géologie, hydrogéologie et géochimie. Or, de nouvelles acquisitions ont été réalisées en tout début de projet :

- campagnes géophysiques – Rapports BRGM/RP-68318-FR (livrable L3), RP-68318-FR et RP-68603-FR ;
- réalisation d'un forage à Sète (rapport BRGM/RP-68549-FR, livrable L6) ;
- campagnes d'analyse des eaux souterraines (mars et août 2018).

De plus, des données anciennes ont également fait l'objet de nouvelles interprétations (notamment des données piézométriques historiques qui ont pu être bancarisées, des tests par pompage réinterprétés, analyses de la campagne de septembre 2012, ...). Le livrable L1 rassemble donc l'ensemble de ces données nouvelles et historiques dont les interprétations seront poursuivies ultérieurement dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.

Concernant la géologie, la synthèse bibliographique a permis de souligner la complexité du cadre géologique et structural de la zone d'étude. La série sédimentaire régionale qui débute au Trias a été affectée et structurée par une succession d'événements géologiques : (1) le développement du bassin téthysien (Jurassique), (2) l'émersion de l'isthme durancien ayant permis la formation des paléokarsts à bauxite piégés au toit des séries jurassiques ; (3) la formation de la chaîne pyrénéenne au cours du Crétacé et jusqu'à l'Eocène supérieur (4) le rifting oligo-aquitain et l'ouverture du Golfe du Lion, (5) la transgression marine burdigalienne (Miocène Inférieur), (6) la crise de salinité messinienne et (7) le remplissage des paléovallées au Pliocène. Cette histoire géologique complexe est associée à une karstification polyphasée des réservoirs calcaires du Jurassique : (1) formation du paléokarst à bauxite au Crétacé Moyen ; (2) remplissage marin paléocène du paléokarst ; (3) réactivation des karsts au cours de l'extension Oligo-aquitaine et enfin karstification profonde lors de la crise de salinité messinienne qui se traduit à l'Actuel par de nombreuses résurgences sous-marines sur le pourtour méditerranéen.

Le Jurassique Supérieur, fortement faillé et karstifié, constitue le siège des principaux réservoirs karstiques de la zone d'étude. Il affleure largement dans l'arrière-pays, sur la Causse d'Aumelas et la montagne de la Moure, sur le massif de la Gardiole et sur les pointements que l'on retrouve au niveau de la presqu'île de Balaruc ainsi que sur le Mont Saint-Clair à Sète. Ces massifs constituent une zone de recharge des aquifères par les précipitations. Les failles principales correspondent au chevauchement de Montpellier (nord du secteur) et à la faille normale de Nîmes (sud du secteur). Les accidents majeurs d'orientation nord-nord-est/sud-sud-ouest sont accompagnés d'accidents secondaires globalement orthogonaux. Les accidents chevauchants profonds pourraient constituer des vecteurs préférentiels pour la remontée des eaux thermales vers la surface. Il est supposé que le pendage de ces accidents diminue avec la profondeur. **La valorisation des données anciennes a permis de mettre en évidence la présence d'un chevauchement traversant possiblement l'étang de Thau.** Celui-ci correspondrait au prolongement du chevauchement traversé par le forage pétrolier de Valensac dans la vallée de l'Hérault. L'analyse de ces structures a permis d'intégrer les accidents majeurs qui devront être pris en compte pour la construction du modèle géologique 3D. Ces structures comprennent des failles inverses (dont le chevauchement de Montpellier), des failles normales, ainsi que des plis anticlinaux et synclinaux. La géométrie exacte de ces structures majeures, leur rôle dans la compartimentation des réservoirs karstiques profonds, la circulation des eaux souterraines ou

encore la remontée des eaux thermales seront investiguées grâce au modèle géologique 3D. Les investigations géologiques complémentaires permettront d'établir un lien entre les structures profondes et les réservoirs jurassiques plus superficiels, tout en intégrant les failles de socle, les failles de couverture, les formations aquifères et le fonctionnement de l'hydrosystème de Thau. Les coupes géologiques passant par les sources karstiques et thermales, seront révisées dans le cadre de ce projet ; l'objectif final étant d'intégrer de manière cohérente l'ensemble des données disponibles en 1D (forages) et 2D (cartes, coupes, profils sismiques).

Concernant l'hydrogéologie et la géochimie, la synthèse bibliographique a permis également de souligner la complexité du fonctionnement hydrogéologique aussi bien en contexte normal de l'hydrosystème que lors des inversacs. À l'issue du programme d'étude sur l'hydrosystème de Thau (1997-2001), un schéma conceptuel global de fonctionnement a été élaboré (hors inversac) en distinguant les principaux écoulements et leurs interactions (les n° sont reportés sur le schéma ci-dessous) :

- 1 - circulations karstiques superficielles présentant des temps de résidence inférieurs à 20 ans (massif de la Gardiole et Causse d'Aumelas, montagne de la Moure) ;
- 2 - circulations karstiques plus profondes. Écoulement depuis le massif d'Aumelas, circulation sous le bassin de Montbazin-Gigean et sous le massif de la Gardiole puis émergence le long de la marge continentale (temps de résidence d'environ 50 ans) ;
- 3 - circulations très profondes depuis le Causse d'Aumelas en direction des forages profonds de Pézenas et de la Castillonne (1 000 m de profondeur, temps de résidence de plusieurs centaines à milliers d'années pour Pézenas) ;
- 4 - circulations très profondes (supérieures à 2 000 m) d'eaux paléo-karstiques qui rechargent le réservoir thermal en profondeur ;
- 5 - circulations très profondes (supérieures à 2 000 m) d'eau de mer infiltrée depuis la marge continentale qui rechargent le réservoir thermal profond (situé entre 1 800 et 2 500 m de profondeur). L'eau du réservoir thermal profond serait le résultat d'un mélange entre les composantes de circulation 4 et 5 (70 % d'eau karstique ancienne-30 % d'eau d'origine marine ancienne). Le faciès chimique des eaux thermales est de type chloruré-sodique et le temps de résidence de l'eau dans le réservoir profond serait de l'ordre de 100 000-150 000 ans. La température de l'eau au sein du réservoir profond est estimée à 65 °C. Dans ce schéma conceptuel, l'eau thermale est supposée remonter rapidement vers la surface à la faveur d'accidents géologiques. Les informations isotopiques de 2011 (isotopes du radium) indiquent que la remontée des eaux thermales profondes vers le réservoir calcaire-dolomitique du Jurassique supérieur (situé sous couverture miocène de la presqu'île de Balaruc) est rapide, de l'ordre de la dizaine de jours.

Selon Bérard (1995), les flux ascendants d'eaux thermales d'origine profonde pourraient emprunter des accidents de direction nord-est/sud-ouest. Les arrivées thermales déboucheraient dans les calcaires sous couverture Miocène situés entre Sète et Balaruc. Ensuite, ces eaux thermales chemineraient au toit très karstifié du Jurassique pour émerger au niveau de la source ancienne S12 (Balaruc) et contribueraient également en partie, à la source de la Vise. La faille du chevauchement de Valensac qui, aujourd'hui, est suspectée se prolonger dans la zone d'étude entre Sète et Balaruc pourrait également être un vecteur possible des flux ascendants d'eaux thermales d'origine profonde. Des éléments de réponse à ces questionnements seront apportés dans le cadre du projet.

Le schéma conceptuel de structure et de fonctionnement initialement proposé par Tessier (1988) pour décrire le fonctionnement des évolutions observées autour de la presqu'île de Balaruc a été également précisé à l'issue du programme d'étude de 1997 à 2001. Sur la coupe nord-ouest/sud-est interprétative, les arrivées d'eau thermale sont observées au toit du

Jurassique, qui est représenté par une succession de blocs plus ou moins effondrés (en touches de piano) séparés par des accidents (failles) d'orientation nord-est/sud-ouest. Les fluides thermaux sont supposés emprunter les accidents dans les calcaires, dont les failles principales pourraient être de direction nord-est/sud-ouest. L'organisation des différentes masses d'eau au sein de l'hydrosystème serait la suivante : (1) des eaux karstiques douces et froides, (2) des eaux salées d'origine marine (denses et froides) et (3) des eaux thermales (chaudes et minéralisées) qui « flottent » au-dessus des eaux karstiques froides et/ou saumâtre. Les eaux thermales de la presqu'île de Balaruc sont contenues dans le magasin calcaire-dolomitique du Jurassique Supérieur (Kimméridgien). Les calcaires argileux de l'Argovien constitueraient le mur du réservoir. Les venues d'eaux thermales ont pour exutoire naturel principal la source ancienne. Les relations entre la source de la Vise et la montagne de la Moure (Cambelliès) sont reportées : la Vise constitue un lieu de convergence entre les eaux karstiques de la Gardiole, du massif d'Aumelas et de la montagne de la Moure, et les eaux thermales. La source d'Ambressac pour laquelle des augmentations de température et de minéralisation ont été observées lors d'un épisode de recharge est supposée également connectée à la composante thermique, vraisemblablement par l'intermédiaire d'une faille.

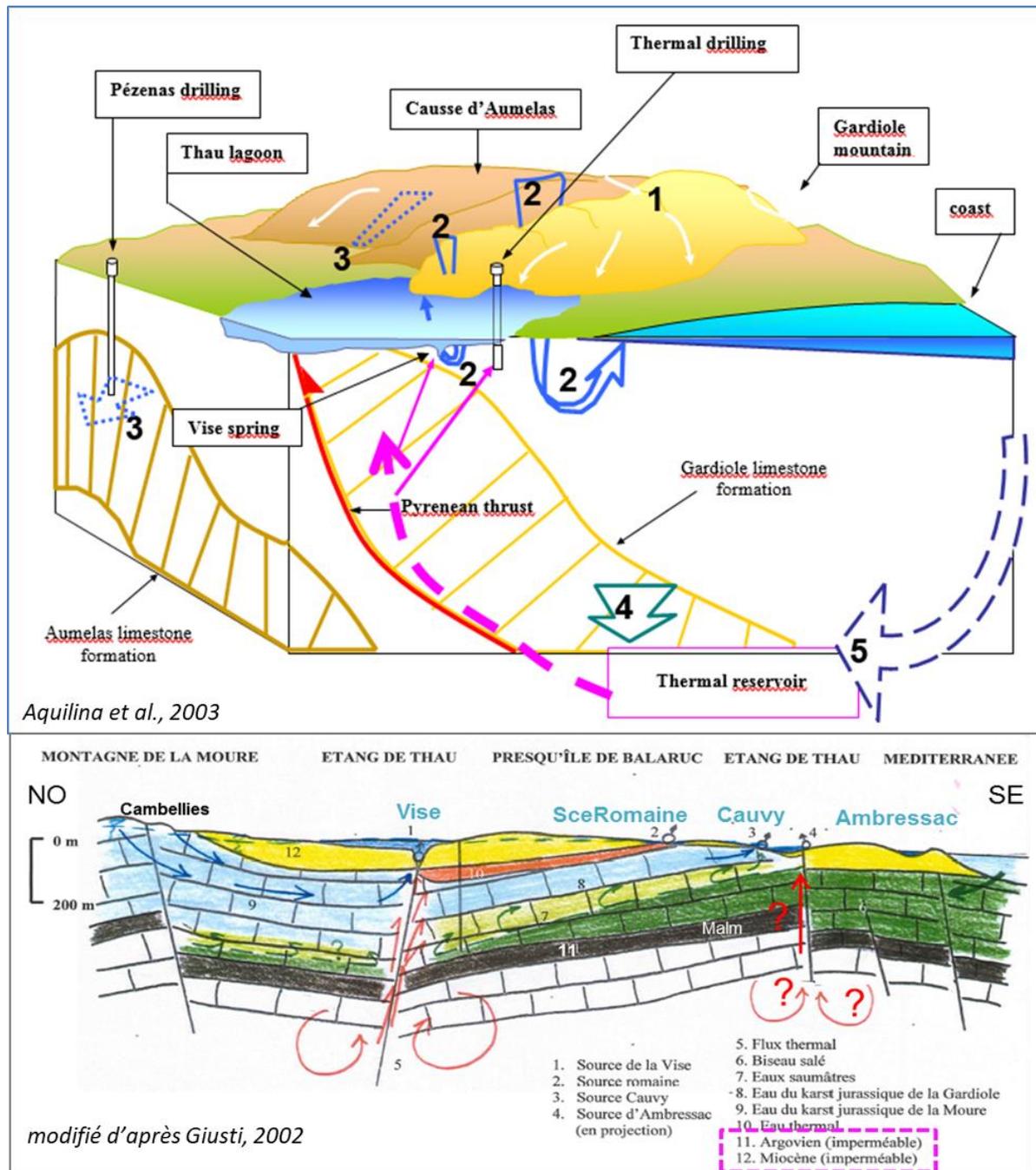


Figure 7-1 : Schémas conceptuels du fonctionnement hydrogéologique des aquifères de l'hydrosystème de Thau.

Les eaux thermales qui sont retrouvées en sub-surface au toit du Jurassique Supérieur occupent au sein de l'aquifère récepteur fortement karstifié une extension spatiale vraisemblablement réduite (compte tenu des informations des forages disponibles sur la presqu'île de Balaruc). Selon Tessier (1988), la géométrie de la « bulle thermique et minérale » est conditionnée par le toit imperméable (formation peu perméable du Miocène) et la présence sous-jacente et latérale d'eaux froides, douces et salées. Ces contrastes de densité de l'eau donnent lieu à l'existence de plusieurs interfaces hydrauliques se déplaçant suivant l'importance respective des différentes charges hydrauliques mises en jeu (pompages, niveau de l'étang, recharge par les précipitations). Cette configuration hydrogéologique singulière a été confirmée et illustrée à l'aide des investigations réalisées sur le forage carotté F13 des thermes.

Du point de vue de la géométrie de l'aquifère du Jurassique Supérieur situé sous couverture Miocène, les essais de pompage réalisés au niveau des forages thermaux ont mis en évidence l'existence de limites plus ou moins étanches, traduisant la compartimentation de l'aquifère du Jurassique. Leurs positionnements restent cependant approximatifs puisque les essais en interférence n'ont pas permis d'orienter les géométries. Ces limites peuvent correspondre à des failles colmatées, ou bien des failles qui mettent en contact les formations perméables du Jurassique avec les formations peu perméables du Miocène-Pliocène (touches de piano). En plan, la géométrie des compartiments individualisés sur la presqu'île de Balaruc s'apparente à des rectangles de l'ordre de 2 à 4 km² plutôt orientés nord-sud qu'est-ouest, à l'exception de celui intercepté par l'ouvrage F8 de dimension beaucoup plus modeste (<0,5 km²). D'un point de vue hydrodynamique, cet ouvrage F8 se situe dans un compartiment du Jurassique relativement isolé des autres compartiments sollicités par les forages thermaux (F5, F9 et F14), la faible transmissivité du F8 (de l'ordre de 3 à 4x10⁻⁴ m²/s) est en moyenne 40 fois plus faible que celle des autres compartiments du Jurassique. Le compartiment thermal sollicité par le forage de Sète (forage du stade Michel) permet également de mettre en évidence une limite étanche entre 1 et 2 km au nord, entre Sète et la presqu'île de Balaruc les Bains. Physiquement, cette limite pourrait correspondre à l'accident géologique suspecté et mis en évidence précédemment, soit le prolongement de la faille du chevauchement de Valensac en direction du nord-est. Le rôle que pourrait jouer cette structure dans l'organisation des flux thermaux d'origine profonde qui contribuent à alimenter l'aquifère du Jurassique supérieur aussi bien à Sète qu'à Balaruc-les-Bains est l'un des verrous de connaissance à lever.

Dans les secteurs où l'aquifère du Jurassique Supérieur est situé sous couverture miocène (forages thermaux de Balaruc, forage de Sète notamment), des phénomènes de drainance sont systématiquement mis en évidence lors des tests de pompage. Ces flux de drainance sont *a priori* liés, aux formations superficielles de recouvrement (Miocène) bien que l'on ne puisse pas exclure qu'une partie de ces flux de drainance proviennent de niveaux plus profonds, voire liés aux remontées hydrothermales. Des suivis piézométriques dans la formation Miocène dans le secteur de Balaruc notamment permettraient de faire progresser la connaissance sur l'importance et le rôle joué par le mécanisme de drainance des formations superficielles. Ces flux de drainance en provenance des formations superficielles peuvent avoir une implication hydrogéologique sur la qualité géochimique des eaux pompées dans le Jurassique sous-jacent.

Au sein de la presqu'île de Balaruc, les secteurs où le réservoir jurassique est à l'affleurement ont également fait l'objet de caractérisations hydrodynamiques dans le passé (secteurs Belvezet et Moulières Basses notamment). Les tests de pompage réalisés sur ce secteur n'ont pas mis en évidence d'effet de limite (étanche ou alimenté). Cela signifie que l'aquifère du Jurassique apparaît bien connecté hydrauliquement sur de grandes distances. Des connexions hydrauliques ont été mises en évidence avec les ouvrages situés en aval hydraulique des forages testés (Frescaly ; P4-Balme, CGE-Tennis) et des connexions « ténues » sont mises en évidence entre le secteur de Moulières-Belvezet et celui d'Issanka. Ces résultats sont corroborés par les données des suivis piézométriques historiques, notamment lors des phénomènes d'inversac. Lors du phénomène d'inversac, l'intrusion de l'eau saumâtre de l'étang de Thau dans l'aquifère provoque instantanément une réorganisation spatiale des interfaces hydrauliques entre les différentes masses d'eau présentes au sein du réservoir (eaux froides, douces et salées, eaux thermales). Cela se traduit par une augmentation généralisée du niveau piézométrique au sein de la presqu'île (+ 2 m au niveau des forages thermaux de Balaruc). L'examen détaillé de la dynamique de la perturbation induite par le phénomène d'inversac permet de qualifier les secteurs géographiques en connexion hydraulique avec la Vise et de mettre en évidence les axes préférentiels d'écoulement en examinant les vitesses de propagation de la perturbation piézométrique au sein de l'aquifère. On montre que la perturbation piézométrique se propage très rapidement au sein de la presqu'île notamment suivant un axe préférentiel d'écoulement d'orientation nord-nord-est/sud-sud-ouest qui apparaît cohérent avec les connaissances sur la

structuration géologique du réservoir (failles). Dans le secteur de la presqu'île de Balaruc les failles d'orientation globalement N40 apparaissent donc suffisamment ouvertes et transmissives pour permettre à la perturbation de se propager à plus de 3 km en 24h. **En moins de 2 jours, les effets sur la piézométrie du champ captant d'Issanka sont également visibles (d'ampleur décimétrique), ce qui constitue un résultat majeur de ce début de projet en démontrant sans ambiguïté la connexion hydraulique entre la Vise et Issanka.** Un autre axe préférentiel d'écoulement semble également se manifester suivant un axe globalement est-ouest en direction des sources de Cauvy et d'Ambressac. Ces résultats illustrent également le fait qu'au niveau de Balaruc, l'aquifère est particulièrement perméable ($T = 9 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$; $K = 10^{-4} \text{ m/s}$) et, est quasiment deux fois plus transmissif qu'au niveau du secteur Issanka-Belvezet-Moulière ($T = 5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). Cette productivité importante au niveau de Balaruc est probablement liée aux circulations hydrothermales légèrement carbogazeuses, agressives vis-à-vis des carbonates, qui ont augmenté localement la perméabilité de l'aquifère est en moyenne de l'ordre de 2×10^{-3} pour les formations du Jurassique sans que l'on puisse faire de distinction significative entre les secteurs de Balaruc et Issanka-Belvezet-Moulière. La transmissivité et l'emmagasinement des formations aquitards du Miocène sus-jacent au Jurassique apparaissent beaucoup plus faibles, de l'ordre de $6 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ($K = 10^{-5} \text{ m/s}$) et $2-3 \times 10^{-4}$ respectivement.

L'examen des évolutions des suivis de température et de conductivité électrique, et des informations chimiques et isotopiques des eaux apporte un éclairage intéressant et indispensable pour qualifier les conséquences induites par les phénomènes d'inversac. Les conséquences du phénomène « d'inversac » du point de vue de la qualité physico-chimique des eaux de l'aquifère se manifestent essentiellement sur les ouvrages des thermes de Balaruc et sur la source de Cauvy, les ouvrages situés plus en amont hydraulique (CGE-Tennis, P4-Balme, Issanka) restent stables. Les eaux du forage thermal F8 n'apparaissent pas impactées par le phénomène d'inversac ce qui permet à nouveau d'illustrer la singularité de ce compartiment comme précédemment évoqué lors des interprétations des tests hydrauliques. Pour les ouvrages thermaux (F8 excepté), le dernier phénomène d'inversac (2014) s'est manifesté par une diminution de la température et une augmentation de la minéralisation, bien que l'évolution des paramètres au début du phénomène soit complexe. La comparaison des évolutions des paramètres physico-chimiques de 2014 avec les situations antérieures (2008 et 2010) semble dénoter une aggravation du phénomène. Pour le forage F9, les valeurs maximales de la perturbation de conductivité ont atteint + 4,7 mS/cm en 2014 et +3,5 mS/cm en 2010 (par rapport aux situations avant inversac). Par ailleurs, les analyses chimiques et isotopiques réalisées au cours du phénomène d'inversac de 2010 ont montré sans ambiguïté que la qualité des eaux de l'ensemble de la presqu'île est affectée, à des degrés divers, par le phénomène. L'impact sur la qualité des eaux de l'hydrosystème se manifeste particulièrement sur le forage F6 et la source de Cauvy et, dans une moindre mesure, sur les forages thermaux (F8, F9, F5 et F14). Les résultats ont permis de mettre en évidence un axe d'écoulement privilégié entre la source de la Vise, le forage F6 et la source de Cauvy lors des inversacs.

Lors du dernier phénomène d'inversac (2014), les eaux de la source karstique de Cauvy sont devenues à nouveau impropres à la consommation, la conductivité électrique des eaux ayant atteint jusqu'à 8 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ contre 1 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ environ avant l'inversac (4 mai 2014). Ceci a conduit à l'abandon définitif de cette ressource pour l'AEP (syndicat Balaruc-Frontignan). Les suivis réalisés à la source de Cauvy ont montré que les eaux étaient toujours nettement influencées par les conséquences de l'inversac plusieurs mois après la fin du phénomène. Les données géochimiques et isotopiques de la campagne spatiale de 2012 ont montré par ailleurs que l'influence du phénomène d'inversac pouvait encore être observée près de 20 mois après l'arrêt du phénomène (phénomène de 2010 pour le cas cité). Cela suggérerait ainsi une rémanence du phénomène d'inversac, dont les effets peuvent être encore perçus plusieurs années après l'arrêt du phénomène **Ce résultat permet de poser de manière plus globale du retour à l'état chimique de référence de l'hydrosystème suite aux perturbations**

induites par les inversacs. En effet, nous pouvons nous interroger sur ce que devient la masse d'eau saumâtre de l'étang de Thau qui s'engouffre dans le réservoir lors des inversacs : est-elle stockée dans le réservoir ou bien est-elle évacuée par la Vise lorsque le système retrouve un fonctionnement normal ? Ces réflexions amènent également à se questionner, en particulier, sur l'origine de la salinité des forages thermaux. Leur salinité est-elle acquise au sein du réservoir profond ou bien lors de la remontée des fluides thermaux au contact du biseau salé/zone de transition avec l'eau de mer ? En effet, le postulat de l'approche géochimique est de considérer que les forages thermaux qui captent la ressource thermique au toit du Jurassique permettent d'accéder à la signature du pôle thermal « pur » d'origine profonde (entre 1 800 m et 2 500 m). Or, dans ce contexte de fonctionnement, l'origine de la salinité des eaux thermales prélevées pourrait également être en partie expliquée par la composante salée que l'on retrouve au sein du réservoir du Jurassique supérieur.

Les prochains travaux du projet DEM'Eaux Thau (équipement de la Vise et réalisation du forage profond de 1 000 m) et les nouvelles données qui seront acquises sur ces ouvrages ainsi que les informations qui seront produites au sein des différents ateliers permettront de discuter et/ou revisiter le schéma conceptuel de structure et de fonctionnement rappelé ci-dessus. L'amélioration de la compréhension des phénomènes et leurs intégrations dans le modèle conceptuel hydrogéologique d'une part, et la prise en compte de la complexité structurale de la zone d'étude dont la compartimentation du réservoir jurassique d'autre part; constituent des préalables à la modélisation mathématique hydrogéologique en 3-D. Cet outil de modélisation permettra de tester et probablement de compléter le modèle conceptuel. Ces nombreuses investigations et le modèle hydrogéologique 3D se traduiront de manière concrète dans le second volet du projet (à partir de 2020) par le développement d'un outil d'aide à la gestion des ressources en eau souterraine sur le territoire, capable de simuler différents scénarii (prélèvements, conditions climatiques particulières, changement climatique).

8. Bibliographie

Bibliographie du Chapitre 2 – Géologie des réservoirs karstiques du bassin de Thau

- Ambert, P., Aguilar, J. P., & J, M. (1998). Évolution géodynamique messino-pliocène en Languedoc central: le paléo-réseau hydrographique de l'Orb et de l'Hérault (Sud de la France). *Geodinamica Acta*, 11(2- 3), 139- 146.
- Aquilina, L., Ladouche, B., Doerfliger, N., Seidel, J. L., Bakalowicz, M., Dupuy, C., & Le Strat, P. (2002). Origin, evolution and residence time of saline thermal fluids (Balaruc springs, southern France): implications for fluid transfer across the continental shelf. *Chemical Geology*, 192(1- 2), 1- 21.
- Arthaud, F., & Laurent, P. (1995). Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodinamica Acta*, 8(3), 142- 157.
- Arthaud, F., & Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25(1- 2).
- Arthaud, F., & Séguret, M. (1981). Les structures pyrénéennes du Languedoc et Golfe du Lion (Sud de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 13(1), 51- 63.
- Arthaud, F., Ogier, M., & Séguret, M. (1981). Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure Nord. *Bulletin BRGM*, 175- 193.
- Bache, F., Olivet, J. L., Gorini, C., Aslanian, D., Labails, C., & Rabineau, M. (2010). Evolution of rifted continental margins: The case of the Gulf of Lions (Western Mediterranean Basin). *Earth and Planetary Science Letters*, 292(3- 4), 345- 356.
- Bache, F., Gargani, J., Suc, J. P., Gorini, C., Rabineau, M., Popescu, S. M., et al. (2015). Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 66, 262- 277.
- Bakalowicz, M. (1996). Les processus de karstification et les différents types de karst associés. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 169, 363- 371.
- Beaudrimont, A. F. (1977). Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bulletin Centre Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine*, 262- 308.
- Bellon, H. (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométriques. *Thèse de Doctorat, Université Paris Sud*, 335p.
- 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, Université de Montpellier*, 235p.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M., & Séranne, M. (1996). Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, 15(6), 1192- 1212.
- Bérard, P. (1995). Le bassin de Thau. Synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques. *Rapport BRGM/R38538*, 94p.
- Bodeur, Y. (1976). Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des facies récifaux des environs de Ganges. *Comptes Rendu de Académie des Sciences de Paris*, 282, 961- 963.
- Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M., & Biju-Duval, B. (1984). Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. *Karstologia*, 4, 64.

- Bruxelles, L., Ambert, P., Guendon, J.-L., & Tronchetti, G. (1999). Les affleurements de Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329, 705- 712.
- Burrus, J. (1984). Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology*, 55(3- 4), 247- 269.
- Camus, H. (2003). Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole. Relation avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. *Thèse Doctorat, Université Bordeaux III*, 692p.
- Chérel, J. P. (1985). Etude géomorphologique de la terminaison méridionale du bassin de Montbazin-Gigean. *Mémoire de Maîtrise, Université Paul Valéry - Montpellier 3*.
- Choukroune, P., & Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(5), 689- 700.
- Clauzon, G. (1982). Le canyon messinien du Rhône; une preuve décisive du « desiccated deep-basin model » (Hsue, Cita and Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7- XXIV(3), 597- 610.
- Clauzon, G. (1987). Le bassin pliocène du Roussillon - Exemple d'évolution d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C.R académie des sciences*, 304(2), 585- 590.
- Clauzon, G. (1990). Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, 17, 125- 155.
- Combes, J.-P. (1965). Remarques sur un type particulier de failles normales dans le massif de la Gardiole. *Extrait du compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 2, 33- 34.
- Combes, J.-P. (1969). Recherches sur la genèse des bauxites dans le nord-est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). *Mémoires du CERGH, Montpellier*, 342p.
- Combes, J.-P. (1990). Typologie, cadre géodynamique des bauxites téthysiennes. *Geodinamica Acta*, 4, 91- 109.
- Combes, J.-P., Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Séranne, M., Lesage, J.-L., & Camus, H. (2007). Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 20(5), 301- 326.
- Coppo, N., Jacob, T., Bitri, A., Darnet, M., Bretaudeau, F., Wawrzyniak, P., et al. (2018). Investigations géophysiques (CSEM, gravimétrie et sismique) sur le secteur de Balaruc-les-Bains (Hérault, France) - Rapport d'acquisition. *Rapport BRGM/RP-68318-FR*, 77p.
- Debrand-Passard, S. (1984). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoires du BRGM*, 125p.
- Delannoy, J.-J. (1997). Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de la Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst. *Thèse d'Etat, Université de Grenoble*, 612p.
- Dörfliger, N., & Le Strat, P. (2001). Etude du pourtour Est de l'étang de Thau (Hérault) - phase II - Définition du modèle géologique et inventaire des phénomènes karstiques. Volume 1. *Rapport BRGM/RP-50786-FR*, 136p.
- Dörfliger, N., La Douche, B., Pinault, J. L., & Chemin, P. (2001). Etude du pourtour Est de l'étang de Thau, phase II. Volume 4. *Rapport BRGM/RP-50789-FR*, 72p.
- Dörfliger, N., Fleury, P., Le Strat, P., & Capar, L. (2008). Caractérisation géologique et

- hydrogéologique des aquifères karstiques sous couvertures. *Rapport BRGM/RP-50980-FR*, 156p.
- Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J.-M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., et al. (2014). The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews*, 131, 116- 148.
- Frechen, J., & Lippolt, H. J. (1965). Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16, 5- 30.
- Freytet, P. (1971). Le Languedoc au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur; évolution des principaux éléments structuraux (rides et sillons) migration des aires de sédimentation, rôle des phases précoces dans la tectogenèse. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7- XIII(5- 6), 464- 474.
- Fuchey, Y., & Le Strat, P. (2001). Modélisation géologique des dépôts plio-quadernaires de la vallée de l'Hérault. *Rapport BRGM/RP-50770-FR*.
- Gastaud, J. (1981). Le volcanisme des Causses et du bas Languedoc, géochronologie et relation avec les paléocontraintes. *Thèse de Doctorat, Université de Nice*, 152p.
- Gastaud, J. (1983). Les systèmes filoniens des causses et du bas languedoc-géochronologie et relation avec les paléo-contraintes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25(5), 737- 746.
- Gillot, P. Y. (1974). Chronométrie par la méthode K/Ar des laves des Causses et du Bas Languedoc, Interprétation. *Thèse de Doctorat, Université Paris Orsay*, 61p.
- Le Goff, E., & Bitri, A. (2011). Avis sur l'étude géologique et géophysique sous l'étang de Thau entre la Pointe Longue et le Relais d'Issanka. *Rapport BRGM/RP-50847-FR*, 19p.
- Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, A. T., Guennoc, P., Lestrat, 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. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6- 7), 695- 712.
- Guennoc, P., Gorini, C., & Mauffret, A. (2000). Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift Oligo-Aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3(1), 67- 98.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156- 1167.
- Hsu, K. J. (1973). The origin of the Mediterranean evaporites. In W. B. F. Ryan & K. J. Hsu (Éd.), *Initial reports of the deep sea drilling project* (Vol. 13, p. 1203- 1231). US Government Printing Office Washington, DC, USA.
- Husson, E. (2013). Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés: implications sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. *Thèse de Doctorat, Université de Montpellier*, 316p.
- Husson, E., Séranne, M., Combes, P.-J., Camus, H., Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.-J., & Melinte-Dobrinescu, M. C. (2012). Marine karstic infillings: evidence of extreme base level changes and geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc, south of France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183(5), 425- 441.
- Király, L. (1975). Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karstic terrains, International Union of geological sciences*, (3), 53- 67.
- Kominz, M. A., Browning, J. V., Miller, K. G., Sugarman, P. J., Mizintseva, S., & Scotese, C. R. (2008). Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and

- Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research*, 20(2), 211- 226.
- Lemoine, M. (1985). Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Tethys ligure. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1, 127- 137.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., et al. (1986). The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3(3), 179- 199.
- Liotard, J. M. (1991). un episode magatique acalin d'age eocene en languedoc-la breche volcanique de la montagne de la moure. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162(6), 1067- 1074.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., et al. (2003). Plio-Quaternary prograding clinofold wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 198(3- 4), 289- 317.
- Maerten, L., & Séranne, M. (1995). Extensional tectonics of the Oligo-Miocene Hérault Basin (S France), Gulf of Lion margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(6), 739- 749.
- Mauffret, A., & Genesseeux, M. (1989). Compression, décrochements et distension sur le pourtour méditerranéen nord-occidental. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 308(10), 961- 967.
- Mauffret, A., & Gorini, C. (1996). Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provencal basin, southeastern France. *Tectonics*, 15(2), 356- 375.
- Miller, K. G. (2005). The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310(5752), 1293- 1298.
- Miller, K. G., Mountain, G. S., Wright, J. D., & Browning, J. V. (2011). A 180-Million-Year Record of Sea Level and Ice Volume Variations from Continental Margin and Deep-Sea Isotopic Records. *Oceanography*, 24(2), 40- 53.
- Mocochain, L., Audra, P., & Bigot, J.-Y. (2011). 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.
- Pascal, G. P., Mauffret, a, & Patriat, P. (1993). The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, 701- 726.
- Quinif, Y. (1999). Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue - Le triptyque de la karstification. *Etudes de Géographie Physique, Supplément XXVIII*, 159- 164.
- 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. *Journal of Structural Geology*, 14(5), 503- 519.
- 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(6), 791- 813.
- Schreiber, D. x, Giannerini, G., & Lardeaux, J.-M. (2011). The Southeast France basin during Late Cretaceous times: The spatiotemporal link between Pyrenean collision and Alpine subduction. *Geodinamica Acta*, 24, 21- 35.
- Séranne, M., Benedicto, 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., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., & Quinif, Y. (2002). Surrection et érosion

polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(2), 97- 112.

Serrano, O., & Hanot, F. (2005). Le bassin Oligo-Miocène de l' Hérault : un exemple de rétrocharriage des structures pyrénéennes . Implications hydrogéologiques. *Rapport BRGM/RP-53733-FR*, 81p.

Tessier, J. L. (1986). Forage de production hydrothermale F5. Pompage d'essai de longue durée en vue de la qualification thermique du captage. Analyse technique des résultats. *Rapport BRGM/86SGN210LRO*, 73p.

Tessier, J. L. (1988). Le gisement hydrothermal de l'extrémité Nord-Est de l'étang de Thau (Hérault). *Rapport BRGM/88SGN816LRO*, 43p.

Tesson, M., Posamentier, H. W., & Gensous, B. (2000). Stratigraphic Organization of Late Pleistocene Deposits of the Western Part of the Golfe du Lion Shelf (Languedoc Shelf), Western Mediterranean Sea, Using High-Resolution Seismic and Core Data1. *AAPG Bulletin*, 84(1), 119- 150.

Vergari, A. (1998). Nouveau regard sur la spéléogenèse: le pseudo-endokarst du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, 31(1), 12- 18.

Bibliographie du Chapitre 3 et 4 – Hydrogéologique de l'hydrosystème de Thau - Hydrodynamique

- 1964 Hantush, M.S., 1964. Hydraulics of wells. In: Chow V.T. (Ed.), *Advances in Hydroscience*, vol. 1. Academic Press New York, N.Y.,
- 1966 Étude documentaire préliminaire réf :66-DS-A063.Au : J Debuissou, B Lemaire, H Paloc. Ti : Les sources littorales et sous-marine du Languedoc Roussillon – Juin 1966.
- 1967 LEMAIRE B., PALOC H. - Captage de la Source sous-marine de la Vise (Balaruc-les-Bains - Hérault) - État des travaux au 1er septembre 1967 (Rapport BRGM DSGR.67.B10)
- 1968 LEMAIRE B., PALOC H., MASSON J., POTIE L. - Étude sur les sources de Cauvy - Commune de Balaruc-les-Bains (Hérault) - Etat des connaissances hydrogéologiques au 1er janvier 1968 - Proposition de programme (Rapport BRGM 68 SGL 003 LRO)
- 1968 COUBES L. - Sources de Cauvy (Balaruc-les-Bains - Hérault) - Dépouillement des archives anciennes de la Compagnie Générale des Eaux de Frontignan (Hérault) (Rapport BRGM 68 SGL 083 LRO –1968)
- 1968 Rapport BRGM 68 SGL 003 LRO Au : Paloc. : Étude sur les sources de Cauvy – commune de Balaruc-les-Bains – État des connaissances hydrogéologiques au 1er janvier 1968
- 1968 Rapport BRGM 68 SGL 003 LRO Au : L Coubes. : Étude sur les sources de Cauvy – commune de Balaruc-les-Bains - Dépouillement des archives anciennes de la compagnie générale des eaux de Frontignan (Hérault) – Juin 1968.
- 1969 PALOC H. - Étude des sources de Cauvy - Commune de Balaruc-les-Bains - Hérault - Observations faites en 1968 (Rapport BRGM 69 SGL 017 LRO)
- 1969 Rapport BRGM 69 SGL 017 LRO. Au : Paloc. Ti : « Étude des sources de Cauvy » – Communes de Balaruc-les-Bains – Observations faites en 1968. Rés : Mise en évidence d'une exploitation trop importante de la source de Cauvy avec, en conséquence, une augmentation de la salinité.
- 1969 Rapport BRGM 69 SGL 207 LRO. Au : Bonnet / Paloc. Ti : « Définition de la structure géologique profonde du bassin de Montbazin-Gigean ». Rés : Le forage profond de

- Murviel a recoupé le crétacé à 100m de profondeur. Le rapport précise (page 7) que la source de la Vise a cessé son écoulement d'octobre 1967 à Mars 1969 avec une interrogation quant à l'origine du phénomène (exploitation des bauxites à Camballies). Le rapport présente l'identification par traçage du lien qui existe entre le causse d'Aumelas et Issanka.
- 1969 Rapport BRGM 69 SGN 238 LRO Au : Lemaire / Mautort / Paloc.Ti : « Sondage de Gigean » – Rapport de fin de sondage. Rés : Coupe géologique et technique (annexe 3) – Toit du jurassique = 110m – Essai de pompage => débit faible (6 m³/h) – Profondeur de l'ouvrage = 200m.
- 1969 Etude BLGH hydrogéologique du nord-est de Villeneuve les Maguelone en vue de son alimentation en eau potable – Hérault
- 1970 Rapport hydrogéologique sur le forage d'exploitation et les essais de débit par pompage de courte durée – Villeneuve les Maguelone – Hérault – 1016-3X-36
- 1970 Rapport géologique sur les possibilités d'alimentation en eau potable de Villeneuve les Maguelone – juillet 1970.
- 1971 Rapport BRGM 71 SGN 317 LRO – Octobre 1971. Au : Paloc. Ti : « Étude de la source de la Vène et de son réservoir calcaire » – Commune de Cournonsec (34) – Causse d'Aumelas – Bassin de Montbazin-Gigean. Rés : Réalisation d'ouvrages sur le site de la Vène (2 forages) – Expérience de coloration – Identification de 2 ensembles hydrogéologiques distincts : d'une part le Causse d'Aumelas avec le bassin de Montbazin-Gigean jusqu'au rebord faillé du flanc nord de la Gardiole et d'autre part les calcaires de la Gardiole. Le rapport explicite la relation entre le niveau de la Vène et la source d'Issanka (p.11). Les surfaces des impluviums du Causse d'Aumelas et de la Gardiole sont précisées (p.8). Les débits des sources locales, en période d'étiage, sont précisés (p.4).
- 1973 Thèse Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Au : Suchon Claude. Ti : « Hydrogéologie du jurassique supérieur du bassin de Villeveyrac ». Rés : Approche géologique et structurale orientée sur l'analyse du gisement de bauxite. Approche piézométrique locale. Pompage d'essai et évaluation des différents volumes à exhaurer pour exploiter les galeries. Débits des sources pérennes et non pérennes du secteur.
- 1974 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.
- 1975 Rapport géologique sur les possibilités de création d'un périmètre de protection. Captage d'eau potable de la source saint jean. Alimentation des communes : Palavas les flots et lattes (Hérault) – R Plegat.
- 1976 Rapport géologue agréé en matière d'eau et d'hygiène publique pour le département de l'Hérault – Enquête géologique réglementaire relative au rejet des eaux usées du domaine du mas de grille – Saint jean de védas dans le contexte du projet d'aménagement par la société midi libre – J De Mautort.
- 1977 Rapport BRGM 77SGN406LRO. Au : Rozes / Marchal / Camus. Ti : « Alimentation en eau des nouvelles installations du journal Midi-Libre à Saint-Jean de Vedas (34) » – Compte rendu de fin de travaux. Rés : Réalisation des ouvrages d'exploitation sur la base des données acquises par les reconnaissances géophysiques et les ouvrages de reconnaissance – Annexe 5 coupe géologique – Profondeur du calcaire = 35m – Pompage d'essai et détermination de la transmissivité des calcaires dans le secteur : T = 658m²/h.
- 1978 Rapport BRGM LRO Au : Avias JV Ti : Les possibilités de création de périmètres au protection du captage du syndicat des eaux Palavas – Lattes à la Source saint Jean (Lattes Hérault)

- 1979 ROZES B., MARCHAL J.P. - Étude préliminaire sur les conditions hydrogéologiques de la source thermominérale de Balaruc-les-Bains (Hérault) (Rapport BRGM 79 LRO 260 PR)
- 1979 Rapport BRGM 79 SGN 665 LRO – Novembre 1979. Au : Poul / Marchal. Ti : « Projet de décharge contrôlée d'ordures ménagères – Site de la Gardiole (34) – Étude hydrogéologique » Carrière de la Madeleine. Rés : Détermination des principales caractéristiques du réservoir des calcaires jurassiques dans le secteur de la Gardiole ainsi que des liaisons hydrauliques avec les aquifères de la plaine côtière.
- 1979 GAYET J.-C., 1979. Essai d'inventaire des phénomènes hydrogéologiques du Causse d'Aumelas et des Monts de la Gardiole. Spéléoclub de Cournonterral, Spéléoclub Alpin Languedocien de Montpellier, Spéléoclub de Frontignan, pp. 47-89.
- 1980 SAUVEL C. – Beterem Montpellier – Commune de Balaruc – Zone d'aménagement de PiochMéja et de Cacaussels – Volet géologique et hydrogéologique du dossier d'impact (Rapport BRGM 80 LRO 338 PR)
- 1980 POUL X. - Station thermale de Balaruc - Examen des possibilités de captage des eaux thermominérales de Balaruc-les-Bains (Hérault) par forage profond (Rapport BRGM 80 LRO 349 PR – 1980)
- 1980 POUL X., Marchal J.P., Moulaire M., 1980. Étude des conditions actuelles de captage des sources thermominérales de Balaruc-les-Bains (Hérault). Rapport Brgm, 80 SGN 177 LRO, 112 p.
- 1981 - Poul X., Camus A., 1981. Exécution d'un nouveau forage d'exploitation « Source du Docteur H. Guibert » ; Forage F2. Rapport Brgm, 81 SGN 875 LRO, 57 p.
- 1981 - Etude de faisabilité 1981: Possibilité d'utilisation de la géothermie pour différentes zones d'aménagement de la ville de Sète – Rapport Brgm, 81 SGN 703 LRO/GTH
- 1983 - Poul X., Alabouvette B., 1983. Forage de reconnaissance géothermique du quartier des métairies à Sète (Hérault). Rapport de fin de sondage. Rapport Brgm, 83 SGN 570 LRO. 55 p.
- 1981 - POUL X. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains (Hérault) - Examen des possibilités de captage des eaux thermominérales de Balaruc-les-Bains à proximité de la serre municipale - Résultats obtenus sur le site du forage F4 (Rapport BRGM 81 LRO 415 PR)
- 1981 - POUL X. - Station thermale de Balaruc - Examen des possibilités de captage en profondeur des eaux thermominérales de Balaruc-les-Bains (Hérault) - Résultats d'une campagne de reconnaissance par forages (F1 et F4) et perspectives nouvelles (Rapport BRGM 81 SGN 161 LRO)
- 1981 MERCIER F – Analyse Isotopiques des eaux thermoninérales de Balaruc – (Rapport BRGM 81 LRO 30 NT)
- 1981 Périmètre de protection – captage d'AEP de Maurin (commune de Lattes) – Février 1981
- 1981 Périmètre de protection concernant le forage effectué à la demande de la compagnie générale des eaux, sur la commune de lattes (Hérault) – LRO – PLEGAT R – Février 1981
- 1983 Rapport Languedoc Hydro Services – Novembre 1983. Au : R. Orengo. TI : « Données géologiques et hydrogéologiques sur les formations tertiaires du bassin de Montbazin-Gigean ». Rés : Approche stratigraphique et tectonique locale.
- 1983 Bourdet, Whittle T.M., Dougals, A.A., Pirard V.M., 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis, World Oil.

- 1984 POUL X. - Station thermale de Balaruc - Examen des possibilités de doubler le débit d'exploitation des eaux thermominérales de Balaruc-les-Bains (Hérault) - Résultats du forage de reconnaissance F5 (Rapport BRGM 84 SGN 092 LRO)
- 1984 POUL X. - Résultats des forages de reconnaissance hydrogéologique effectués sur les sites des futures serre et laverie de Balaruc (Rapport BRGM 84 LRO 523 PR)
- 1984 État des lieux AEP – Étude des ressources et des besoins du syndicat du Méjean
- 1984 Étude géologique e vue de l'implantation de forages sur le site du circuit d'essais de Mireval – Octobre 1984 _ C Joseph
- 1984 Rapport Languedoc Hydro Services – Janvier 1984. Au : R. Orengo. TI : Éléments géologiques et hydrogéologiques concernant le bassin de Villeveyrac (34)..Rés : Structure du bassin de Villeveyrac. Données sur l'exploitation de Cambellies.
- 1984 Thèse Université des Sciences et Techniques du Languedoc (USTL) Montpellier. Au : P. Derosier – Juin 1984. Ti : « Approche du fonctionnement hydraulique et physico-chimique des aquifères karstiques littoraux. Exemple du karst de la Gardiole ». Rés : Contexte géologique et hydrogéologique local – Description du site de la Robine de Vic (p27 et chapitre 3) et de la Madeleine (p29). Carte des exutoires du secteur de la Robine (p28) et du secteur de la Madeleine (p30). Argumentaire sur le phénomène d'inversac (p95). Schéma de circulation eau douce eau salée à la Robine (p110).
- 1984 Rapport Languedoc Hydro Services – Septembre 1984. Au : R. Orengo. TI : « Rapport géologique de fin de travaux – Forage de reconnaissance du mas de Tourtorel à Laverune (34) ». Rés : Ouvrage de 305 m de profondeur, données des essais préliminaires.
- 1984 Rapport Languedoc Hydro Services – Octobre 1984.Au : R. Orengo.TI : « Essai par pompage – Forage de reconnaissance de Laverune (34) ». Rés : Potentiel d'exploitation faible.
- 1984 Rapport BRGM – 84 LRO 02 NT – Au : JP Marchal Ti : note concernant les observations effectuées du 03 octobre 1983 au 3 Janvier 1984 sur la nappe exploitée par les ouvrages de l'établissement midi-libre à Saint Jean de védas – Hérault.
- 1984 Rapport définitif d'expertise hydrogéologue – Au : C Joseph – Assainissement – épandage d'eaux résiduaires d'une zone d'activités économiques commune de Villeneuve les Maguelone – lieu dit : Larsat – pour ZAE du Larsat sous contrôle SADH
- 1985 TEISSIER J.L. – Établissement thermal municipal de Balaruc – Contrôle de la production du forage hydrothermal « Source du Dr. Guibert » – Analyse des données recueillies du mois de février 1982 à juillet 1985 (Rapport BRGM 85 LRO 608 PR)
- 1985 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc - Forage de production hydrothermale F5 - Pompage d'essai de longue durée - Hiver 1985 - Analyse synthétique des résultats (Rapport BRGM 85 SGN 149 LRO)
- 1985 Rapport Laboratoire d'Hydrogéologie USTL Montpellier. Au : Non renseigné. TI : « Reconnaissance préliminaire des possibilités hydrogéothermiques de l'aquifère jurassique dans la région de Plaissan ». Rés : Synthèse des données disponibles sur le secteur de Plaissan.
- 1985 Rapport L Languedoc Hydro Services – Octobre 1985. Au : R. Orengo. Ti : « Essai par pompage – Forage de reconnaissance de Saint-Jean-De-Vedas ». Rés : Essai sur l'ouvrage de 105 m de profondeur – Débit exploitable estimé à 200-300 m³/h.
- 1985 Rapport d'Hydrogéologue agréé – Juin 1985. Au : C. Joseph. Ti : « Modification de périmètre de protection rapproché d'un captage AEP – Commune de Lattes – Lieu-dit Maurin ». Rés : Forte transmissivité (10-1 m²/s) – Absence de phénomène de

- drainance – Distinction entre deux secteurs, celui des ouvrages « Maurin/Midi-Libre » et celui des ouvrages « Karland/Rémy ».
- 1985 Rapport d'Hydrogéologue agréé – Octobre 1985 Au : C. Joseph Ti Alimentation en eau potable d'une collectivité publique : établissement des périmètres de protection de captages AEP – commune de Mireval – lieu dit « captage de Karland ».
- 1985 Étude – Projet de stockage d'Ordures ménagères du district de Montpellier dans le secteur de la Madeleine – caractéristique géologiques et hydrogéologiques du site de la Madeleine – 85 LRO 17 NT.
- 1986 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc - Réalisation d'un forage de production hydrothermale F6 et essais de production - Rapport de fin de travaux et analyse des résultats (Rapport BRGM 86 LRO 667 PR)
- 1986 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc - Gisement thermal - Recherche de failles génératrices d'écoulements privilégiés d'eau thermale par prospection des teneurs anormales de radon dans le sol (Rapport BRGM 86 LRO 678 PR)
- 1986 MARCHAL JP – Ressource en eaux souterraines des systèmes aquifères calcaires et jurassiques de l'étang de Thau (Hérault) – Rapport BRGM 86 SGN 684 LRO
- 1986 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc - Forage de production hydrothermale F5 - Pompage d'essai de longue durée en vue de la qualification thermique du captage - Analyse synthétique des résultats (Rapport BRGM 86 SGN 210 LRO – 1986)
- 1986 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc - Forage de production hydrothermale F5 - Pompage d'essai de longue durée en vue de la qualification thermique du captage (mai-juin 1986) - Analyse synthétique des résultats (Rapport BRGM 86 SGN 677 LRO)
- 1986 Rapport d'Hydrogéologue agréé – Mai 1986. Au : C. Joseph. Ti : « Définition de périmètres de protection de captage d'adduction en eau potable – Commune de Poussan – Source d'Issanka ». Rés : Explication des circulations Vène/karst au niveau de la source en fonction de la position relative de la charge du karst (Cf. schémas).
- 1986 Rapport BRGM 86 LRO 39 – Septembre 1986.Au : C. Sauvel. Ti : « Commune de Murviel-Les-Montpellier – Enquête géologique réglementaire relative au projet d'extension de la station d'épuration ». Rés : Avis favorable.
- 1986 Rapport BRGM 86 SGN 684 LRO – Décembre 1986.Au : JP. Marchal / A. Camus. TI : « Ressources en eau souterraine des systèmes aquifères calcaires jurassiques de l'étang de Thau ». Rés : Description géologique du secteur avec précision sur les limites des calcaires (P4-5) – Carte de la géométrie du réservoir (annexe 2) – Carte piézométrique de référence année 1986 (annexe 5).
- 1986 Rapport Hydrogéologue agréé – Protection d'un captage AEP – Avis sur l'implantation d'une ZAC – Commune Saint de Jean de védas – lieu dit Mas de la Grille – Hérault – Novembre 1986.
- 1987 TEISSIER J.L. – Établissement thermal de Balaruc – Contrôle de la production du forage hydrothermal « Source Dr. H. Guibert » – Analyse des données recueillies du mois de septembre 1985 à mars 1987 (Rapport BRGM 87 SGN 267 LRO)
- 1987 Teissier J.L., 1987a. Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains (Hérault). Demande d'autorisation d'exploitation du champ captant de Balaruc-les-Bains. Rapport Brgm, 87 LRO 04 NT. 9p. + annexes.
- 1987 Teissier J.L., 1987b. Messieurs RIBES, Domaine de la Castillonne, Montagnac (Hérault). Forage géothermique de la Castillonne, GCAST1. Rapport de fin de travaux. Rapport Brgm, 8? SGN 062 LRO. 65 p.

- 1987 Rapport Languedoc Hydro Services – Juin 1987. Au : R. Orengo. Ti : « Essai par pompage – Captage du Mas Neuf (Lattes) 30/03/1987 au 21/05/1987 ». Rés : Débit d'essai de l'ordre de 300 m³/h. Mise en évidence d'un phénomène de drainance (p10).
- 1987 Rapport BRGM 87 SGN 062 LRO. Au : Teissier. Ti : « Forage géothermique de la Castillonne GCAST1 » Rapport de fin de travaux. Rés : Coupe technique et géologique du forage (annexe 4) – Toit du jurassique = 1147m – Essai de pompage => T=4x10⁻²m²/s – Profondeur de l'ouvrage = 1487m. – Débit artésien en 1987 = 85 m³/h.
- 1987 Rapport CERGA – Août 1987. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de Villeneuve-Les-Maguelonne et Mireval – Phase N°1 – Étude hydrogéologique et géophysique ». Rés : Implantation d'ouvrages par géophysique électrique.
- 1987 Rapport CERGA – Octobre 1987. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de Villeneuve-Les-Maguelonne et Mireval – Phase 2 – Étude hydrogéologique complémentaire – Hydrochimie et réalisation des forages de reconnaissance ». Rés : Réalisation des forages V1 et V2 à Villeneuve et du forage M1 à Mireval.
- 1987 Rapport d'Hydrogéologue agréé – Décembre 1987. Au : C. Joseph. Ti : « Alimentation en eau potable d'une collectivité publique – Commune de Balaruc-Les-Bains – Source de Cauvy ». Rés : Avis sur l'urbanisation d'un secteur proche de la source.
- 1987 Rapport Hydrogéologique – Mai 1987. Au : JM François – Implantation d'un forage de reconnaissance en vue de l'alimentation en eau du circuit de Karland – Commune de Mireval
- 1987 Rapport BERGA SUD – 34/159 B 018-87 – Juillet 1987. Au : JM François – Compte rendu des travaux de recherche d'eau dans le secteur de Karland – implantation d'un forage de reconnaissance situé dans les limites de la propriété de la société Good Year France et à l'extérieur du périmètre de protection rapproché du captage de Mireval.
- 1988 AURIOL J, MARCHAL JP, CARLIER PH – Modélisation de l'aquifère karstique de l'étang de Thau (Hérault) – (Rapport BRGM 88 SGN 459 LRO).
- 1988 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc - État actuel des connaissances sur le gisement thermal - Caractéristiques et contraintes de son exploitation (Rapport BRGM 88 SGN 612 LRO)
- 1988 TEISSIER J.L. - Le gisement hydrothermal de l'extrémité Nord-Est de l'étang de Thau (Hérault) - Protection, amélioration et gestion de la ressource (Rapport BRGM 88 SGN 816 LRO)
- 1988 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc - Protection qualitative du gisement thermal - Inventaire des ouvrages souterrains sur le territoire communal (Rapport BRGM 88 SGN 891 LRO)
- 1988 TEISSIER J.L. - S.C.I. Hôtel des thermes de Balaruc - Centre thalassothérapie du Puech MéjaRecher d'eau souterraine, saumâtre ou marine - Sondage de reconnaissance - Rapport de fin de travaux (Rapport BRGM 88 LRO 722 PR)
- 1988 TEISSIER J.L. - Établissement thermal de Balaruc-les-Bains - Forages des sources « Dr Guibert » et « du Moure » - Préparation du dossier de demande d'agrément thermal - Pompages d'essai simultanés de longue durée - Rapport de fin de travaux (Rapport BRGM 88
- 1988 Rapport d'Hydrogéologue agréé – Avril 1988. Au : C. Joseph. Ti : Alimentation en eau potable d'une collectivité publique – Commune de Pignan Lieu-dit « Le Touat ». Rés : Approche sanitaire.
- 1988 Rapport BRGM 88 SGN 459 – Mai 1988. Au : Auriol / Carlier / Marchal. Ti : « Modélisation de l'aquifère karstique de l'étang de Thau (Hérault) ». Rés : Modélisation de la nappe des calcaires jurassiques. Définition des premières limites

- estimées de l'extension de l'aquifère des calcaires. Calcul de l'alimentation de la nappe à partir de la pluie efficace (p18).
- 1988 Rapport CERGA – Juillet 1988. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de Villeneuve-Les-Maguelonne et Mireval – Phase N°3 Études des forages de reconnaissance – Conclusions générales et recommandations ». Rés : Acidification du forage V2 (profondeur 100m) de Villeneuve-Les-Maguelonne et essai – Reforation et essai du forage M1 de Mireval.
- 1988 Rapport 88362HP34 - Hydrogéoconsult – Septembre 1988. Au : H. Erre. Ti : « Projet de forage d'exploitation de Saint-Mamert (Commune de Plaissan) – Avis hydrogéologique et sanitaire – Définition des périmètres de protection ». Rés : Forage de reconnaissance de 150m de profondeur, transmissivité de l'ordre de 10-2 m2/s.
- 1988 Rapport CERGA – Octobre 1988. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de Villeneuve-Les-Maguelonne et Mireval – Extension des études hydrogéologiques au secteur ouest du pont de Villeneuve les Maguelonne – Partie 2 Réalisation des ouvrages de reconnaissance et leur transformation en forages d'exploitation et essais de débit ». Rés : Coupes technique et géologique et essais de débit des ouvrages V3 (profondeur = 67,5m) et V4. (profondeur = 95m).
- 1988 Rapport BRGM 88 SGN 891 LRO – Décembre 1988. Au : JL. Teissier. Ti : « Établissement thermal de Balaruc-Les-Bains – Inventaire des ouvrages – Définition des zones de vulnérabilité aux pollutions de la nappe thermique ». Rés : Caractérisation du contexte hydrogéologique du secteur et des circulations des eaux souterraines.
- 1989 Rapport de la Direction des Services Techniques du CG34 – Avril 1989. Au : José Gravellec. Ti : « Essai de pompage sur le forage d'exploitation de Saint-Mamert du 10 au 17 avril 1989 – Commune de Plaissan ». Rés : Mise en évidence d'une très bonne capacité d'exploitation (supérieure à 100 m3/h).
- 1989 Rapport d'Hydrogéologue agréée – Avril 1989. Au : FabiaTouet. Ti : « Alimentation en eau potable d'une communauté publique – Commune de Villeneuve-Les-Maguelonne ». Rés : Présentation de deux ouvrages de remplacement d'un ancien forage « Remy ». Coupes géologiques – Débit de production = 100 m3/h par ouvrage. Éléments d'appréciation de la relation entre l'aquifère capté et la Mosson.
- 1989 Rapport BLGH - hydrogeologique du secteur nord-ouest de Mireval en vue de l'implantation d'un forage de reconnaissance au « trou du canet » Mireval – Hérault
- 1989 Rapport annuel d'exploitation Captage de Saint-Jean-de-Védas syndicat du bas Languedoc – forage du mas neuf piézométries décembre 1989 – R Orenge.
- 1989 Note sur les problèmes d'exploitation de la fin du mois de juin 1989 – Captage communal de Gigean – F Touet hydrologue.
- 1989 Étude – captage communal de Gigean - Tests en vue de la remise en exploitation du forage P1 – Octobre 89 – F TOUET.
- 1989 Bourdet D., Ayoud J.A. and Pirard Y.M., 1989. Use of pressure derivative in well-test interpretation. SPE, 293-302.
- 1990 MARCHAL JP – Modélisation de l'aquifère karstique de l'étang de Thau : actualisation des données hydrogéologiques – Recalage du modèle – (Rapport BRGM R 30712 LRO 4S90).
- 1990 Rapport BRGM 90 R 30712 LRO 4S 90 – Mars 1990. Au : JP. Marchal / Ph. Carlier / V. Oudin. Ti : « Modélisation de l'aquifère karstique de l'étang de Thau – Actualisation des données hydrogéologiques – Recalage du modèle – Simulations complémentaires ». Rés : Simulation de scénarios d'exploitation.

- 1990 Rapport CERGA – Novembre 1990. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable des villes de Balaruc et Frontignan – Étude hydrochimique préliminaire - Sélection et définition des aires de prospection ». Rés : Éléments hydrochimiques sur la bordure sud-ouest de la Gardiole. Caractérisation de secteurs sous influence d'eau d'origine marine (p7).
- 1990 Rapport BRGM – Février 1990 - SIVOM du Méjean Lattes – Palavas : Alimentation en eau potable – Inventaire des puits et forages d'une profondeur supérieure à 15 mètres – n° INSEE 129
- 1990 Demande d'Autorisation d'exploitation du forage du Mas neuf pour l'alimentation du SIVOM du Méjean – Octobre 1990 – Conseil supérieur d'hygiène publique de France section des eaux – dossier n° 90043
- 1990 Rapport expertise hydrologue agréée en matière d'hygiène publique – protection d'une zone de captage AEP – Implantation d'Une ZAC – commune de saint de jean de védas – ZAC Marcel Dassault 2.
- 1990 Rapport Hydrologique réalisé à la demande de la Mairie de Gigean – Implantation et suivi de la réalisation du forage P4 – compte-rendu et interprétation d'un essai de pompage – lieu dit : station de pompage de la Vène – F Touet.
- 1991 Teissier J.L., 1991. Forage de production hydrothermale F8 (jeu de Tambourin). Rapport Brgm, 91 LRO 919 PR.
- 1991 Rapport CERGA – Juillet 1991. Au : Non renseigné. Ti : « Étude hydrogéologique du flanc sud-est de la Gardiole – Première phase – Implantation de forages de reconnaissance sur la base des études géologique et hydrogéochimique ». Rés : Implantation d'ouvrages.
- 1991 Rapport CERGA – Juin 1991. Au : non renseigné. Ti : « Étude hydrogéologique du système aquifère de la source d'Issanka en vue du renforcement de la production ». Rés : Campagne de reconnaissance par forages de reconnaissance et essais de pompage.
- 1991 Rapport CERGA – Septembre 1991. Au : non renseigné. Ti : « Recherche de nouvelles ressources en eau potable dans le secteur de Balaruc-Le-Vieux – Rapport de phase 1 ». Rés : Étude géologique et morpho-structurale et implantation d'ouvrages.
- 1991 Rapport CERGA – Novembre 1991. Au : Non renseigné. Ti : « Recherche de nouvelles ressources en eau potable pour la commune de Pignan (Hérault) – Implantation d'un forage de reconnaissance ». Rés : Implantation d'ouvrage.
- 1991 Rapport CERGA – Décembre 1991. Au : non renseigné. Ti : « Étude géologique et hydrogéologique de la bordure sud-ouest de la Gardiole en vue de l'alimentation en eau potable des villes de Frontignan, Balaruc et Balaruc-le Vieux ». Rés : Ouvrages de reconnaissance (F1 et F2) et tests de pompage préliminaires.
- 1992 P. COMBES, E. LEDOUX – Établissement thermal de Balaruc – Étude hydrogéologique du gisement thermal (rapport École Nationale Supérieure des Mines de Paris n° LHM/RD/92/38)
- 1992 AUROUX F - TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc – Télé-suivi et enregistrement en continu – Dépouillement et analyses des mesures de septembre, octobre et novembre 1991 (Rapport BRGM R. 34463 LRO 4S 92)
- 1992 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc – Télé-suivi et enregistrement en continu – Dépouillement et analyses des mesures de décembre 1991, janvier et février 1992 (Rapport BRGM R. 34846 LRO 4S 92)
- 1992 CHAMOYOU J – Les thermes du lez, Port Marianne, source Antigone – (Rapport BRGM R35312 LRO 4S92 - juin)

- 1992 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc – Télé-suivi et enregistrement en continu – Dépouillement et analyses des mesures de mars, avril et mai (Rapport BRGM R. 35570 LRO 4S 92)
- 1992 TEISSIER J.L. - Station thermale de Balaruc – Télé-suivi et enregistrement en continu – Dépouillement et analyses des mesures de juin, juillet, août 1992 – Analyse synthétique des enregistrements effectués du 1er septembre 1991 au 31 août 1992 (Rapport BRGM R. 36310 LRO 4S 92)
- 1992 Rapport ARMINES LHM/RD/92/1 – 1992. Au : P. Combes. Ti : « Réflexions sur le système hydrothermal de Balaruc-Les-Bains ». Rés : Éléments de réflexion sur la base des données disponibles en 1992.
- 1992 Rapport Autoroutes du Sud de la France – Avril 1992. Au : non renseigné. Ti : « Extension de l'aire de service de Fabrègues-Nord – Étude d'environnement ». Rés : Éléments d'une étude d'impact.
- 1992 Rapport EAU & GEOENVIRONNEMENT – Mai 1992. Au : Non renseigné. Ti : « Rapport de fin de travaux captage N° 2 Saint-Jean-De-Vedas ». Rés : Caractéristiques de l'ouvrage et pompage d'essai.
- 1992 Rapport CERGA – Novembre 1992. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de la commune de Saint-Georges d'Orques (Hérault) – Études préliminaires géologiques et hydrogéologiques destinées à l'implantation de forages de reconnaissance ». Rés : Approche globale pour implanter un ouvrage.
- 1992 Rapport CERGA – Décembre 1992. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de la commune de Saint-Georges d'Orques (Hérault) – Suivi géologique et hydrogéologique du forage de reconnaissance de Mijoulan ». Rés : Ouvrage de 310m de profondeur.
- 1992 Deruyck B., Ehlig-Economides C. and Joseph J., 1992. Testing design and analysis. Oilfield and analysis. 28-45.
- 1993 Spane F.A., Wurstner S.K., 1993. DERIV: a computer program for calculating pressures derivatives for use in hydraulic test analysis.
- 1993 TEISSIER J.L. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains - Gisement hydrothermominéral de Balaruc-les-Bains - Télésuivi d'enregistrement en continu - Analyse des mesures effectuées de mars à octobre 1993 (Rapport BRGM N 1662 MON 1994)
- 1993 Station thermale de Balaruc – Télésuivi et enregistrement en continu – Dépouillement et analyse des mesures effectuées de septembre 1992 à février 1993 (Rapport BRGM N 0530 4S/MON 93)
- 1993 Rapport BERGA SUD N° 34/016 B 92122 Octobre 1992. Au : D. Michel / JM. François. Ti : « Commune d'Aumelas – Hameau « Le Mas Blanc » – Travaux de réalisation du forage F1 – Essai par pompage de 45h47 ». Rés : Implantation, coupe de forage, débit d'exploitation = 10 m³/h.
- 1993 Rapport BERGA SUD N° 34/016 D 93036 – Mai 1993. Au : JM. François / D. Michel. Ti : « Traçage hydrologique en vue de déterminer l'origine de la pollution bactériologique du captage du Mas Blanc ». Rés : Traçage et identification de la connexion hydraulique entre deux sites.
- 1993 Rapport CERGA – Juillet 1993. Au : Non renseigné. Ti : « Étude hydrogéologique en vue de la reconnaissance par forage des calcaires jurassiques de la région de Villeveyrac (Hérault) » Rés : Approche des potentialités de l'aquifère des calcaires jurassiques et orientation des recherches par forage.

- 1993 Rapport CERGA – Octobre 1993. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable Mireval – Recherche de ressources complémentaires en eau potable ». Rés : Implantation d'ouvrages de reconnaissance.
- 1993 Rapport BERGA SUD N° 34/016 E 93086 – Novembre 1993. Au : D. Michel / JM. François. Ti : « Commune d'Aumelas – Mas Cougnioul – Forages F1 et F2 – Compte rendu de la réalisation des ouvrages ». Rés : Implantations et coupes de forages.
- 1993 Rapport CERGA – Novembre 1993. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable des villes de Balaruc et Frontignan – Transformation du forage F2 en forage d'exploitation et tests hydrodynamiques et hydrochimiques par pompage de longue durée ». Rés : Réalisation d'un ouvrage d'exploitation (F2) et d'un piézomètre proche (F3) Pompage d'essai => T comprise entre 4 et 8 x10⁻²m²/s. Débit exploitable voisin de 100 m³/h.
- 1993 Rapport CERGA – Novembre 1993. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de Mireval – Prospection électrique ». Rés : Identification d'une zone faillée pour implanter un ouvrage.
- 1993 Rapport CERGA – Novembre 1993. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de Mireval – Réalisation du forage de reconnaissance M2 ». Rés : Coupe géologique, coupe technique, ouvrage de 200m de profondeur, forage négatif (débit très faible).
- 1994 TEISSIER J.L. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains - Gisement hydrothermominéral - Télésuivi d'enregistrement en continu - Analyse des mesures effectuées de novembre 1993 à juin 1994 (Rapport ANTEA A00795)
- 1994 BRANEYRE M. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains - Gisement hydrothermal - Télésuivi d'enregistrement en continu - Analyse des mesures effectuées de septembre 1994 à février 1995 (Rapport ANTEA A03576)
- 1994 Rapport d'hydrogéologue agréé – Réf 34-94-003 – Mars 1994. Au : JL. Reille. Ti : « Syndicat intercommunal du Bas-Languedoc » Commune de Saint-Jean-De-Vedas – Captage de La Lauzette ». Rés : Avis favorable pour poursuivre l'exploitation.
- 1994 Rapport GEO-PROSPECT – Mai 1994. Au : Non renseigné. Ti : « Étude géologique du secteur de Combe Escure au nord de Mireval (Hérault) ». Rés : Approche structurale locale pour apprécier des secteurs favorables de karstification.
- 1994 Rapport GEO-PROSPECT – Juillet 1994. Au : Non renseigné. Ti : « Alimentation en eau potable de la commune de Mireval (34) – Suivi d'un forage de reconnaissance au nord du forage Karland (6-11 juillet 1994) ». Rés : Position de l'ouvrage et coupe géologique et technique.
- 1994 Rapport GEO-PROSPECT – Septembre 1994. Au : Non renseigné. Ti : « AEP de la commune de Gigean – Essai par pompage sur le forage de reconnaissance "Mas de la Peyre" du 31 août au 05 sept. 1994 ». Rés : Débit d'essai variable de 42 à 33 m³/h. Les simulations de l'essai laissent présager l'alimentation de l'ouvrage par une venue d'eau en provenance du massif de la Gardiole (p 4).
- 1994 Rapport GEO-PROSPECT – Septembre 1994. Au : Non renseigné. Ti : « AEP de la commune de Mireval – Essai par pompage sur le forage de reconnaissance » « MIREVAL 0794 » dit « De Combe Escure » 03-09 août 1994. Rés : Débit d'exploitation de l'ordre de 30 m³/h, Incidence du biseau salé signalé.
- 1994 Rapport GEO-PROSPECT – Septembre 1994. Au : Non renseigné. Ti : « AEP du syndicat intercommunal de Balaruc-Frontignan – Recherches hydrogéologiques complémentaires dans le secteur de Balaruc-Le-Vieux » Rapport partiel – Etat d'avancement des travaux en septembre 1994. Rés : Réalisation de deux forages de

- reconnaissance B1 (150m) et B2 (190m) Coupe géologique – Pas d'exploitation envisageable.
- 1994 Rapport GEO-PROSPECT – Décembre 1994. Au : Non renseigné. Ti : « AEP du syndicat intercommunal de Balaruc-Frontignan – Reconnaissance par forage dans le secteur A – Compte rendu de la réalisation du forage A2 ». Rés : Forage A2 de 118m de profondeur, résultat négatif.
- 1994 VILLANOVE JM - Stage de juillet – Suivi piézométrique et physico – chimique sur 7 communes autour de BALARUC
- 1995 Etablissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains – Réalisation du forage de reconnaissance F5bis (F9) (Rapport ANTEA A2608)
- 1995 BRANEYRE M. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains - Gisement hydrothermal - Analyse des mesures effectuées de mars à juin 1995 (Rapport ANTEA A04129)
- 1995 Rapport BERGA SUD - BALARUC - FRANCOIS JM, MICHEL D - RAPPORT HYDROGÉOLOGIQUE Recherche d'eau Implantation de forage – (Rapport N° 34/023 D 95063)
- 1995 Rapport GEO-PROSPECT – Avril 1995. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi géologique et hydrogéologique d'un forage de reconnaissance sur le site V1 ». Rés : Ouvrage de 110m de profondeur – Débit insuffisant.
- 1995 Rapport BRGM R38538 – Juillet 1995. Au : Pierre Bérard. Ti : « Le bassin de Thau (Hérault) – Synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques ». Rés : Etat des connaissances et du fonctionnement du système Thau. Carte des références relatives aux forages profonds (Fig 4). Essai de bilan (p 24), valeur de la pluie efficace estimée à 2900 m³/h.
- 1995 Rapport GEO-PROSPECT – Décembre 1995. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi de la foration pour le renforcement des ressources en eau du syndicat Frontignan-Balaruc ». Rés : Forage de 132 m de profondeur – Débit testé = 70 m³/h.
- 1995 Rapport GEO-PROSPECT R34029508– Février 1995 – Syndicat du bas Languedoc – Inventaire des points d'eau au sein du périmètre de protection rapprochée des captages de Saint-Jean-de-Védas.
- 1996 GERVAISE Ch. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains - Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains - Juillet à Décembre 1995 (Rapport ANTEA A06512)
- 1996 GERVAISE Ch. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains - Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains - Janvier à Juillet 1996 (Rapport ANTEA A06928)
- 1996 DURAND V - Établissement thermaux de Balaruc-les-Bains -Réalisation du forage de reconnaissance F10 - Compte rendu de travaux – Avril 2000 (Rapport ANTEA A19996)
- 1996 AUROUX F, DURAND V – Projet de stockage de gravats et de macheders-carriere de ramassis – Étude de faisabilité hydrogéologique – Mars 1996 – (Rapport ANTEA A 05472A)
- 1996 Rapport GEO-PROSPECT – Mars 1996. Au : Non renseigné. Ti : « Étude de l'unité de production Sète/Issanka – Suivi de la période 1992-1994 – Zone sourcière d'Issanka (Hérault) ». Rés : Coupes géologique et technique des différents ouvrages – Calcul de pluie efficace - Suivis piézométrique et qualité.
- 1996 Rapport GEO-PROSPECT – Avril 1996. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi hydrogéologique de l'unité de production de Sète/Issanka – Année 1995 ». Rés : Suivis piézométrique et physico-chimique pour l'année 1995.

- 1996 Rapport d'hydrogéologue agréé – Réf HA-34-89-007 – Mai 1996. Au : F. Touet. Ti : « Périmètres de protection des captages du Fles » – Commune de Villeneuve-Les-Maguelone – Pont de Villeneuve". Rés : Éléments sur la relation Mosson/nappe. Coupe des forages F1 et F2.
- 1996 Rapport BRGM R39253. Au : VIGOUROUX Ph - Dosage du Tritium dans les eaux minérales – Rapport d'avancement n°2 – décembre 1996
- 1997 VIOLET J. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains – Nettoyage et contrôle du forage F9 (Rapport ANTEA A08620)
- 1997 Rapport GEO-PROSPECT – Mars 1997. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi hydrogéologique de l'unité de production de Sète/Issanka – Année 1996 ». Rés : Calcul de pluie efficace (96mm en 1996 station Le Pouget) – Suivis piézométrique et physico-chimique.
- 1997 Rapport BRGM R39395 – Février 1997. Au : Berard P Ti : Mise en place d'un réseau de suivi piézométrique dans le karst jurassique du bassin de Thau – Inventaire des points d'eau, présélection d'ouvrages, estimation des prélèvements
- 1997 Rapport BRGM R 39530. Au : Aquilina L, Deluchat V, Brach – Ti : Étude géologique des eaux souterraines autour du bassin de Thau – juin 1997.
- 1997 Rapport BRGM R 39472. Au : Marchal JP. Ti : Banque de données, qualité des eaux souterraines, du bassin Rhône – méditerranée – Corse.
- 1997 Rapport BERGA SUD N° 34/016 F 97103 – Novembre 1997. Au : D. Michel / JM. François. Ti : « Commune d'Aumelas – Mas de Figuière – Compte rendu de la réalisation du forage F1 ». Rés : Implantation et coupe de forage.
- 1997 Rapport BRGM R39286. Au : Vigouroux PH. Ti : Synthèse des connaissances sur les gisements d'Aix les bains (Savoie) et Balaruc (Hérault).
- 1998 BOURROUSSE A., BRANEYRE M. - Établissement thermal de Balaruc-les-Bains - Argumentaire hydrogéologique (Rapport ANTEA A08873)
- 1998 BRANEYRE M. - Gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains - Demande d'autorisation d'exploiter à l'émergence - Source Saint-Clair (forage F8) (Rapport ANTEA A09023)
- 1998 BRANEYRE M. - Gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains - Demande d'autorisation d'exploiter à l'émergence - Source Ase (forage F9) (Rapport ANTEA A09024)
- 1998 GERVAISE Ch. - Balaruc-les-Bains - Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains – Septembre 1996 à Juillet 1997 (Rapport ANTEA A13437)
- 1998 DURAND V. - Établissement thermal municipal de Balaruc-les-Bains (34) - Règlement de la consultation - Cahier des charges - Obturation de 7 ouvrages de captages inutilisés (Rapport ANTEA A14777)
- 1998 Rapport EAU & GEOENVIRONNEMENT – R34019805 – Janvier 1998. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi hydrologique de l'aquifère jurassique – De la lauze à Saint-Jean-De-Vedas » Hérault année 1997. Rés : Synthèse piézométrique annuelle forage « Lauzette » Saint-Jean-De-Vedas.
- 1998 Rapport ANTEA A 08873 – Août 1998. Au : A. Bourrousse / M. Braneyre. Ti : « Établissement thermal de Balaruc-Les-Bains – Argumentaire hydrogéologique ». Rés : Synthèse des données
- 1998 Note technique BRGM – Décembre 1998. Au : Non renseigné. Ti : « Fonctionnement hydrogéologique du champ captant d'Issanka alimentant en eau potable la ville de Sète – Origine de la contamination de la ressource les 7 et 8 sept. 1998 – Propositions

- d'amélioration des conditions d'exploitation ». Rés : Analyse d'un dysfonctionnement du transit de la Vène au niveau du champ captant – Proposition de solutions selon le niveau piézométrique local.
- 1998 Avis hydrogéologique sur la faisabilité du projet d'agrandissement du cimetière communal- Villeneuve les Maguelone – réf 34-98-04 – J Chamayou
- 1998 Rapport BRGM R40126. Au : Bakalowicz. Ti : Pour une gestion active des ressources en eau d'origine Karstique – Séminaire National 27,28, 29 novembre 1996, Montpellier.
- 1999 CROCHET Ph., BRANEYRE M., DURAND V. - Établissements thermaux de Balaruc-les-Bains - Réalisation et interprétation de pompages d'essai croisés sur les forages F5, F8 et F9 (Rapport ANTEA A16017)
- 1999 BRANEYRE M., DURAND V., VIOLET J. - Thermes de Balaruc-les-Bains - Obturation des ouvrages abandonnés F1, F2, F7, S12, S17, S22 - Rapport d'exécution de travaux (Rapport ANTEA A16105)
- 1999 BOURROUSSE A. - Établissements thermaux de Balaruc-les-Bains - Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains – Février 1997 à septembre 1999 (Rapport ANTEA A18203)
- 1999 JL. SEIDEL, J. DAZY, C. DUPUY – Répartition des éléments en trace (B, Ba, Cs, Li, Mn, Mo, Rb, Sr, U et terres rares) dans les eaux thermales de Balaruc : implications pour l'origine des eaux (rapport CNRS – 1999)
- 1999 Rapport EAU & GEOENVIRONNEMENT – R34029905 – Février 1999. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi hydrologique de l'aquifère jurassique – De la lauze à Saint-Jean-De-Vedas » Hérault année 1998. Rés : Synthèse piézométrique annuelle forage « Lauzette » Saint-Jean-De-Vedas.
- 1999 Rapport BRGM R40511 – Février 1999. Au : Marchal JP.Ti : « Fonctionnement hydrogéologique du champ captant d'Issanka alimentant en eau potable la ville de Sète » – Origine de la contamination de la ressource les 7 et 8 sept. 1998 – Propositions d'amélioration des conditions d'exploitation.
- 1999 Rapport de synthèse – Juillet 1999. Au : Document CG34/DIREN/BRGM/Agence RM&C/DDAF34. Ti : « Étude du poutour Est de l'étang de Thau – Rapport de synthèse et rapport "annexes – Phase 1 ». Rés : Inventaire des ouvrages et données de production (jusqu'en 1996). – Débits des sources (p40). Approche géochimique pour apprécier la composition des eaux thermales exploitées. Approche estimative de la limite entre le Causse d'Aumelas et la Gardiole (p75).
- 1999 Rapport stagiaire – Août 1999. Au : L. Roux / J. Grévellec. Ti : « Essais par pompage dans deux cavités du Causse d'Aumelas – Puits de l'Aven – Aven des Grands-Combes – Commune de Cournonterral ». Rés : Interprétation des essais pour noter les relations entre les cavités et la nappe des calcaires.
- 1999 Rapport SAFEGE 20/1257/PA – Octobre 1999. Au : Non renseigné. Ti : « Expertise géologique et hydrogéologique du Causse d'Aumelas ». Rés : Caractérisation de potentiels aquifères du secteur (P 17) et propositions de reconnaissances complémentaires pour identifier de nouvelles ressources.
- 2000 DURAND V. - Établissements thermaux de Balaruc-les-Bains - forage F8 - Inspection vidéo - suivi des travaux de régénération - Diagraphies de production (Rapport ANTEA A20253)
- 2000 DURAND V - Établissements Thermaux de Balaruc-les-Bains (34) - Réalisation d'un forage de reconnaissance F10 au sud de la presqu'île de Balaruc – Suivi de travaux – Mai 2000 (Rapport ANTEA A 20373)

- 2000 Rapport EAU & GEOENVIRONNEMENT – R34010001 – Janvier 2000. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi hydrologique de l'aquifère jurassique – De la lauze à Saint-Jean-De-Vedas » Hérault année 1999. Rés : Synthèse piézométrique annuelle forage « Lauzette » Saint-Jean-De-Vedas.
- 2000 Rapport ANTEA A 18203/B – Janvier 2000. Au : P. Crochet. Ti : « Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-Les-Bains » – Février 1997 à Septembre 1999. Rés : Suivi hydraulique et physicochimique en continu des forages F8 et F9.
- 2000 Rapport ANTEA A 19143 – Janv 2000. Au :NR. Ti : Carrière de la Madeleine – État des connaissances Hydrogéologiques et appréciation de la piézométrie.
- 2000 Rapport Agence RM&C Juin 2000. Au : Réalisation BURGEAP/ANTEA. Ti : « Étude préliminaire des aquifères patrimoniaux karstiques du bassin Rhône-Méditerranée-Corse Région Languedoc-Roussillon / Ensemble du bassin de Thau ». Rés : Description géologique synthétique du système karstique du bassin de Thau. Liste des sources, des traçages et des pertes. Fiches synthétiques des différents systèmes karstiques.
- 2000 Rapport CG34 DARE/DEMA – Juillet 2000. Au : O. Delmas / J. Grévellec. Ti : « Étude hydrogéologique de la partie ouest du causse d'Aumelas ». Rés : Compilation synthétique générale des données géologiques et hydrogéologiques du secteur.
- 2000 Rapport d'hydrogéologue agréé – Septembre 2000. Au : C. Joseph. Ti : « Alimentation en eau potable – rapport préalable – Forage de l'Olivet ». Rés : Avis sur la transformation du forage de reconnaissance "forage du Touat" (profondeur 138m) en ouvrage d'exploitation.
- 2000 Rapport BRGM RP-50421-FR – Octobre 2000. Au : P. Ladouche / P. Le-Strat / P. Lachassagne / P. Bérard. Ti : Relations entre la structure hydrogéologique de l'étang de Thau (Hérault) et les pollutions bactériologiques observées autour des tables conchylicoles de la partie sud-ouest de l'étang. Rés : Étude des vecteurs potentiels de contamination de l'étang. Contexte géologique local très détaillé. Données disponibles principalement pour les formations sus-jacentes des calcaires jurassiques.
- 2001 LADOUCHE B. , M. BAKALOWICZ, N. COURTOIS, JL. PINAULT, P. CHEMIN, S. ANUS, J. CUBIZOLLES, JL. IZAC, Ch. VENET - Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II – Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau – Volume 2 (rapport BRGM n° BRGM/RP-50787-FR – 2001)
- 2001 LADOUCHE B. , M. BAKALOWICZ, N. COURTOIS, N. DOERFLIGER JL. PINAULT, P. CHEMIN, S. ANUS, J. CUBIZOLLES, JL. IZAC, Ch. VENET - Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II – Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau – Volume 3 (rapport BRGM n° BRGM/RP-50788-FR – 2001)
- 2001 Rapport EAU & GEOENVIRONNEMENT – R34012001-02 – Janvier 2001. Au : Non renseigné. Ti : "Suivi hydrologique de l'aquifère jurassique – De la lauze à St-Jean-De-Vedas" Hérault année 2000. Rés : Synthèse piézométrique annuelle forage "Lauzette" Saint-Jean-De-Vedas.
- 2001 Rapport SUD AMENAGEMENT AGRONOMIE Réf 91.34.61d – Avril 2001. Au : Non renseigné. Ti : « Recherche et mobilisation d'une ressource pour l'alimentation en eau potable entre Pignan et Cournonterral – Forage du Boulidou – Phases 1 à 5 ». Rés : Caractéristiques géologique et technique de 2 piézomètres et transformation de S2 (Profondeur 110m) en ouvrage d'exploitation – Essai de pompage (180 m³/h) – transmissivité estimée 2 à 3 10⁻³ m²/s.
- 2001 Rapport de stage de maîtrise au sein du CG34 – Juin 2001. Au : T. Cavalera / J. Grévellec. Ti : Synthèse et analyse des informations relatives à l'aquifère karstique jurassique et aux différentes exploitations d'eau potable de la région Nord-Est du

- massif de la Gardiole. Rés : Évolutions prélèvements et piézométrie forages « Lauzette » (1987 à 2000) et « Fles » (1992 à 2000)
- 2001 Rapports BRGM RP-50786-FR (volume 1) – Juin 2001. Au : N. Dorfliger / P. Le Strat. Ti : « Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II » – « Définition du modèle géologique et inventaire des phénomènes karstiques ». Rés : Modèle géologique structural et inventaire des phénomènes karstiques à l'échelle des calcaires du jurassique supérieur affleurant au niveau du Causse d'Aumelas, montagne de Moure et massif de la Gardiole. Rappel des volumes prélevés dans le secteur (p10). Liste des forages profonds du secteur (annexe 1).
- 2001 Rapports BRGM RP-50787-FR (volume 2) – Juin 2001. Au : B. Ladouche / M. Bakalowicz / N. Courtois / N. Dorfliger / JL. Pinault / P. Chemin / S. Anus. Ti : « Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II » – « Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau ». Rés : Précision dans la délimitation du bassin d'alimentation des calcaires jurassiques et estimation du bilan hydrologique. Confirmation des axes d'écoulement majeur. Traçage => confirmation d'une connexion hydraulique entre la source de la Vène et la source d'Issanka. Connection non démontrée entre la source de la Vène et la source de la Vise. Actualisation des cartes de direction générale d'écoulement (p34 et 36). Suivi des évolutions temporelles de la source de la Vise et de la source d'Ambressac (p46 à 49).
- 2001 Rapports BRGM RP-50788-FR (volume 3) – Juin 2001. Au : B. Ladouche / M. Bakalowicz / N. Dorfliger. Ti : « Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II » – « Caractérisation hydrochimique des réservoirs souterrains karstiques et thermaux ». Rés : Caractérisation des réservoirs et de l'origine des eaux à l'aide de l'outil géochimique. Les eaux du domaine de la Gardiole ont une signature distincte de celles du causse d'Aumelas. Les fortes concentrations observées des eaux de la façade littorale de la montagne de la Gardiole sont, très probablement, à relier à des phénomènes d'intrusion marine.
- 2001 Rapports BRGM RP-50789-FR (volume 4) – Juin 2001. Au : B. Ladouche / M. Bakalowicz / N. Dorfliger / JL. Pinault / P. Chemin. Ti : « Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II » – « Synthèse générale ». Rés : Synthèse et préconisations pour aborder la gestion de la ressource. Piézométrie régionale (p25) – Évolution piézométrique et chimiques de différents ouvrages (Cauvy p39 forages de suivi du gisement thermal F3 et F4 p45 et 46) -
- 2001 Rapport de stage / Maîtrise des sciences et techniques de l'environnement Montpellier II Juillet-Août 2001. Au : Thomas Cavalera. Ti : « Analyse de l'évolution piézométrique et qualitative de l'aquifère jurassique de l'extrémité nord est de la Gardiole entre Saint-Jean-De-Vedas et Villeneuve-Les-Maguelonne ». Rés : Analyse des courbes d'évolution des productions et de la qualité des eaux exhaurées dans le secteur sur la période 1992-2000. Esquisse piézométrique du secteur compris entre Saint-Jean-De-Vedas et Lattes (annexe 2).
- 2001 Rapport de stage / DESS RIGISSC – Septembre 2001. Au : Matthieu Giusti. Ti : « Élaboration d'outils de suivi et de gestion de l'hydrosystème karstique du poutour est de l'étang de Thau ». Rés : Mise en place d'un outil SIG de mise en valeur des métadonnées et des données piézométriques connues sur l'ensemble de l'aquifère des calcaires jurassiques.
- 2001 Rapport BERGA SUD n° 34/341 H 01 126 – Nov 2001 – Au : D Michel, G Latgé, JM François – Dossier d'Autorisation de l'environnement – Captage d'Irrigation de la Calade – Commune de Villeveyrac – lieu dit la calade.
- 2001 Rapport BERGA SUD n° 34/341 I 01 127 - Nov 2001 – Au : D Michel, G Latgé, JM François – dossier de déclaration d'intérêt général – Captage d'irrigation de la Calade et extension du réseau d'irrigation – Commune Villeveyrac.

- 2001 Rapport BERGA SUD n° 34/341 J 01 128 - Nov 2001 – Au : D Michel, G Latgé, JM François – dossier déclaration d'utilité publique – captage d'irrigation de la Calade et extension du réseau d'irrigation – Commune Villeveyrac.
- 2001 Rapport BRGM RP-50710 – Février 2001 Au : Loupoukhine M – Ti : Gisement d'eau minérales et légionnelles – Aix les bains, Balaruc, Bagnol les bains, la Lechere.
- 2002 DURAND V. - Établissement thermal les Hespérides de Balaruc-les-Bains – travaux de régénération du forage F9 (Rapport ANTEA A26567)
- 2002 DURAND V. – thermes de Balaruc-les-Bains – Alésage et équipement du forage F9 (Rapport ANTEA A26591)
- 2002 DURAND V. - Établissement thermal de Balaruc-les-Bains – Test d'un nouveau dispositif de pompage sur le forage F8 (pompe immergée sous obturateur) (Rapport ANTEA A26847)
- 2002 DE SERMET F - Gisement de Balaruc-les-Bains (Hérault) – Synthèse des connaissances en vue de la réalisation d'un nouveau forage d'exploitation – Mai 2002 (Rapport ANTEA A 27187)
- 2002 VIDART B - Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains (Hérault) à partir des Forages F8, F9, et F10 – année 2002 (Rapport ANTEA A 30060)
- 2002 PIERLOT D – Étude de l'incidence du captage des sources d'ISSANKA – 2002 – (Rapport ANTEA A 28165/B)
- 2002 AYME Y, VIDART B – Étude hydrogéologique préalable à l'examen d'une nouvelle déclaration d'Utilité Publique pour la protection des sources d'ISSANKA – Février 2002 – (Rapport A 26180B)
- 2002 LESUEUR H - Étude de mise en conformité de l'Usine d'Incinération de Sète (34) – Audit de conformité au titre de l'arrêté du 20 septembre 2002 – (Rapport annexe – A 30982/A)
- 2002 VidartB , V.Durand._A 30060/ Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains (Hérault) à partir des forages F8, F9 et F10 – Année 2002
- 2002 Rapport EAU & GEOENVIRONNEMENT – R34012001-05 – Janvier 2002. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi hydrologique de l'aquifère jurassique – De la lauze à Saint-Jean-De-Vedas » Hérault année 2001. Rés : Synthèse piézométrique annuelle forage "Lauzette" Saint-Jean-De-Vedas.
- 2002 Rapport ANTEA A 25462/B – Janv 2002 Au : Durand V - Ti : Suivi de 4 forages de reconnaissance et tests hydrogéologiques
- 2002 Rapport ANTEA N° A 26180/A – Février 2002. Au : Y. Ayme / B. Vidart / P. Crochet. Ti : « Étude hydrogéologique préalable à l'examen d'une nouvelle Déclaration d'Utilité Publique pour la protection des sources d'Issanka ». Rés : Description du champ captant et du fonctionnement hydrogéologique des sources d'Issanka – Préconisation pour une meilleure protection.
- 2002 Rapport d'hydrogéologue agréé – Réf HA-34-99-052 - Avril 2002. Au : F. Touet. Ti : « Alimentation en eau potable – SIAE du Bas-Languedoc – Forage du Puech Sérié ». Rés : Avis favorable pour l'exploitation du forage (200m de profondeur) au débit de 30 m³/h.
- 2002 Rapport ANTEA A 28165/A – Septembre 2002. Au : D. Pierlot / F. de Sermet de Tournefort. Ti : « Étude de l'incidence du captage des sources d'Issanka ». Rés : Approche hydrogéologique globale du secteur.
- 2002 Rapport EAU & GEOENVIRONNEMENT – R34-12-2002-45 – Décembre 2002. Au : Non renseigné. Ti : « Suivi hydrologique de l'aquifère jurassique – De la lauze à Saint-

- Jean-De-Vedas » Hérault année 2002. Rés : Synthèse piézométrique annuelle forage « Lauzette » Saint-Jean-De-Vedas.
- 2002 Schlumberger. 2002. Well test interpretation. SCHLUMBERGER. Rap., 122 p.
- 2003 SILVESTRE JP - Étude d'incidence du captage des sources d'ISSANKA – Interprétation du pompage d'essai longue durée sur le forage F7 – Décembre 2003 – (Rapport A 32171/A)
- 2003 Rapport ANTEA A 32171/A – Décembre 2003. Au : Ph Crochet / JP. Silvestre. Ti : « Étude d'incidence du captage des sources d'Issanka – Interprétation du pompage d'essai de longue durée sur le forage F7 ». Rés : Pompage d'essai de 1 mois hors période d'étiage (septembre 2003). Débit testé d'environ 400 m³/h. Absence de modification notable du comportement de la nappe sur les différents piézomètres de suivi (DIREN et réseau CGE).
- 2003 Rapport BERGA SUD n° 34/143 B 03042 – Avril 2003. Au : JM François. Ti : Impact de l'exploitation de calcaire sur les eaux souterraines – Piezo de l'aquifère.
- 2004 SILVESTRE JP - Additif au dossier de demande d'autorisation de la Source Saint-Clair (Forage F8) des thermes de Balaruc-les-Bains (Hérault) – Février 2004 – (Rapport ANTEA A 30222)
- 2004 SILVESTRE JP - Additif au dossier de demande d'autorisation de la Source Ase (Forage F9) des thermes de Balaruc-les-Bains (Hérault) – Février 2004 – (Rapport ANTEA A30260)
- 2004 SILVESTRE JP - Thermes de Balaruc-les-Bains (Hérault) - Demande d'autorisation d'exploiter à distance (transport) les sources Saint Clair (F8) et Ase (F9) – Février 2004 – (Rapport ANTEA A 31795)
- 2004 DURAND V - Thermes de Balaruc-les-Bains (Hérault) - Réalisation du forage de secours F9bis - Dossier d'Ouvrages Exécutés – Mars 2004 – (Rapport ANTEA A30869)
- 2004 DURAND V - Thermes de Balaruc-les-Bains (Hérault) – Forages de reconnaissance F11 et F12 – Dossier d'Ouvrages Exécutés – Mars 2004 – (Rapport ANTEA A 33550)
- 2004 DESFORGES AS - Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains (Hérault) à partir des forages F8, F9, F9bis et F10 – Année 2004 – (Rapport ANTEA A 36937)
- 2004 HARTMANN T - Analyse des matériaux de couverture de la Carrière de Ramassis à Sète – mars 2004 – (Rapport A33559/a)
- 2004 VIDART B - Étude d'incidence du captage des Sources d'Issanka - Réflexions sur la mise en œuvre complémentaire des pompages d'essais et description du réseau de surveillance - Note technique – Janvier 2004 – (Rapport A 36100/A)
- 2004 Rapport DEA SEEC Promotion 2003-2004. Au : A. Roesch. Ti : « Quantification de la dynamique et de la contribution des apports karstiques aux écoulements de surface lors de crues méditerranéennes. Étude du couplage entre fonctionnements hydrogéologique et hydrologique du Causse d'Aumelas ». Rés : Approche des relations entre le Coulazou et le Karst. Bilan de volumes écoulés pour un épisode pluvieux de référence.
- 2004 Rapport final – Carrière de La Madeleine – Prolongation de l'autorisation – extension de la superficie – stockage et ou recyclage de matériaux inertes – Commune Mireval et Villeneuve les Maguelone – F Touet
- 2004 A 30222/B_Silvestre J.P., Durand V. Additif au dossier de demande d'autorisation de la source Saint-Clair (Forage F8) des Thermes de Balaruc-les-Bains (Hérault).
- 2005 Hunt, B. 2005. Flow to vertical and non-vertical wells in leaky aquifers. ASCE Journal of Hydrologic Engineering, Vol. 10, No. 6: 477-484.

- 2005 ANUS S - Étude de l'incidence du captage des sources d'Issanka Pompage d'essai de longue durée sur le forage F7 – Octobre 2005 – (Rapport A 30307/A)
- 2005 Rapport d'hydrogéologue agréé Réf HA34 99-024 bis – Mai 2005. Au : JM. François. Ti : « Périmètres de protection de la Source d'Issanka ». Rés : Contexte hydrogéologique local – Conclusions des principaux traçages (p9) – Avis sur la ressource disponible (p12) – Carte des sources et des pertes du domaine des calcaires jurassiques en lien avec le secteur de la source (fig. 4).
- 2005 Thèse de Doctorat - Université Paris VI – Mai 2005. Au : P. Fleury. Ti : « Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens – Fonctionnement et caractérisation ». Rés : Approche du fonctionnement des aquifères karstiques – Modalité d'estimation de l'ETR (P 157) – Etude de la source de la Vise.
- 2005 Rapport d'hydrogéologue agréé réf PhC 2004/05-34 – Juin 2005. Au : Philippe Crochet. Ti : « Commune de Balaruc-Les-Bains – Identification préalable des contraintes hydrogéologiques d'un projet de nouveaux captages ». Rés : Description synthétique du contexte géologique et hydrogéologique du secteur de la Gardiole. Coupes géologiques des forages « F2expl de Belvezet » et des « Moulières Basses ».
- 2005 Rapport de stage SODICAPEI - Août 2005. Au : Sébastien Blard (ENGREF). Ti : « Enjeux liés à l'eau concernant la réouverture d'une mine de bauxite dans le bassin de Villeveyrac ». Rés : Caractérisation des venues d'eau dans les mines – Approche hydrogéologique sur les relations entre les exploitations minières et le secteur du bassin de Thau. Eléments de calcul des apports vers l'étang de Thau. Éléments d'hydrologie (ruisseau du Pallas). Le débit de pompage stabilisé à maintenir pour assurer le dénoyage de la mine du secteur du puits Roquemale est de 180 m³/h.
- 2005 Rapport d'hydrogéologue agréé – Réf HA 34-00-011 – Septembre 2005. Au : C. Joseph. Ti : « Alimentation en eau potable d'une collectivité publique – Commune de Pignan – Forage de l'Olivet ». Rés : Contexte hydrogéologique local – Débit d'exploitation de l'ouvrage.
- 2005 Rapport BRGM 53840 – Juin 2005. Au : Courtois N., Ladouche B. Ti : Projet PANACHE – Mesure sur la source sous-marine de la Vise, Bassin de Thau. Compte-rendu des deux campagnes de terrain 2004 et 2005.
- 2005 Rapport ANTEA A 39307/A – Octobre 2005. Au : Ph Crochet / V. Durand. Ti : « Étude de l'incidence du captage des sources d'Issanka – Pompage d'essai de longue durée sur le forage F7 ». Rés : Pompage d'essai de deux mois en période d'étiage (été) au débit voisin de 350 m³/h (Débit pompé sur le forage F7 = substitution de l'écoulement gravitaire des sources). L'incidence du pompage est négligeable en amont hydraulique du champ captant d'Issanka et nulle en aval. Aucune incidence n'est, en particulier, notée sur les ouvrages thermaux et sur le comportement de la Vise. Le réseau de suivi du secteur est détaillé (p14).
- 2006 DURAND V - Thermes de Balaruc-les-Bains (Hérault) - Demande d'autorisation d'administrer au public mélange des sources Saint Clair (F8) et Ase (F9) dénommé « source Poséidon ». Additif au rapport A 31981/B : Modification du débit d'exploitation du forage F8 (25 m³/h au lieu de 15 m³/h) – Décembre 2006 (Rapport ANTEA A 31981)
- 2006 DURAND V - Reconnaissance de la géométrie du toit des calcaires - Réalisation d'une campagne sismique – 2006 – (Rapport ANTEA A 38187)
- 2006 Rapport d'hydrogéologue agréé – Réf R.HA 34/02-2006 – Février 2006. Au : JF. Dadoun. Ti : « Avis hydrogéologique et sanitaire de l'hydrogéologue agréé pour la révision du périmètre de protection immédiat du captage Saint-Mamère – Commune de Plaissan ». Rés : Éléments hydrogéologiques - Avis favorable.
- 2006 Rapport ANTEA A 41821/A – Mai 2006. Au : S. Anus/ V. Durand. Ti : « Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-Les-Bains (Hérault) à partir des forages F8, F9,

- F9bis et F10 – Année 2005 ». Rés : Suivis en continu niveau, débit, conductivité et température.
- 2007 Antéa, 2007. Thermes de Balrauc-les-Bains (Hérault). Forage de reconnaissance F13 et F14. Dossier d'Ouvrages Exécutés. Rapport Antéa, A XXXXX /A. 88 p.
- 2007 BLAVIER A - Cimentation du forage du Py – Sète – (Hérault) – Aout 2007- (Rapport A 47013/A)
- 2007 Rapport ANTEA A 44994/A – Mars 2007. Au : S. Anus/ V. Durand. Ti : « Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-Les-Bains (Hérault) à partir des forages F8, F9, F9bis et F10 – Année 2006 ». Rés : Suivis en continu niveau, débit, conductivité et température.
- 2007 Rapport ANTEA A 46889/A – Juin 2007. Au : V Durand. Ti : Forage de reconnaissance F13 et F14 – dossier d'ouvrages exécutés – Terme de Balaruc les bains.
- 2007 Rapport d'hydrogéologue agréé – Réf 34-2006-025 - Avril 2007. Au : A. Pappalardo. Ti : « Alimentation en eau potable – Commune de Pignan – Forage S2 du Boulidou ». Rés : Identification de limites au sein du calcaire jurassique.
- 2007 Rapport SETUDE E06403 – Juin 2007. Au : J. Barrau. Ti : « Schéma directeur en eau potable de Sète ». Rés : Qualité des eaux brutes d'Issanka sur la période 1997 à 2005 - Bilan besoin / ressource (p60 à 65) – Scenarii de développement de nouvelle ressources (p66 – 67).
- 2007 Hunt, B. and Scott D., 2007. Flow to well in a two-aquifer system. J. of Hydrologic Engineering, 146-155.
- 2008 Vigouroux.P., Le.Strat.P., Tessier.G., Marchal.J.P Calcaires jurassiques - Pli ouest de Montpellier et Massif de la Gardiole.. Etat des lieux hydrogéologique.)
- 2008 Rapport Eau & Geoenvironnement – RS34-2008-01-01 – Janvier 2008. Au : Non renseigné. Ti : « Synthèse hydrologique – Exploitation du captage de la source du Martinet – Juvignac – Hérault – Année
- 2008 Thèse de l'université de Montpellier II – Hydrosociences UMR 5569 - Juin 2008. Au : Vincent Bailly-Comte. Ti : « Interactions hydrodynamiques surface/souterrain en milieu Karstique ». Rés : Caractérisation de l'influence des eaux souterraines sur la génèse et la propagation des crues en surface dans le cas d'un bassin à forte composante karstique, le bassin versant du Coulazou et le Causse d'Aumelas.
- 2008 Rapport ANTEA A 50030/A – Juin 2008. Au : S. Anus/ V. Durand. Ti : « Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-Les-Bains (Hérault) à partir des forages F5, F6, F8, F9, F9bis et F10 – Année 2007 ». Rés : Suivis en continu niveau, débit, conductivité et température.
- 2008 Rapport Cesame – MS/1204 – Juillet 2008. Au : Non renseigné. Ti : « Dossier de demande d'ouverture de travaux miniers » – Partie 4 : Incidence du projet sur la ressource en eau / Synthèse - SODICAPEI.. Rés : L'eau pompée sera rejetée dans le réseau superficiel vers l'étang de Thau. Dans le secteur des Usclades et de Roquemale, le débit moyen pompé pour maintenir la mise hors d'eau de la mine était de l'ordre de 200 m³/h (p23). L'ancienne mine de Saint-Farriol est actuellement utilisée par BRL (irrigation) avec un débit instantané de 500 m³/h et un débit stabilisé de 250 m³/h (p23/24). Le dossier précise qu'une « mauvaise communication hydraulique du karst jurassique existe entre les secteurs Roquemale et Farriol » (cf. figure 17). Ces deux secteurs n'appartiennent probablement pas au même réseau de fractures. L'absence d'interférence entre le secteur Roquemale et le secteur Vise/Issanka est clairement exprimée. Seule la découverte de Combailles (située plus au sud) peut être suspectée d'interférer avec le secteur des sources et captages en bordure de l'étang de Thau.

- 2008 Compte-rendu du traçage effectué sur la source de la Vise – Janv 2008. Au : P Brunet
- 2008 Rapport BRGM RP -55319 – FR – Juin 2008. Au : Nguyen D. Ti : Potentiel géothermique du département de l'Hérault – (Rapport Finale).
- 2008 Rapport BRGM RP 56980 – FR – Décembre 2008. Au : Dorflicher N. Ti : Caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques sous couverture.
- 2008 Thèse V Bailly-Comte : Interaction hydrodynamique surface/souterrain en milieu karstique.
- 2009 DURAND V - Forage F14 - Pompage d'essai - Intersaison 2008 – 2009 - Analyse de l'impact sur les ouvrages thermaux – 2009 – (Rapport ANTEA A 53733)
- 2009 Antéa, 2009. Forage F14. Pompage d'essai. Intersaison 2008-2009, analyse de l'impact sur les ouvrages thermaux. Rapport Antéa, A 53733 /A. 21 p.
- 2009 Renard Ph., Glenz D. and M. Mejias. 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeology Journal. 17: 589–600.
- 2010 Foraco, 2010. Transformation et équipement du forage de reconnaissance F14 en ouvrage d'exploitation d'eau thermale. Compte rendu de fin de travaux. Novembre 2009 à Février 2010. 279 p.
- 2010 VERNHES M, CLERGUE M - Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains à partir des forages F5, F6,F8, F9, F9bis, F10 et F14 – Année 2010 – (Rapport ANTEA A 64371)
- 2010 VERNHES M, CLERGUE M - Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc-les-Bains à partir des forages F5, F6,F8, F9, F9bis, F10 et F14 – Années 2010 et 2011 (Rapport ANTEA A 64371 B)
- 2010 Rapport BRGM RP-58900 FR – Aout 2010 – Inversac de la source de la VISE – Recueil des données.
- 2010 SELLES, A.. Caractérisation du transfert de masse en domaine karstique - Réalisation et interprétation d'un traçage artificiel au sein d'un aquifère karstique (Aumelas-Thau, France). Rapport de Stage de Recherche, Master 2 en Recherche Eau et Environnement (BGAE - R2E), Université Montpellier 2.
- 2011 SELLES, A., Leonardi, V., Bailly-Comte, V., Jourde, H.. Influence des relations karst/rivière sur la restitution plurimodale d'un traçage artificiel: Cas du Causse d'Aumelas. Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France), pp. 439–442.
- 2011 Inventaire des déchets dangereux - Site UCCOAR à Sète (3a) – Aout 2011 – (Rapport A 63302/A)
- 2011 Rapport BERGA SUD - 34/108 E 11 092 – ROESCH A, FRANCOIS JM - octobre 2011 – Essais par pompage sur le forage F5 – Détermination des potentiels d'exploitation – Commune de Frontignan lieu-dit : Les Moulières Basses.
- 2011 Rapport BRGM RP 59847 FR – Au : Legoff E, Bitri A – Avril 2011 – Ti : Avis sur l'étude géologique et géophysique sous l'étang de Thau entre la pointe longue et le relais d'ISSANKA (Hérault).
- 2011 Rapport BRGM RP 59922 FR – Au : Ladouche B , Millot R, Guerrot C, Lamotte C – Mai 2011. Ti : Caractérisation géochimique des eaux de presqu'île de Balaruc-Les-Bains lors d'un épisode d'inversac
- 2011 Rapport BRGM RP 58791 FR – Janv 2011. Au : Vigouroux PH, Lamotte C. Ti : Ressource en eau thermale de la station de Balaruc – état des lieux.

- 2011 Réflexions préliminaires à la fermeture épisodique de la source de la Vise – Nov 2011. Au : Combes P.
- 2012 DURAND V - DESINFECTION DU FORAGE F14 – THERMES DE BALARUC-LES-BAINS – Juillet 2012 – (Rapport ANTEA A 67601)
- 2012 Rapport A 71491 /A – Juin 2013. AU : Marjorie CLERGUE : "Suivi du gisement hydrothermal à partir des forages F3, F5, F6, F8, F9, F9bis, F10 et F14 – Année 2012" Thermes de Balaruc- les – bains (Hérault)
- 2012 Rapport BERGA SUD - N° 34/143 C 11 026 - ROESCH A, FRANCOIS JM – Janvier 2012 – Demande d'autorisation d'extension de l'exploitation de bauxite – volet hydrogéologique – commune de Loupian – La Combe Rouge.
- 2012 Rapport BERGA SUD – n°34/143 D 12 0036 - ROESCH A, FRANCOIS JM – Mai 2012 – Détermination du niveau du plan d'eau de l'aquifère des calcaires jurassiques au droit de la carrière GSM - commune de Loupian – La Combe Rouge.
- 2012 Rapport BRGM RP-61719-FR Novembre 2012. Au : Lamotte C, Bailly-Comte V. Ti : Etude préalable à la mise en place d'un réseau de suivi pour la gestion de la ressource en eau souterraine – Secteur « Aumelas- Vène- Issanka- Cauvy - Phase 1 : Définition de l'architecture du réseau.
- 2012 Rapport BRGM RP 61721 FR – novembre 2012. Au : Loigerot S. Ti : Etude préalable de la mise en place d'un réseau de suivi pour la gestion de la ressource en eau du pli ouest de Montpellier.
- 2013 DURAND V - Thermes de Balaruc-les-Bains 34 - Dossier de demande d'autorisation d'exploiter la source Dortoman (forage F14) – 2013 – (Rapport ANTEA A 69898)
- 2013 Rapport A 74664/A – Avril 2014 AU : Marjorie CLERGUE : "Suivi du gisement hydrothermal à partir des forages F3, F5, F6, F8, F9, F9bis, F10 et F14 – Année 2013" Thermes de Balaruc- les – bains (Hérault)
- 2013 Rapport BERGA SUD – n°34/202 V 13 017 – Aout 2013. Au : JM Francois : Compte-rendu du suivi des travaux de réalisation du forage et de son aménagement ultérieur – Commune de Pignan – La Peyssine.
- 2013 Rapport BRGM RP 62677 FR – Septembre 2013 – Au : Lamotte C. Ti : Ressource en eau thermale de la ville de Pézenas – état des lieux.
- 2013 Thèse Eglantine Husson soutenue le 13 décembre 2018 - Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés: Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain.
- 2014 CLERGUE M - Suivi du gisement hydrothermal à partir des forages F3, F5, F6, F8, F9, F10 et F14 - Année 2014 – (Rapport ANTEA A 81522)
- 2014 Rapport BRGM RP-63841-FR – aout 2014. Au : Ladouche B, Lamotte C. Ti : Inversac de la source sous-marine de la Vise en 2014. Recueil des informations disponibles en date du 22/07/2014.
- 2015 CLERGUE M - Suivi du gisement hydrothermal à partir des forages F3, F5, F6, F8, F9, F10 et F14 - Années 2015-2016 – (Rapport ANTEA A 90008)
- 2014 Dewandel B., Aunay B., Maréchal J.C., Roques C., Bour O., Mougin B. et L. Aquilina, 2014. Analytical solutions for analysing pumping tests in a sub-vertical and anisotropic fault zone draining shallow aquifers. J of Hydrology. 509 (2014) 115–131.
- 2014 Maréchal J.C., Ladouche B., Dewandel B., Fleury P., Dörfliger N., 2014. Diagnostic Plots Applied to Well-Tests in Karst Systems. J. Mudry et al. (eds.), H2Karst Research

- in Limestone Hydrogeology, Environmental Earth Sciences, DOI: 10.1007/978-3-319-06139-9_9.
- 2015 CLERGUE M - Champ captant d'Issanka (34)- Réflexion préalable sur les contraintes actuelles à prendre en compte sur le champ captant - Analyse des chroniques piézométriques et de la conductivité de l'eau entre 2005 et 2014 – Novembre 2015 – (Rapport A 75171/B)
- 2015 Note Hydrogéologique BERGA SUD – n°34/213 J 15 087. Au : G Latgé : Proposition d'implantation d'un forage pour besoins domestiques – Septembre 2015.
- 2015 Rapport BERGA SUD fin de travaux – N° 34/270 J 14 093 – Février 2015 Au : G Latgé : Déclaration d'intention de réalisation d'un forage et d'essais par pompage dans le cadre du dédoublement de l'A9 pour l'alimentation d'une centrale à béton – commune de Saint Jean de védas.
- 2015 Note hydrogéologique BERGA SUD – n°34/270 N 15 050 – Juin 2015 - Au : G Latgé : Déclaration d'intention de réalisation d'un forage et d'essais par pompage pour la lutte contre les poussières pendant les travaux de dédoublement de l'A9.
- 2015 Rapport BERGA SUD – N°34/337 BT 15 096 – Juillet 2015 – Au : T Loupiac, G Latgé : étude hydrologique pour la protection de l'Aire d'Alimentation du captage du Flès de la commune de Villeneuve les Maguelone – Rapport phase 1-2 (délimitation de l'Aire d'Alimentation des captages et 3 (cartographie de la vulnérabilité) du volet 1.
- 2015 Rapport BRGM RP-64812-FR – Mai 2015 – Au : Ladouche B, Lamotte C. Ti : Inversac de la source sous-marine de la Vise en 2014. Recueil et analyse des données disponibles.
- 2016 Rapport BRGM RP-66216-FR- Septembre 2016. Au : Bugarel F. Ti : Expertise de forage de la Castellone situé sur la commune de Montagnac.
- 2016 Rapport BRGM RP-66325-FR – Octobre 2016. Au : Ladouche B. Ti : Analyse de deux situations piézométriques de l'entité hydrogéologique FR DG 160 dans le secteur de l'Étang de Thau à la date du 08 août puis à début septembre 2016 (34).
- 2017 CLERGUE M – Réalisation d'un forage de reconnaissance – dossier de déclaration au titre de la rubrique 1.1.1.0 de l'article R214 – 1 du code de l'environnement – 2017 – (Rapport ANTEA A 91386)
- 2018 Stage Master 2 – Gestion des Littoraux et des mers – Université de Montpellier. Au : Jordan Mercier. Ti : Outil besoin / Ressource en eau du syndicat mixte du bassin de Thau.
- 2018 Dewandel B., S. Lanini, J.-C. Maréchal, P. Lachassagne, 2018. A generic analytical solution for modelling pumping tests in wells intersecting fractures. J of Hydrology, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.02.013.
- 2018 Gherbi A., 2018. Étude hydrogéologique de l'aquifère karstique de l'étang de Thau. Projet DEM'EAUX THAU. Rapport de stage. Master 2 Géoressources, Géorisques et Géotechnique, UFR des Sciences de la Terre, Univ. Lille 1. 78 p.

Bibliographie du Chapitre 5 –Hydrogéochimie

- Aquilina L, Deluchat V, Brach M, et al (1997) Etude géochimique des eaux souterraines autour du bassin de Thau. Rap. BRGM R39530, 58 p., 15 fig., 4 tabl., 2 annexes.
- Aquilina L, Ladouche B, Doerfliger N, Bakalowicz M (2003) Deep water circulation, residence time, and chemistry in a karst complex. Groundwater 41:790–805
- Aquilina L, Ladouche B, Doerfliger N, et al (2002) Origin, evolution and residence time of saline thermal fluids (Balaruc springs, southern France): implications for fluid transfer across the continental shelf. Chemical Geology 192:1–21

Batiot-Guilhe C, Seidel J-L, Maréchal J-C, Ladouche B, Prié V, Cernesson F, Dorfliger N, Blanc M, Léonardi V, Vion P-Y. Avec la collaboration de Bancon C, Fenet H, Gonzalez C, Spinelli S, Van-Exter S.(2014).Projet de gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez. Caractérisation hydrochimique, qualité, vulnérabilité de l'hydrosystème et de l'écosystème souterrain associé. RP-61013-FR, 291p

Bérard P (1995) Le bassin de Thau (Hérault). Synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques. BRGM R38538, 94p

BRGM (1997) Synthèse des connaissances sur les gisements d'Aix-les-Bains (Savoie) et de Balamc-les-Bains (Hérault). BRGM R 39286, 90 p., 25 fig., 6 tabl.

BRGM (1982) Possibilités d'utilisation de la géothermie pour différentes zones d'aménagement de la ville de Sète. Etude de faisabilité. 81SGN703 LRO/GTH

BRGM (1999) Les géothermomètres chimiques- Note technique DNEMT n°13. BRGM

Brunet P, Hernandez F, Muller F (2008) Compte rendu du traçage effectué sur la source de la Vise le 30/01/2008

Bur N, Corfdir P (2012) Caractérisation du phénomène d'inversac de la source de la Vise dans l'étang de Thau. Rapport de stage de Master 1, Gestion des littoraux et des Mers. Université de Montpellier 2

Combes P (2011) Réflexions préliminaires à la fermeture épisodique de la source de la Vise. Etablissement thermal- 34540 Balaruc-les-Bains

Condomines M, Gourdin E, Gataniou D, Seidel J-L (2012) Geochemical behaviour of Radium isotopes and Radon in a coastal thermal system (Balaruc-les-Bains, South of France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 98:160–176

Craig H (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133:1702–1703

Gataniou D (2010) Mise en évidence des sources sous-marines par la mesure des éléments radioactifs naturels (Radon, Radium...). Rapport de Master 1 BGAE, Université des Sciences Montpellier 2

Gourdin E (2011) Caractérisation des circulations souterraines dans les systèmes karstiques du Lez et hydrothermal du bassin de Thau (Hérault, France): apports du radon (^{222}Rn) et des isotopes du radium (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra et ^{228}Ra). Rapport de Master 2, Université Montpellier 2

Hébrard O, Pistre S, Cheynet N, et al (2006) Origine des eaux des émergences karstiques chlorurées du Languedoc-Roussillon. *Comptes Rendus Geoscience* 338:703–710. doi: 10.1016/j.crte.2006.04.018

Ladouche B, Aquilina L, Cubizoles J, Négrel P (1998) Rainfall chemistry in the south of France (Hérault, 1996-1997). In: *Mineralogical Magazine, 8th Annual VM Goldschmidt Conference*. pp 842–843

Ladouche B, Aquilina L, Dörfliger N, Bakalowicz M (2003) Caractérisation de l'origine des eaux thermales du système karstique de Thau par l'approche géochimique et isotopique. Carcassonne

Ladouche B, Doerfliger N, Bakalowicz M, avec la collaboration de J. Cubizolles (2001) Étude du pourtour est de l'étang de Thau. Phase II. Caractérisation hydrochimique des réservoirs souterrains karstiques et thermaux. Volume 3. BRGM/RP-50788-FR, 79 p., 20 fig., 5 tabl., 5 ann.

Ladouche B, Lamotte C (2015) Inversac de la source sous-marine de la Vise en 2014 : Recueil et analyse des données disponibles. Rapport final. BRGM/RP - 64812 - FR, 82 p., 56 ill. .

Ladouche B, Millot R, Guerrot C, Lamotte C (2011) Caractérisation géochimique des eaux de l'hydrosystème de la presqu'île de Balaruc-Les-Bains lors d'un épisode d'inversac, BRGM/RP 59922-FR- 93pp., 4 ann., 24 ill.

Ladouche B, Millot R, Guerrot C, Lamotte C (2012) Caractérisation géochimique de l'aquifère hydrothermal de Balaruc-les-Bains lors d'un épisode d'inversac. In: Dix-huitièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues. " Ressources et gestion des aquifères littoraux. Cassis 2012. ". Cassis, France, pp 141–149

Lamotte C (2013) Ressource en eau thermale de la ville de Pézenas – Etat des lieux – Rapport final – Rap BRGM RP-62677-FR, 56p, 21 ill., 3 ann..

Lamotte C, avec la collaboration de N. Brisset (2011) Ressource en eau thermale de la station de Balaruc-Les-Bains – Etat des lieux (Hérault). BRGM/RP-58781-FR, 112 p., 32 ill., 5 ann.

Poul X, Marchal J, Moulaire M (1980) Etude des conditions actuelles de captage des sources thermominérales de Balaruc Les Bains (Hérault). BRGM 80 SGN 177 LRO

Seidel J-L, Dazy J, Dupuy C (1999) Répartition des éléments en trace (B, Ba, Cs, Li, Mn, Mo, Rb, Sr, U et Terres Rares) dans les eaux thermales de Balaruc : Implications pour l'origine des eaux. Contrat Etablissement Thermal de Balaruc les Bains, 20 p.

Teissier J-L, Auroux F, Violet J (1992) Gisement Hydro-Thermominéral de Balaruc-Les-Bains (34) Télé-suivi et enregistrements en continu Dépouillement et analyse des mesures Mois de mars, avril et mai 1992. BRGM/RP 35570 LRO 4S 92

Vuataz FD (1982) Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. Kümmerly & Frey, Geograph. Verlag

Annexe 1

Informations géologiques et hydrogéologiques complémentaires sur l'état des connaissances de l'hydrosystème karstique de Thau

Liste de l'annexe 1

Figure A- 1. Liste des sources de la carte de localisation associée à la Figure 3-2 (extrait de Vigouroux <i>et al.</i> , 2008, BRGM/RP-56503-FR)	239
Figure A- 2. Liste des pertes et phénomènes karstiques de la carte de localisation associée à la Figure 3-2 (extrait de Vigouroux <i>et al.</i> , 2008, BRGM/RP-56503-FR)	240
Figure A- 3. Cartes piézométriques d'étiage en 1986 et 2002 (extrait de Vigouroux <i>et al.</i> , 2008)	241
Figure A- 4. Piézométrie régionale de hautes eaux (1999) des calcaires du pli ouest de Montpellier. Extrait de Dorfliger <i>et al.</i> 2001, BRGM/RP-50789-FR.	242
Figure A- 5. Piézométrie régionale d'étiage (2000) des calcaires du pli ouest de Montpellier. Extrait de Dorfliger <i>et al.</i> 2001, BRGM/RP-50789-FR.	242
Figure A- 6. Évolution des paramètres physico-chimiques des eaux pompées par le dispositif de pompage (période du 19/12/1983 au 24/01/1984). Les niveaux de l'étang et les débits des forages thermaux de Balaruc-les-Bains sont également reportés.....	243
Figure A- 7. Évolutions temporelles de la charge de la Vise (exprimée par rapport au niveau de l'étang), de la température et de la conductivité en fonction de la pluviométrie à Sète. (Extrait de Ladouche <i>et al.</i> , (2001), rapport BRGM/RP-50787-FR)	244
Figure A- 8. Évolutions temporelles de la charge de la Vise (exprimée par rapport au niveau de l'étang), de la température et de la conductivité (Planche graphique créée à partir des données d'Hydroscience Montpellier).....	245
Figure A- 9. Environnement de la source d'Ambressac (comparaison entre 1998 et 2017)	246
Figure A- 10. Environnement de la source d'Ambressac, vues de l'ancien puits (comparaison entre 1998 et 2017)	246
Figure A- 11. Évolution de la hauteur d'eau et des paramètres physico-chimiques de la source d'Ambressac en fonction de la pluviométrie (1998-2000), extrait de Ladouche <i>et al.</i> , (2001), rapport BRGM/RP-50787-FR.	247
Figure A- 12. Exemple d'évolution du débit de prélèvement de la source d'Issanka (1983), extrait du rapport BRGM 86 SGN 684 LRO.	248
Figure A- 13. Évolution des teneurs en chlorure à Issanka (1984-2005), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports du CERGA notamment.....	248
Figure A- 14. Évolution de la conductivité électrique de l'eau à Issanka (1984-1995), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports des bureaux d'étude.....	249
Figure A- 15. Évolution des teneurs en sulfate et chlorure à Issanka (1984-1995), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports des bureaux d'étude.....	249
Figure A- 16. Évolution de la conductivité électrique et des teneurs en chlorures de l'eau de la source de Cauvy (1988-1987), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports des bureaux d'étude.	249
Figure A- 17. Évolution de la piézométrie mensuelle du réseau d'observation d'Issanka (1992-1994), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports des bureaux d'étude.	250

Figure A- 18. Caractérisation de l'impact du pompage du forage F9 sur la température mesurée dans l'eau pompée au forage F5 (Extrait rapport A30869).....	250
Figure A- 19. Caractérisation de l'impact du pompage du forage F9 sur la conductivité mesurée dans l'eau pompée au forage F5 (Extrait rapport A30869).....	250
Figure A- 20. Essais de pompage du forage F9bis (A30869)	251
Figure A- 21. Évolution de la température et de la conductivité de l'eau du forage F9bis au cours des tests de pompage (A30869)	251
Figure A- 22. Évolution des paramètres physico-chimiques des eaux des forages thermaux F2 et F5 au cours de l'inversac d'octobre 1993 (Extrait de Bérard, 1995).	252
Figure A- 23. Évolution de la piézométrie et de la pluviométrie dans le secteur de Belvezet (Presqu'île de Balaruc), extrait de Bérard (1995).	253
Figure A- 24. Évolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2, F5 et F8 (1993-1994)	254
Figure A- 25. Évolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2 et F5 au début de l'inversac du mois d'octobre 1993.	255
Figure A- 26. Évolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2 et F5 et F8 (1994-1995)	256
Figure A- 27. Évolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2, F5 et F8 (septembre 1994- mars 1995)	257
Figure A- 28. Évolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2, F5, F8 et F9 (juillet à décembre 1995)	258
Figure A- 29. Évolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F5, F8 et F9 (janvier à juillet 1996)	259
Figure A- 30. Suivis des forages des thermes en 2010 avant et pendant l'inversac.	260
Figure A- 31. Suivis des forages des thermes en 2010 (avant et pendant l'inversac) et en 2011.....	261
Figure A- 32. Suivis des forages des thermes en 2014 (avant et pendant l'inversac).....	262
Figure A- 33. Suivis des forages des thermes en 2014 (avant et pendant l'inversac).....	263
Figure A- 34. Suivis des forages des thermes sur la période 2015-2016	264
Figure A- 35. Coupes techniques des anciens ouvrages thermaux S12, S17 et S22.	265
Figure A- 36. Coupe géologique et technique du forage F1	266
Figure A- 37. Suivis des essais de pompage du forage F4 (Poul 1981, BRGM 81 LRO 415 PR)	267
Figure A- 38. Résultats de la prospection radon effectuée en 1986 sur la presqu'île Balaruc.	268
Figure A- 39. Coupe géologique et technique du forage de reconnaissance F9.....	269
Figure A- 40. Essai de représentation géologique 3D du toit du jurassique au niveau de la presqu'île de Balaruc.	270

N°	Nom de la source	Commune	Coordonnées Lambert 2 étendue	
			X	Y
1	Source du Château Bas	Aumelas	704 433	1 848 003
2	Source du Mas Blanc	Aumelas	702 832	1 845 288
3	Source de la Vise	Balaruc les Bains	708 254	1 827 735
4	Saint Clair	Balaruc les Bains	708 625	1 826 924
5	Source Ase	Balaruc les Bains	708 624	1 828 497
6	Source Romaine	Balaruc les Bains	708 775	1 827 395
7	Source Cauvy	Balaruc les Bains	709 225	1 828 046
8	Source d'Ambressac	Balaruc les Bains	710 387	1 827 727
9	Source de la Vène	Cournonsec	709 969	1 837 852
10	Résurgence n°1 du point 74	Cournonterral	710 094	1 843 912
11	Exurgence n°3 de Rocliss	Cournonterral	710 234	1 844 803
12	Résurgence n°2 du point 74	Cournonterral	710 234	1 843 852
13	Exurgence n°2 de l'Arche de Noé	Cournonterral	710 947	1 842 220
14	Résurgence de la Grande combe	Cournonterral	710 004	1 843 982
15	Résurgence n°3 du point 74	Cournonterral	710 174	1 843 872
16	Résurgence du Puits de l'Avent	Cournonterral	711 216	1 843 121
17	Boulidou de Cournonterral	Cournonterral	710 997	1 842 570
18	Le Legou	Frontignan	715 884	1 830 405
19	Source de l'Homme Mort	Frontignan	714 030	1 831 606
20	Source de Clau	Gigean	710 873	1 833 757
21	Exurgence du Davis	Grabels	717 600	1 850 327
22	Exurgence de la Paillade	Grabels	719 624	1 849 668
23	Source du Château	Grabels	717 536	1 850 985
24	Redonnel	Grabels	719 332	1 850 859
25	Source du Martinet	Juvignac	719 073	1 849 037
26	Source de Foncaude	Juvignac	719 224	1 848 446
27	Source des trois pointes	Montbazin	706 262	1 838 721
28	Source n°1 d'Antonègre	Montbazin	706 473	1 838 801
29	Source n°3 d'Antonègre	Montbazin	706 473	1 838 731
30	Source n°4 d'Antonègre	Montbazin	706 473	1 838 691
31	Source n°2 d'Antonègre	Montbazin	706 503	1 838 751
32	Source du Cure Grenier	Montbazin	706 613	1 838 130
33	Source des Oulettes	Montbazin	708 047	1 835 708
34	Source du Mas d'Antonègre	Montbazin	708 175	1 838 963
35	Bionne	Montpellier	719 998	1 845 622
36	Font Cathalia	Murviel les Montpellier	713 187	1 845 947
37	Source de Perols	Perols	730 947	1 841 716
38	Source de Font Caude	Plaissan	696 867	1 839 505
39	Source Issanka	Poussan	710 314	1 831 763
40	Source A du Parc d'Issanka	Poussan	710 074	1 831 402
41	Source B du Parc d'Issanka	Poussan	710 074	1 831 402
42	Source du parc d'Issanka	Poussan	710 104	1 831 452
43	Source du Pavillon	Poussan	710 324	1 831 763
44	Source oréro	Poussan	708 001	1 830 890
45	Source St Paul et Valmalle	St Paul et Valmalle	708 098	1 847 505
46	Source de la Roubine de vic	Vic la Gardiole	716 983	1 833 792
47	Exurgence de Fon Forte	Villeneuve les Maguelone	721 587	1 837 171
48	Source de la Madeleine	Villeneuve les Maguelone	720 586	1 837 220
49	Maguelone	Villeneuve les Maguelone	725 504	1 835 892
50	Source de l'Estagnol	Villeneuve les Maguelone	721 926	1 838 804
51	Source de l'Olivet	Villeveyrac	702 949	1 835 824
52	Source de Mlle Fargue	Villeveyrac	701 641	1 830 294
53	Emergence du Château de Veyrac	Villeveyrac	703 114	1 829 294
54	Source de Veyrac	Villeveyrac	703 122	1 832 038
55	Source de Rounel	Villeveyrac	703 282	1 832 399
56	Roquemale	Villeveyrac	703 871	1 835 594
57	Source Maurie	Villeveyrac	704 171	1 836 205
58	Lavergne	Villeveyrac	702 963	1 830 896
59	Campets	Villeveyrac	703 114	1 829 995
60	Combe Rouge	Villeveyrac	703 114	1 830 245
61	Carriérasses	Villeveyrac	704 063	1 833 511
62	Exurgence de Cairol	Villeveyrac	704 171	1 836 205
63	Verrier	Villeveyrac	704 643	1 834 193

Figure A- 1. Liste des sources de la carte de localisation associée à la Figure A- 12 (extrait de Vigouroux et al, 2008, BRGM/RP-56503-FR)

N°	Nom de la perte	Commune	Coordonnées Lambert 2 étendue	
			X	Y
1	Aven du Mas Artamon	Aumelas	703 577	1 841 012
2	Aven Didier	Aumelas	704 037	1 841 073
3	Aven de la Clapisse	Aumelas	704 465	1 844 779
4	Aven du Raisain	Aumelas	704 196	1 842 956
5	Aven Michel	Aumelas	703 796	1 841 864
6	Aven de Bourcata	Aumelas	706 640	1 842 907
7	Aven des Chênes	Aumelas	704 206	1 842 976
8	Aven Salvat	Aumelas	706 410	1 842 066
9	Aven Jean-Marc	Aumelas	706 239	1 842 927
10	Aven du plan de Figuerolle	Aumelas	706 017	1 845 060
11	Aven de la Mastre	Aumelas	704 467	1 841 804
12	Perte du Mas Terrus	Aumelas	706 339	1 842 947
13	Aven Raymond	Aumelas	704 277	1 841 423
14	Aven des Escargots	Aumelas	705 058	1 842 215
15	Aven des Fourches	Aumelas	706 170	1 841 655
16	Aven de la Matte Redonde	Aumelas	706 499	1 842 997
17	Aven Marques	Aumelas	706 260	1 841 805
18	Aven des Deux Lavognes	Aumelas	706 560	1 842 987
19	Aven du Fol	Aumelas	703 887	1 841 293
20	Aven de la Quille	Aumelas	704 057	1 841 263
21	Aven du Troufignous	Aumelas	704 478	1 840 973
22	Aven de Claire	Aumelas	705 708	1 843 888
23	Aven de l'Allée des Amandiers	Aumelas	706 058	1 843 768
24	Perte du Mas de Figuière	Aumelas	705 438	1 843 067
25	Perte du Ravin du Lac	Aumelas	703 878	1 839 550
26	Perte du Ruisseau de la Jasse	Aumelas	704 455	1 844 969
27	Perte de la Grande Combe	Aumelas	709 994	1 843 982
28	Perte Inférieure du Coulazou	Cournonterral	709 182	1 845 413
29	Aven Pradel	Cournonterral	710 766	1 843 071
30	Perte Moyenne du Coulazou	Cournonterral	709 282	1 845 303
31	Perte de la Mosson	Fabrigues	720 162	1 840 004
32	Trou des Chasseurs	Frontignan	711 898	1 829 451
33	Font Caude	Grabels	717 130	1 849 135
34	Perte du Joncas	Loupian	705 899	1 828 835
35	Perte de la Sellette	Montbazin	707 165	1 837 129
36	Perte Supérieure du Coulazou	St Paul et Valmalle	707 387	1 847 725
37	Perte du Ruisseau de Tortosa	St Paul et Valmalle	707 759	1 846 233
38	Aven des Poteries	Villeneuve les Maguelone	720 606	1 837 320
39	Aven des Vignes	Villeneuve les Maguelone	720 736	1 837 420
40	Aven des Asphodeles	Villeneuve les Maguelone	720 535	1 837 621
41	Grotte de la Madeleine	Villeneuve les Maguelone	720 576	1 837 190

Figure A- 2. Liste des pertes et phénomènes karstiques de la carte de localisation associée à la Figure A-12 (extrait de Vigouroux et al, 2008, BRGM/RP-56503-FR)

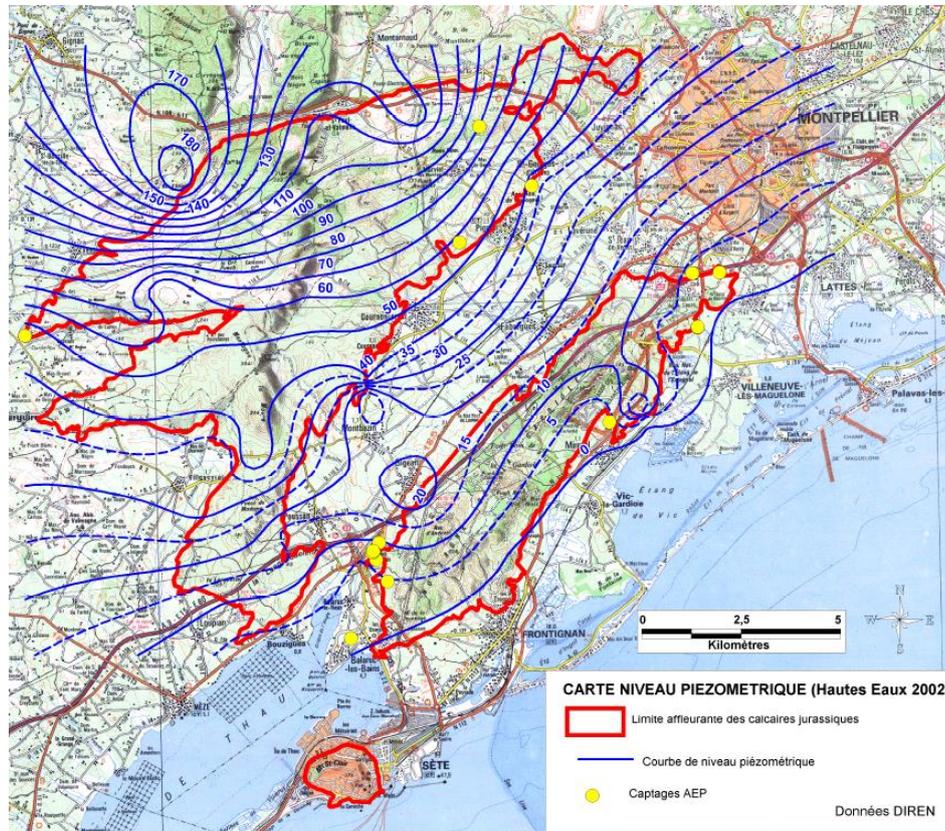
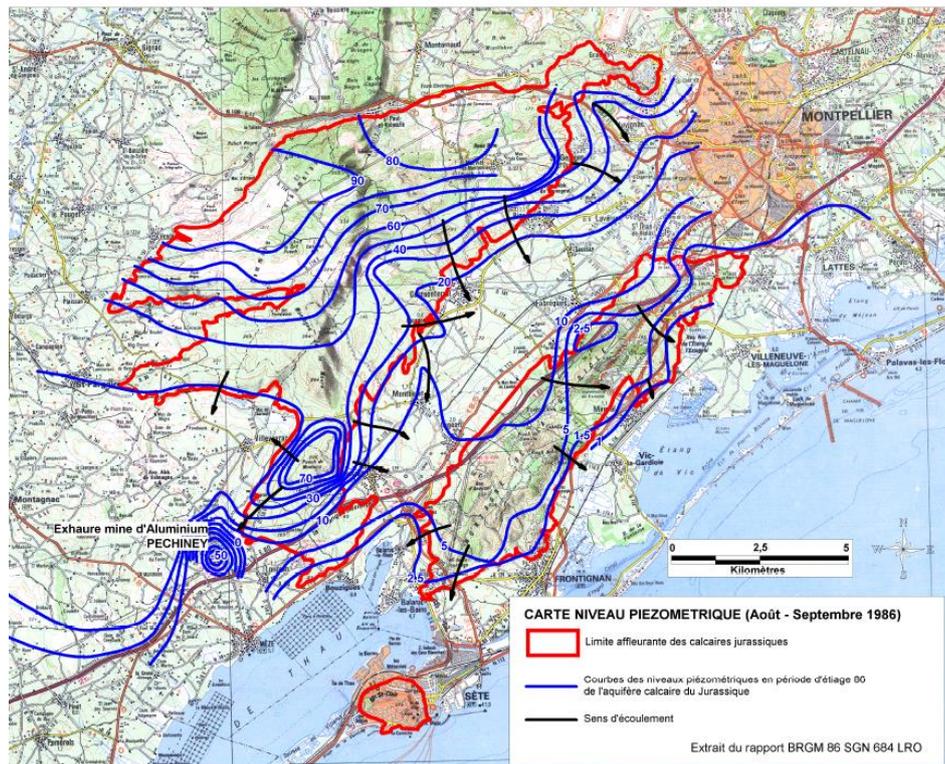


Figure A- 3. Cartes piézométriques d'étiage en 1986 et 2002 (extrait de Vigouroux et al, 2008)

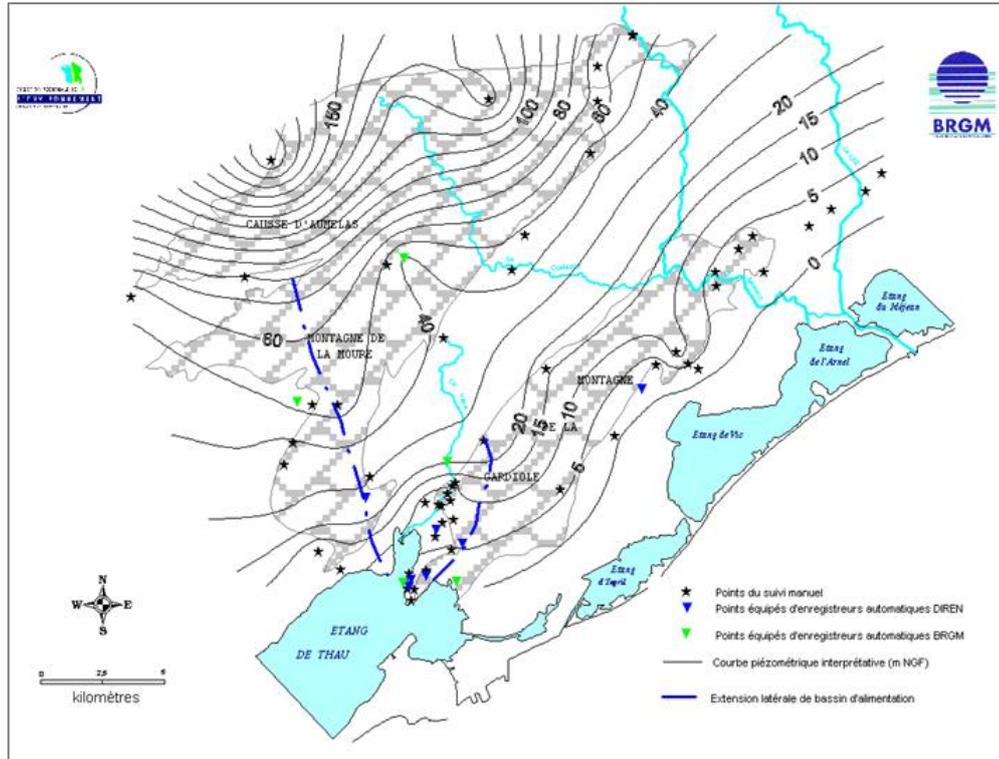


Figure A- 4. Piézométrie régionale de hautes eaux (1999) des calcaires du pli ouest de Montpellier. Extrait de Dorfliger et al 2001, BRGM/RP-50789-FR.

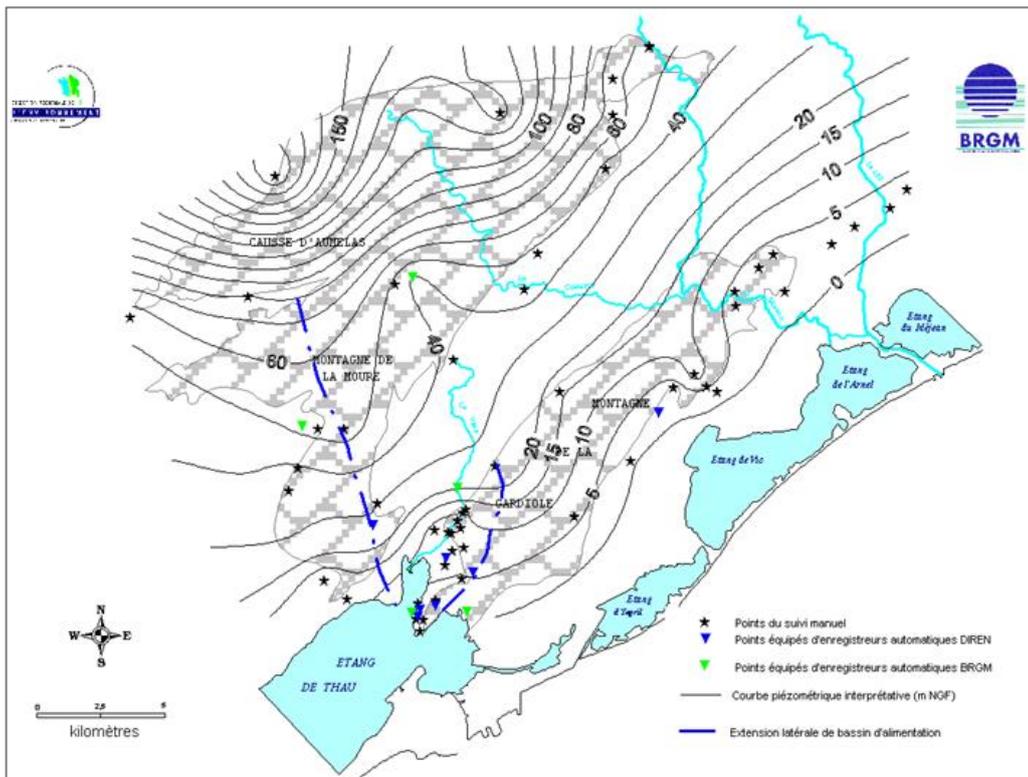


Figure A- 5. Piézométrie régionale d'étiage (2000) des calcaires du pli ouest de Montpellier. Extrait de Dorfliger et al 2001, BRGM/RP-50789-FR.

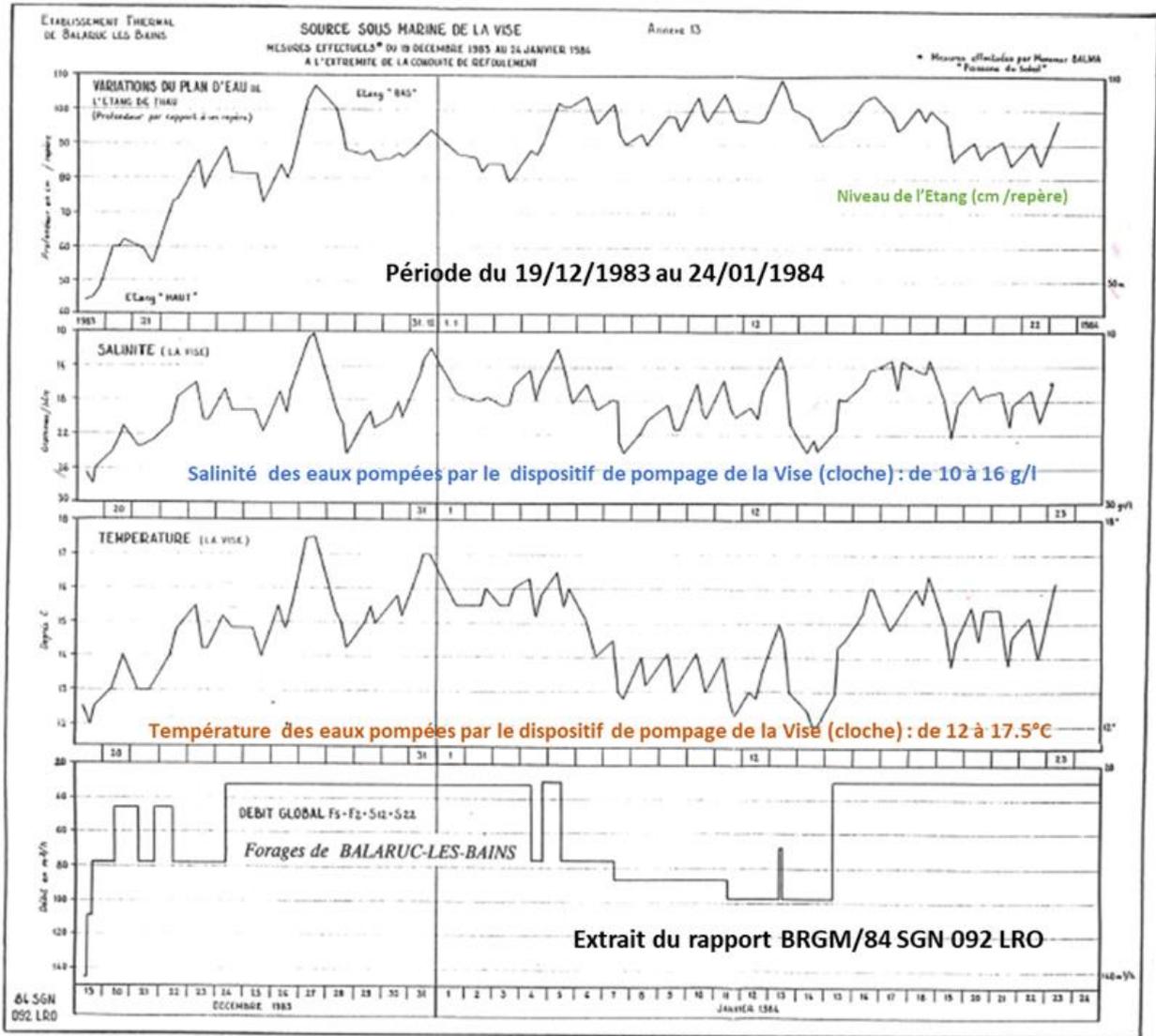


Figure A- 6. Evolution des paramètres physico-chimiques des eaux pompées par le dispositif de pompage (période du 19/12/1983 au 24/01/1984). Les niveaux de l'étang et les débits des forages thermaux de Balaruc-les-Bains sont également reportés.

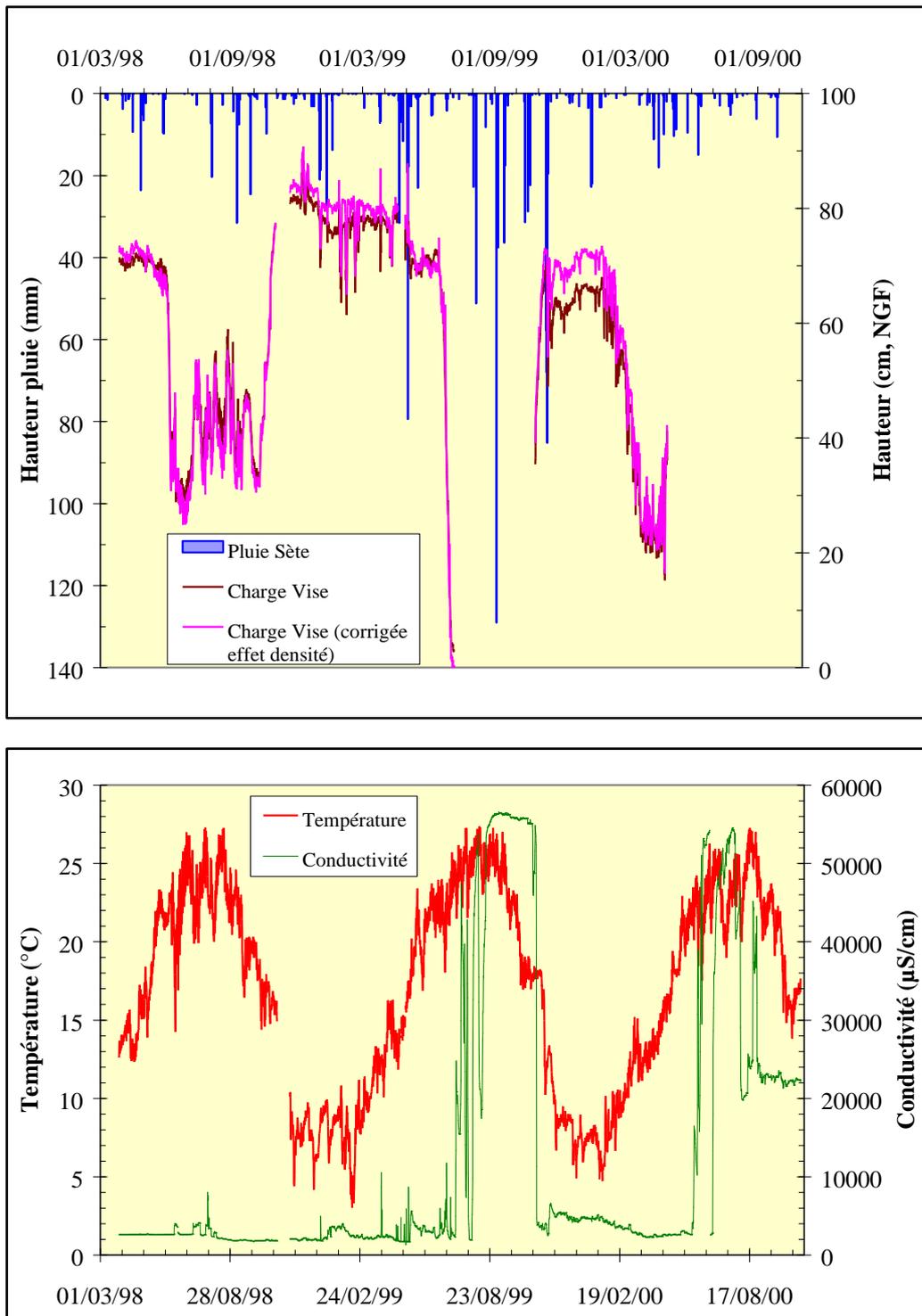


Figure A- 7. Évolutions temporelles de la charge de la Vise (exprimée par rapport au niveau de l'étang), de la température et de la conductivité en fonction de la pluviométrie à Sète. (Extrait de Ladouche et al, (2001), rapport BRGM/RP-50787-FR)

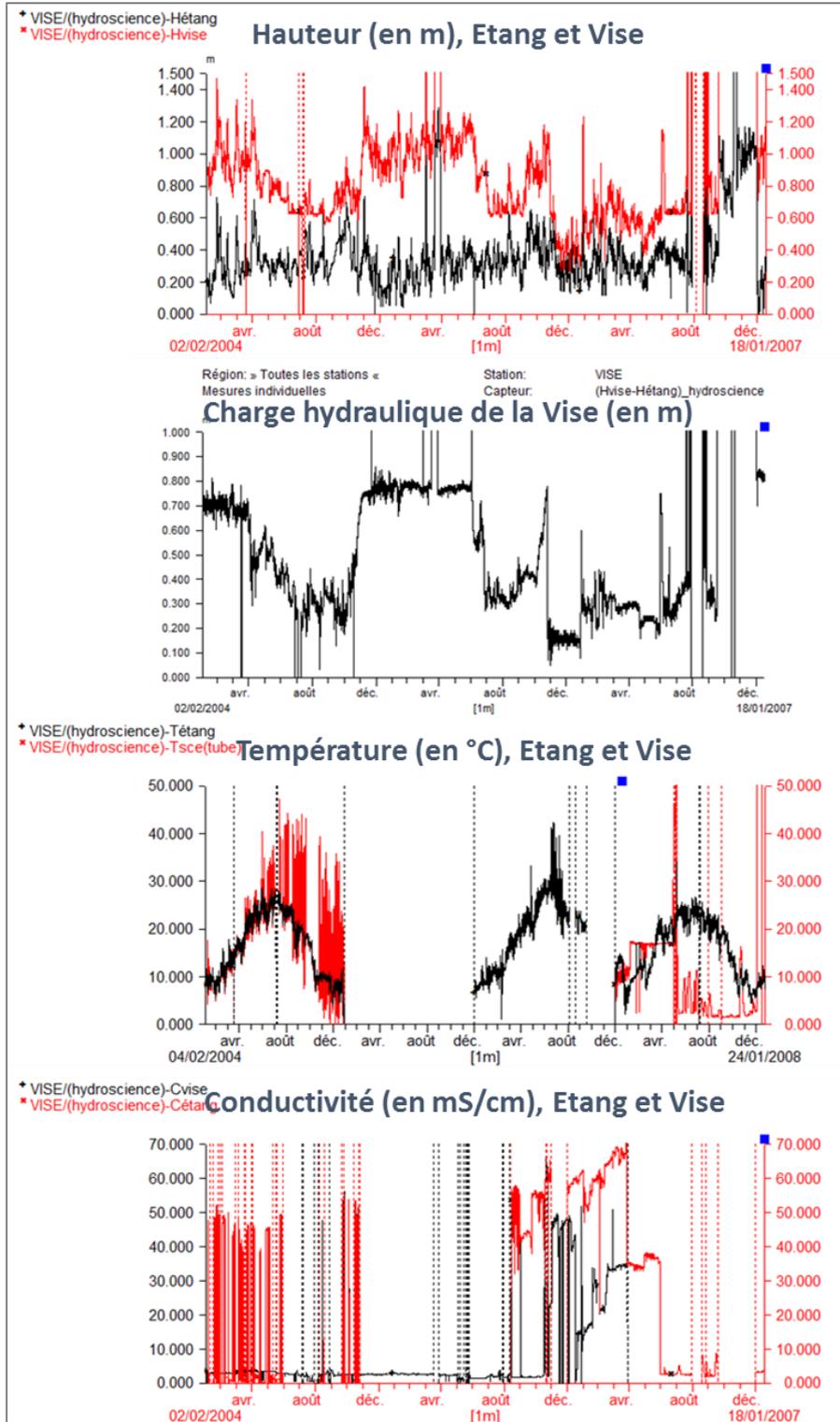


Figure A- 8. Évolutions temporelles de la charge de la Vise (exprimée par rapport au niveau de l'étang), de la température et de la conductivité (Planche graphique créée à partir des données d'Hydrosience Montpellier)



Figure A- 9. Environnement de la source d'Ambressac (comparaison entre 1998 et 2017)



Figure A- 10. Environnement de la source d'Ambressac, vues de l'ancien puits (comparaison entre 1998 et 2017)

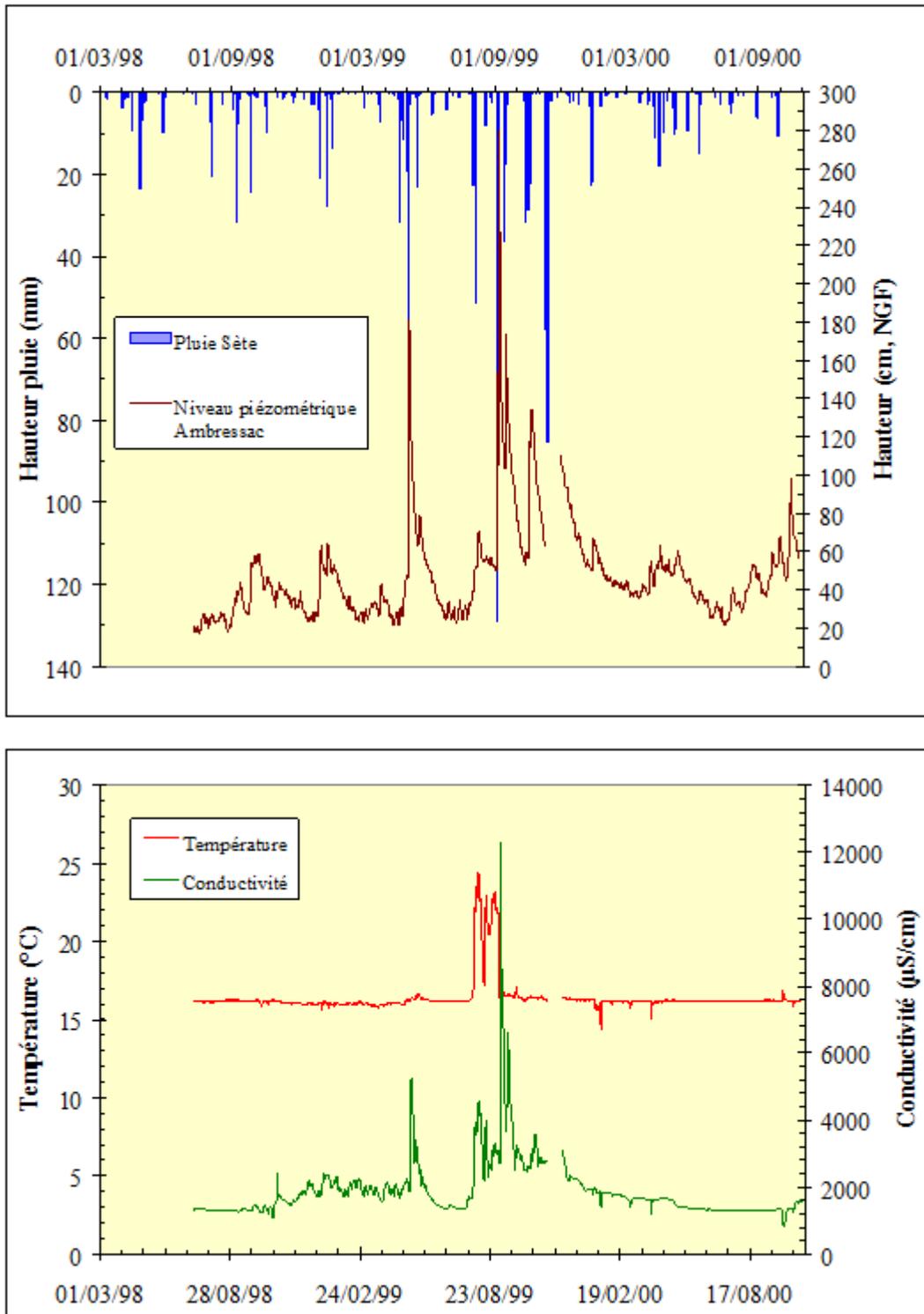


Figure A- 11. Evolution de la hauteur d'eau et des paramètres physico-chimiques de la source d'Ambressac en fonction de la pluviométrie (1998-2000), extrait de Ladouche et al, (2001), rapport BRGM/RP-50787-FR.

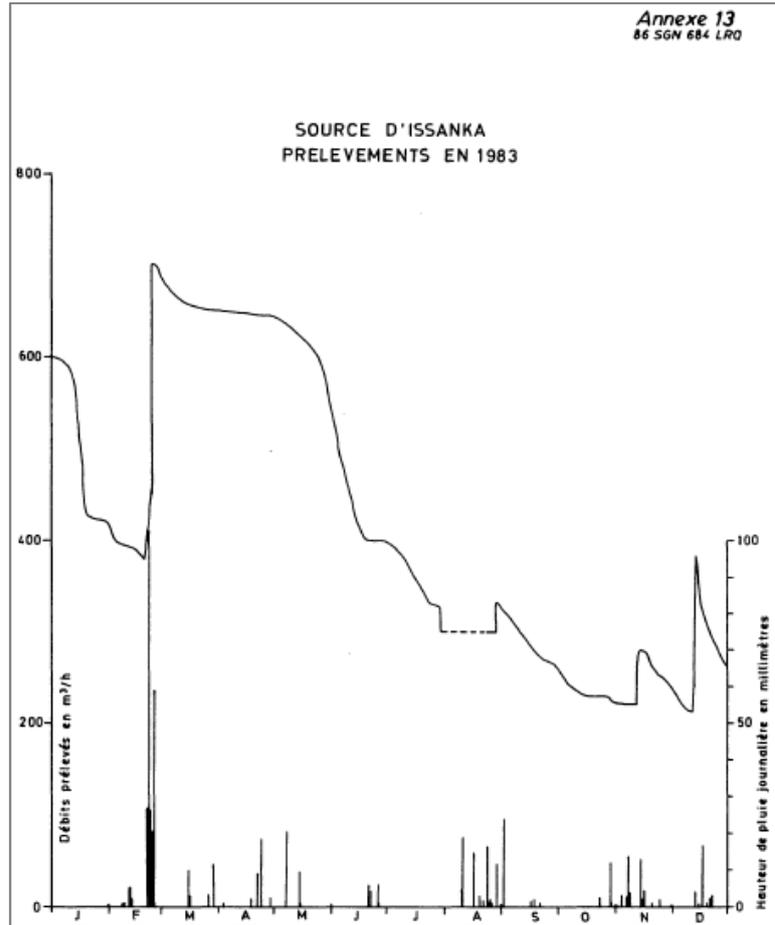


Figure A- 12. Exemple d'évolution du débit de prélèvement de la source d'Issanka (1983), extrait du rapport BRGM 86 SGN 684 LRO.

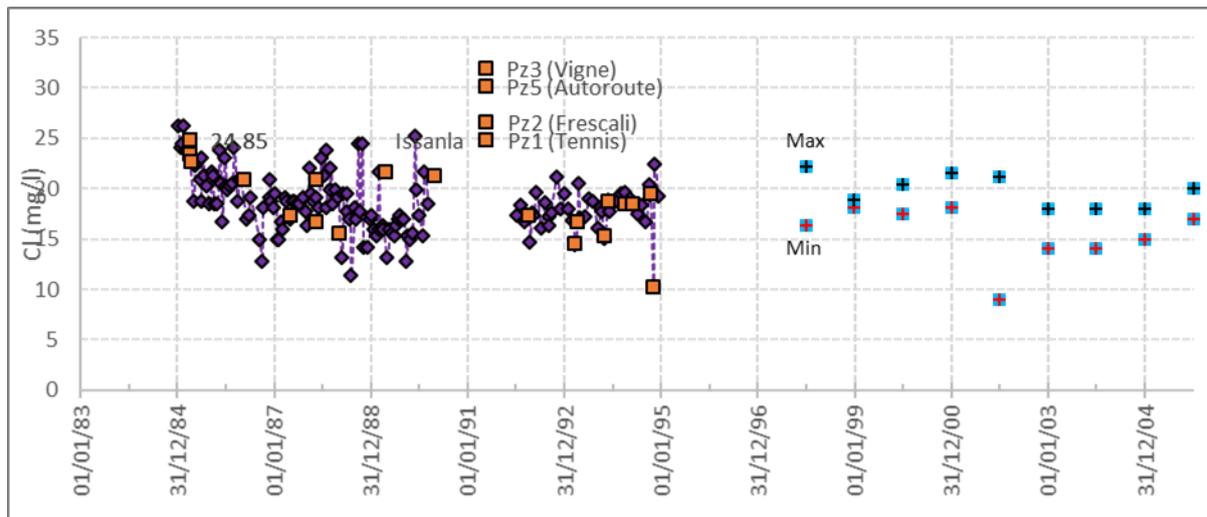


Figure A- 13. Evolution des teneurs en chlorure à Issanka (1984-2005), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports du CERGA notamment.

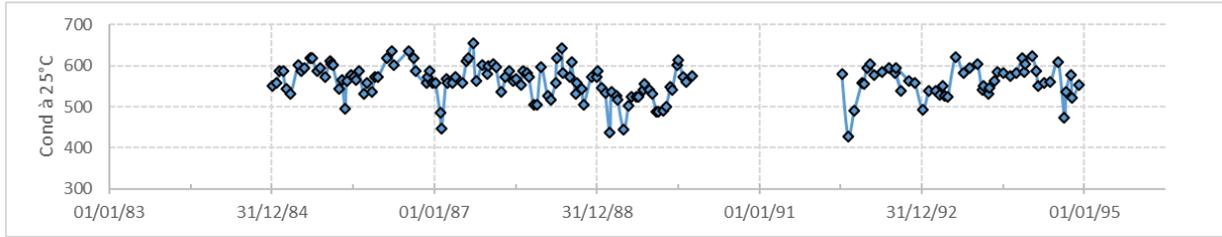


Figure A- 14. Evolution de la conductivité électrique de l'eau à Issanka (1984-1995), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports des bureaux d'étude.

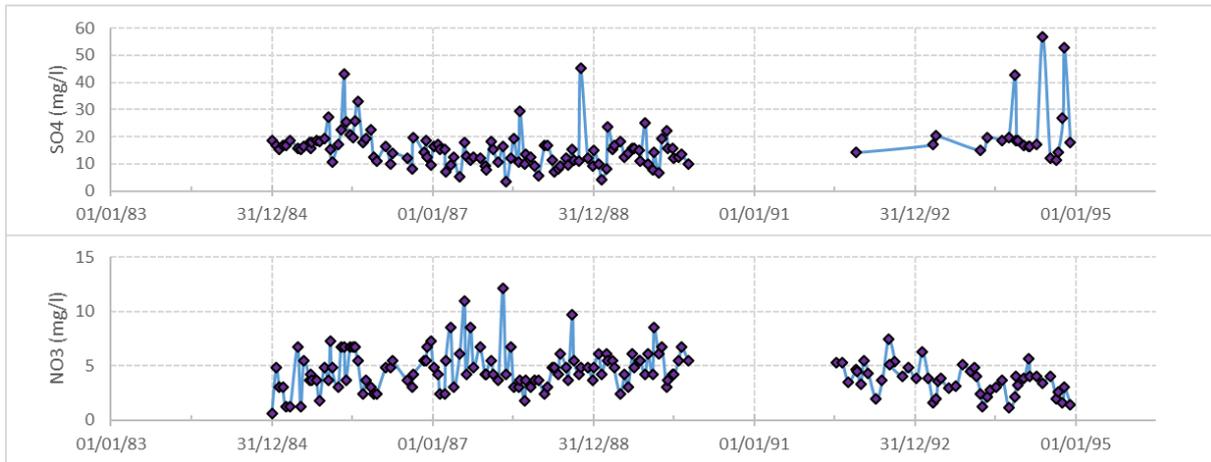


Figure A- 15. Evolution des teneurs en sulfate et chlorure à Issanka (1984-1995), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports des bureaux d'étude.

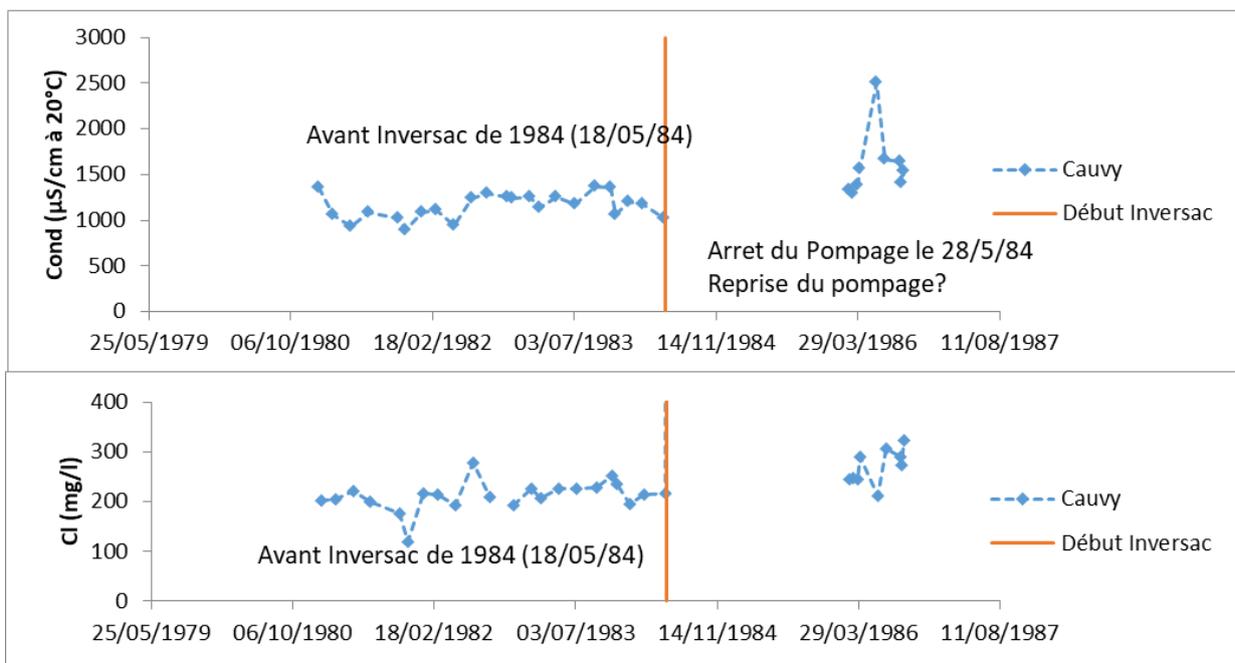


Figure A- 16. Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en chlorures de l'eau de la source de Cauvy (1988-1987), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports des bureaux d'étude.

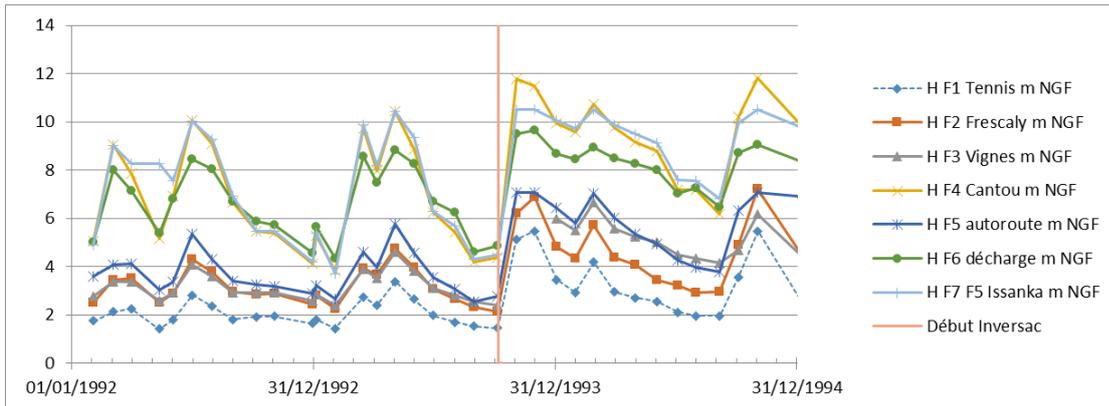


Figure A- 17. Evolution de la piézométrie mensuelle du réseau d'observation d'Issanka (1992-1994), figure réalisée à l'aide des données consignées dans les rapports des bureaux d'étude.

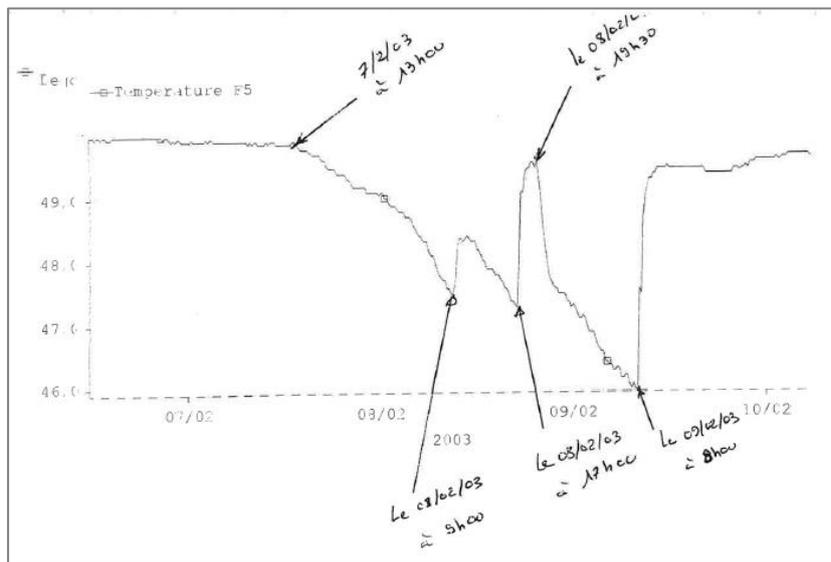


Figure A- 18. Caractérisation de l'impact du pompage du forage F9 sur la température mesurée dans l'eau pompée au forage F5 (Extrait rapport A30869)

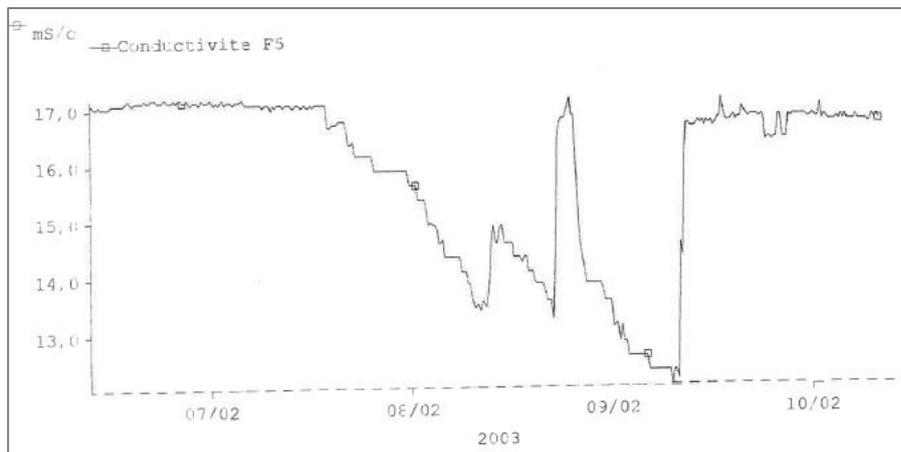


Figure A- 19. Caractérisation de l'impact du pompage du forage F9 sur la conductivité mesurée dans l'eau pompée au forage F5 (Extrait rapport A30869)

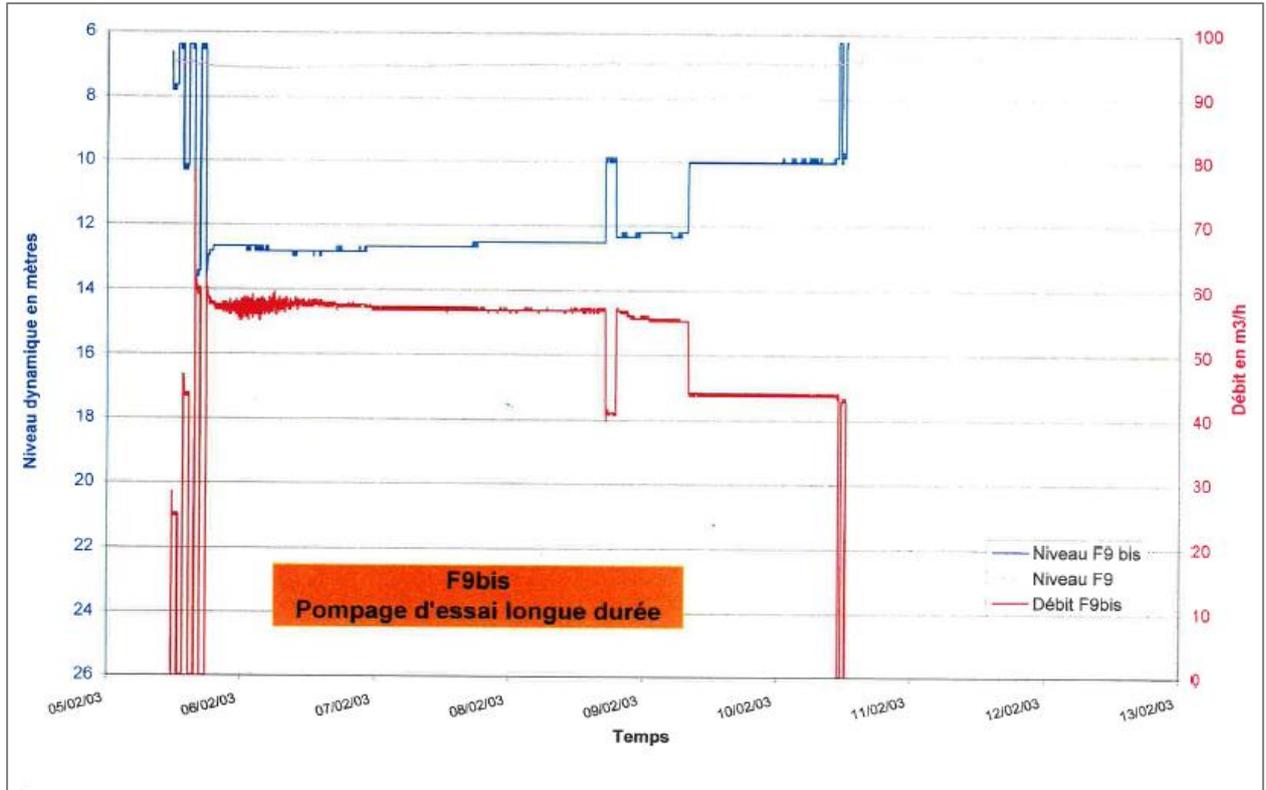


Figure A- 20. Essais de pompage du forage F9bis (A30869)

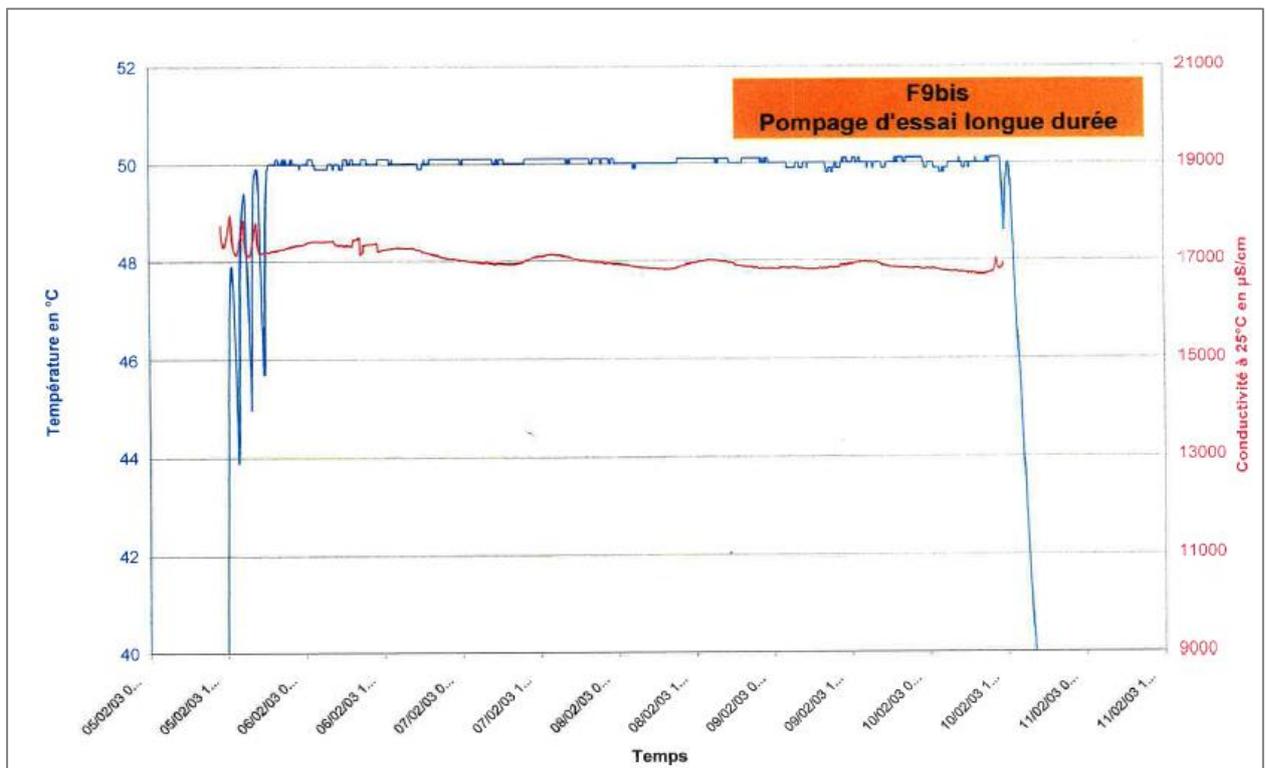


Figure A- 21. Evolution de la température et de la conductivité de l'eau du forage F9bis au cours des tests de pompage (A30869)

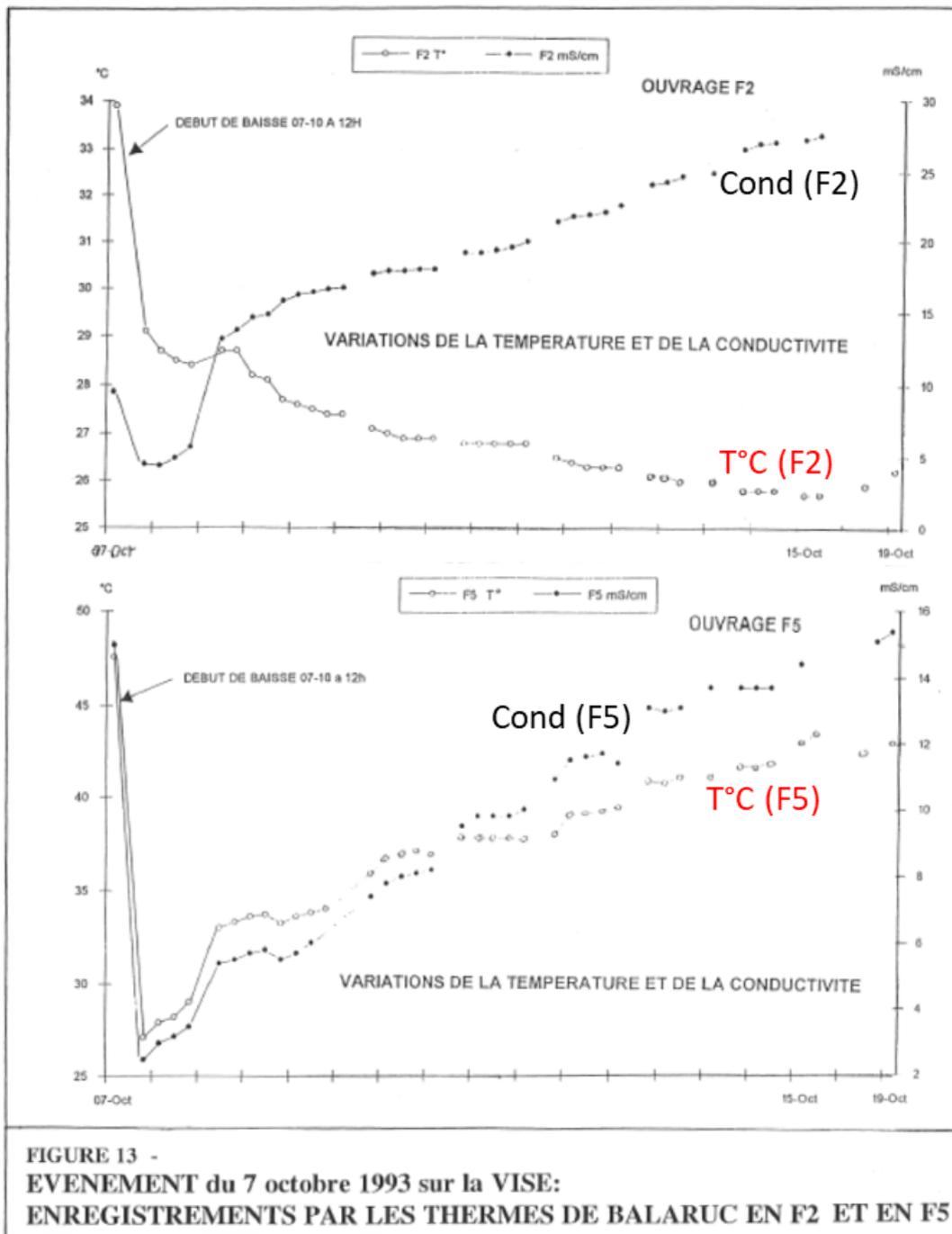


Figure A- 22. Evolution des paramètres physico-chimiques des eaux des forages thermaux F2 et F5 au cours de l'inversac d'octobre 1993 (Extrait de Bérard, 1995).

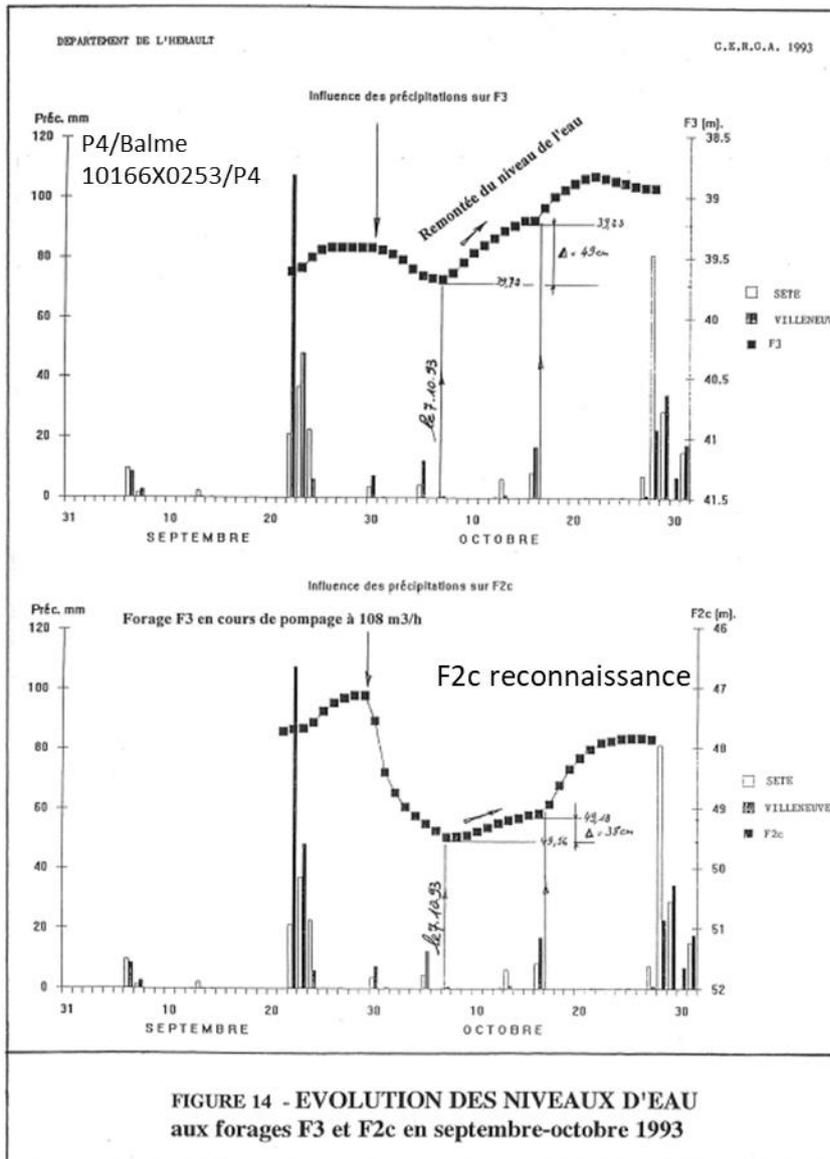


Figure A- 23. Evolution de la piézométrie et de la pluviométrie dans le secteur de Belvezet (Presqu'île de Balaruc), extrait de Bérard (1995).

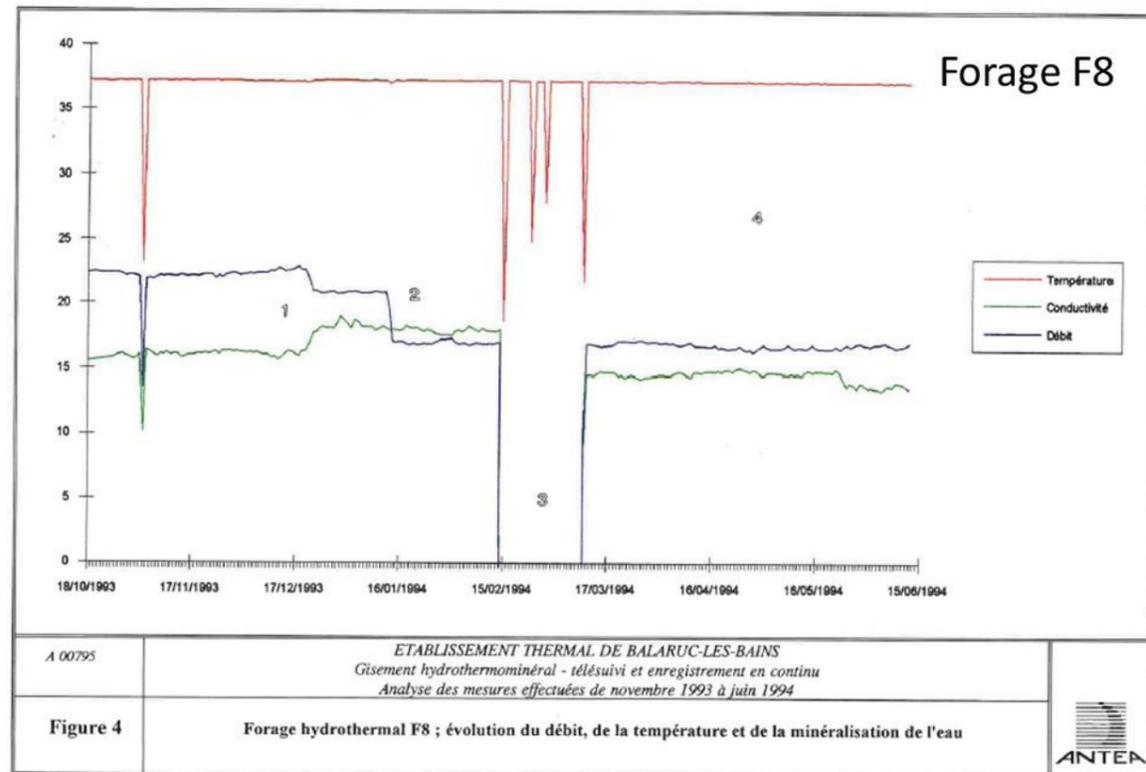
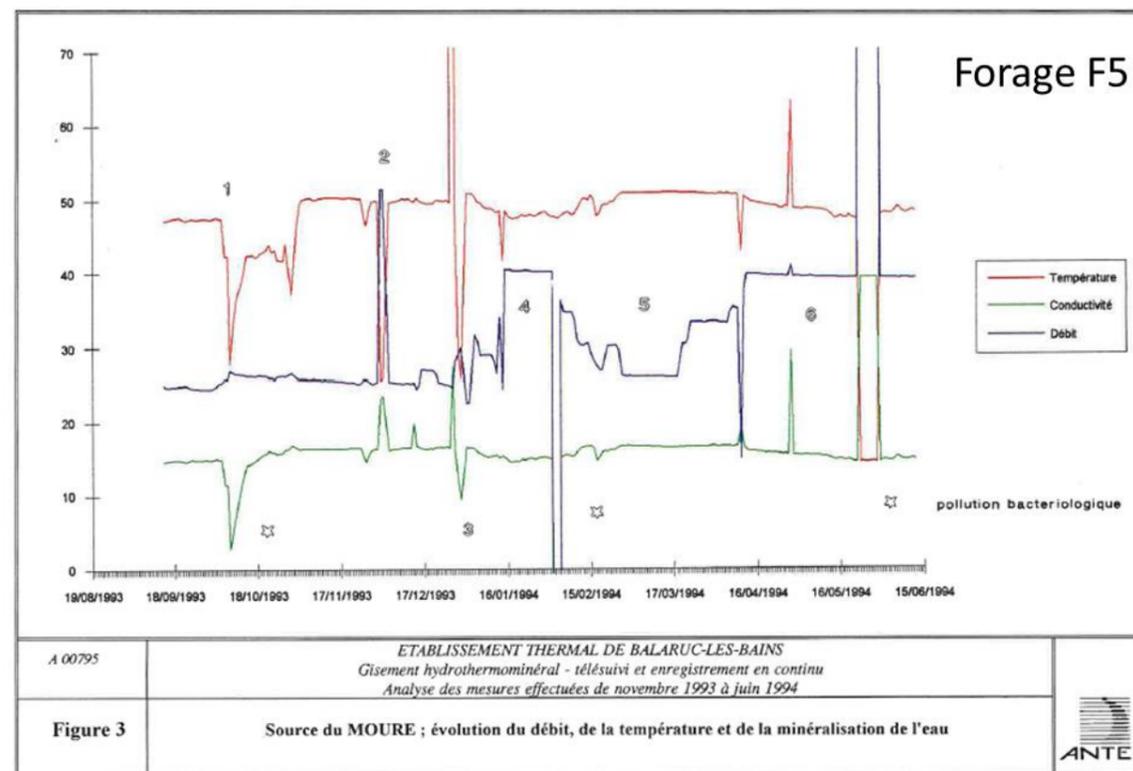
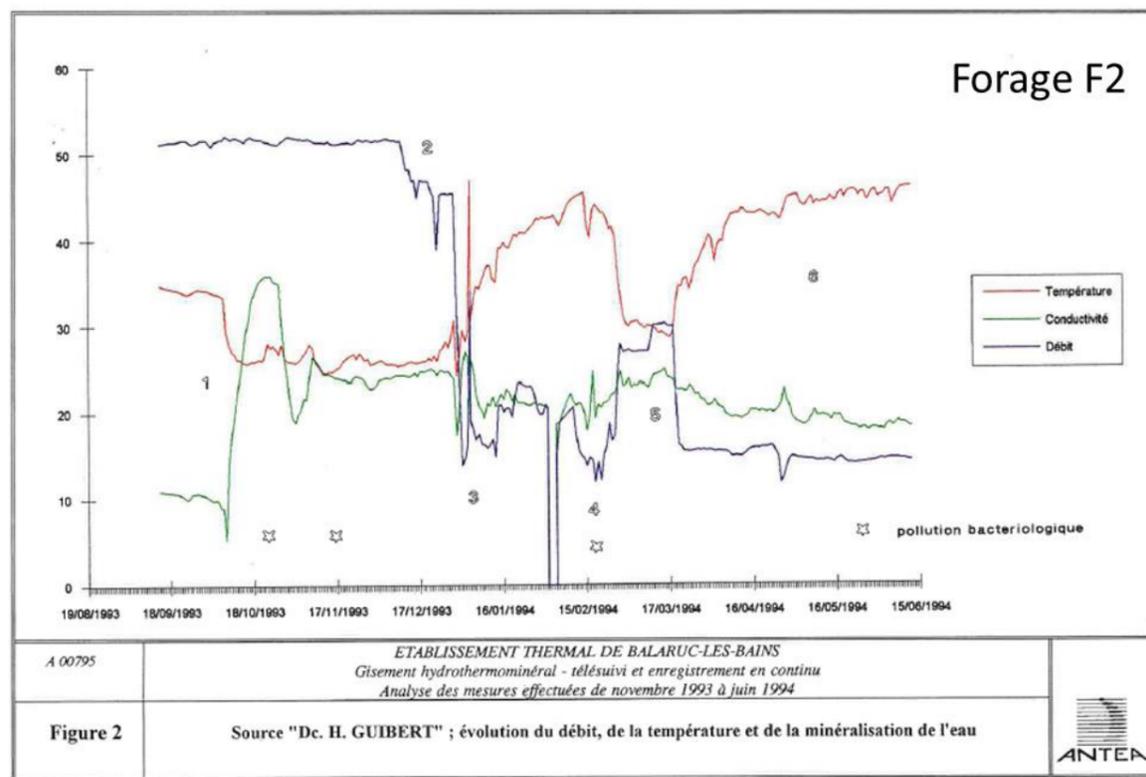


Figure A- 24. Evolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2, F5 et F8 (1993-1994)

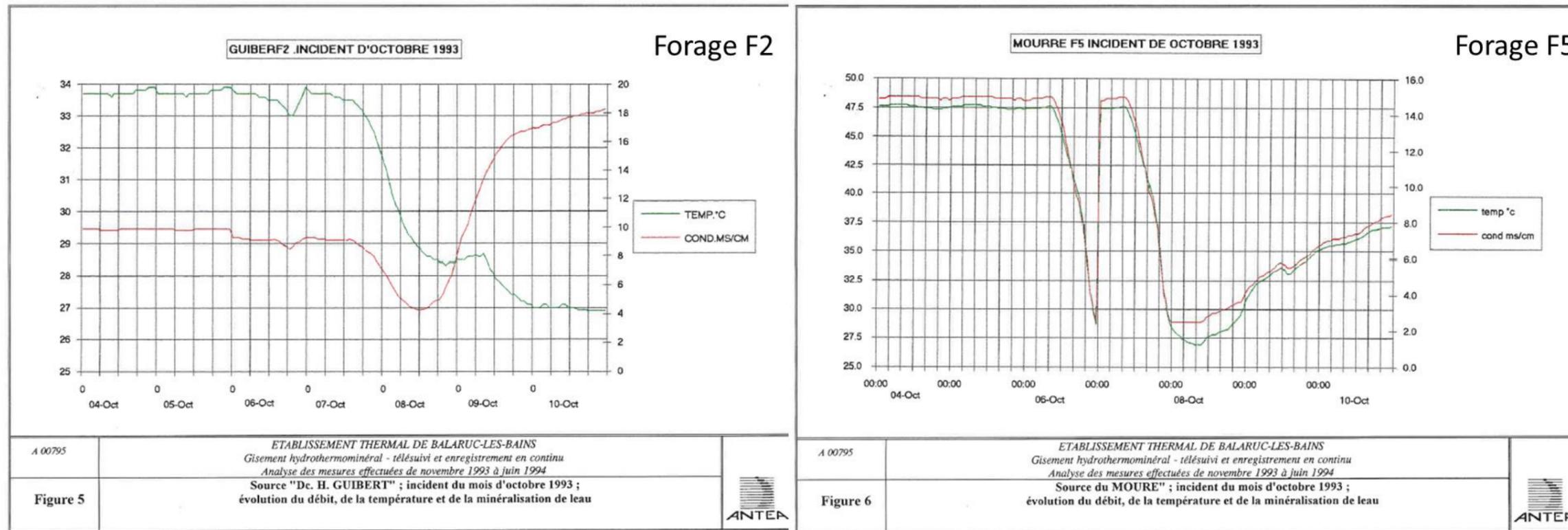


Figure A- 25. Evolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2 et F5 au début de l'inversac du mois d'octobre 1993.

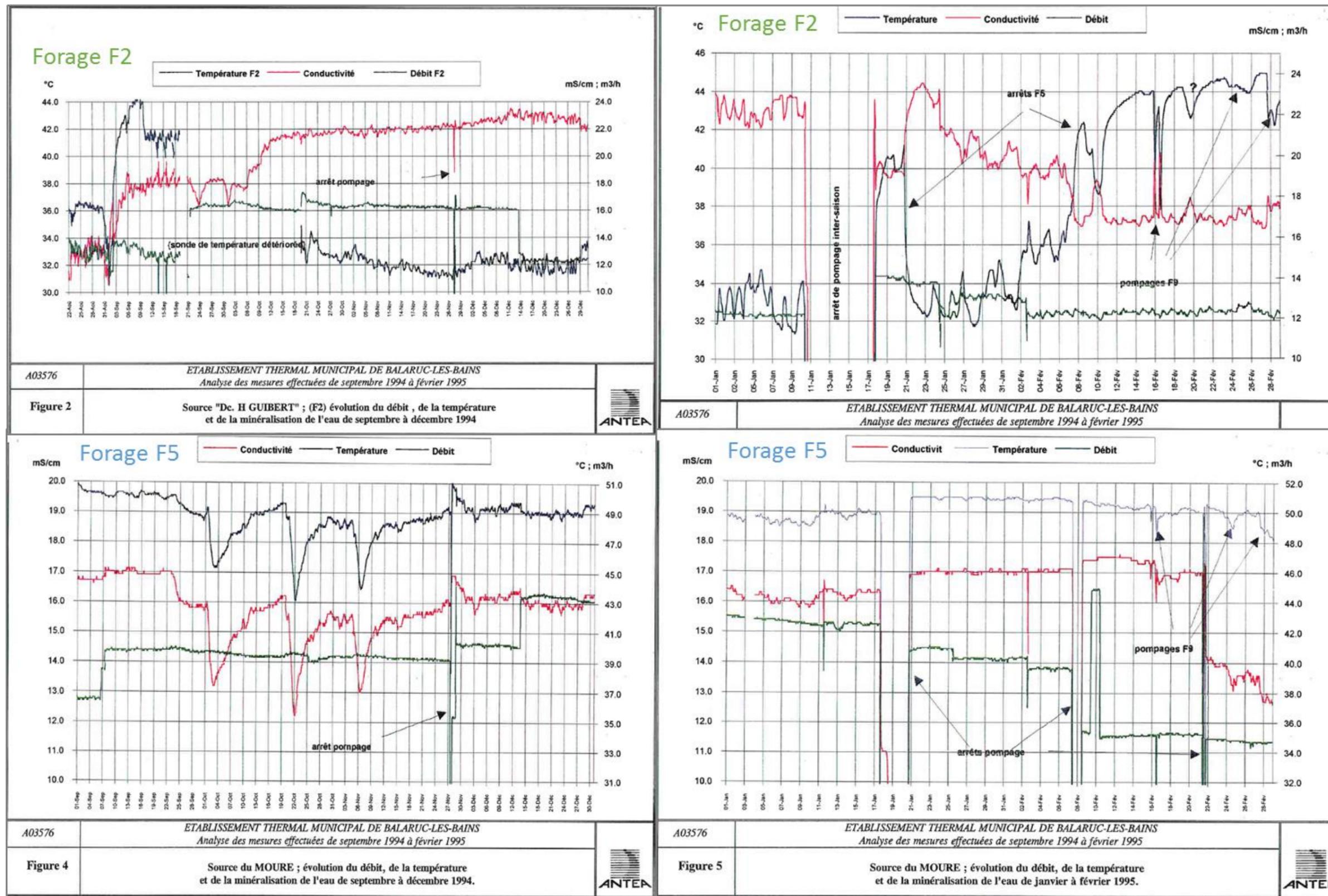


Figure A- 26. Evolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2 et F5 et F8 (1994-1995)

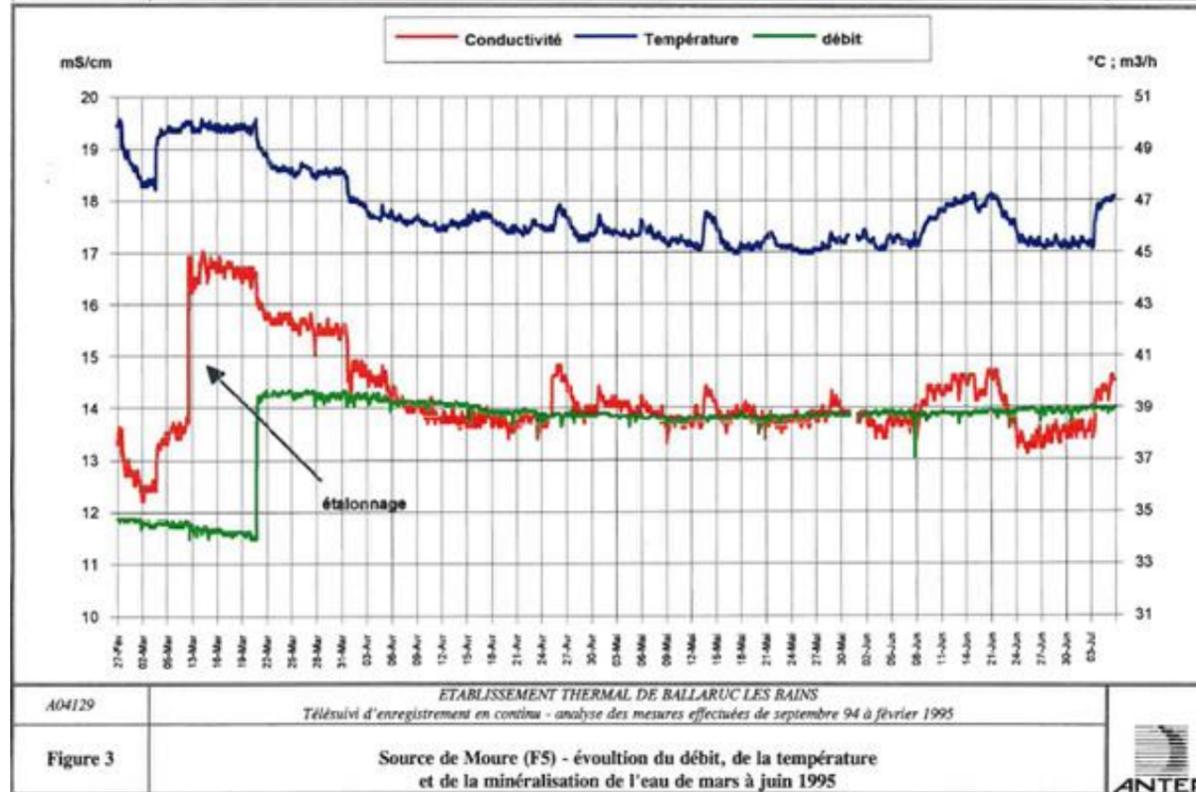
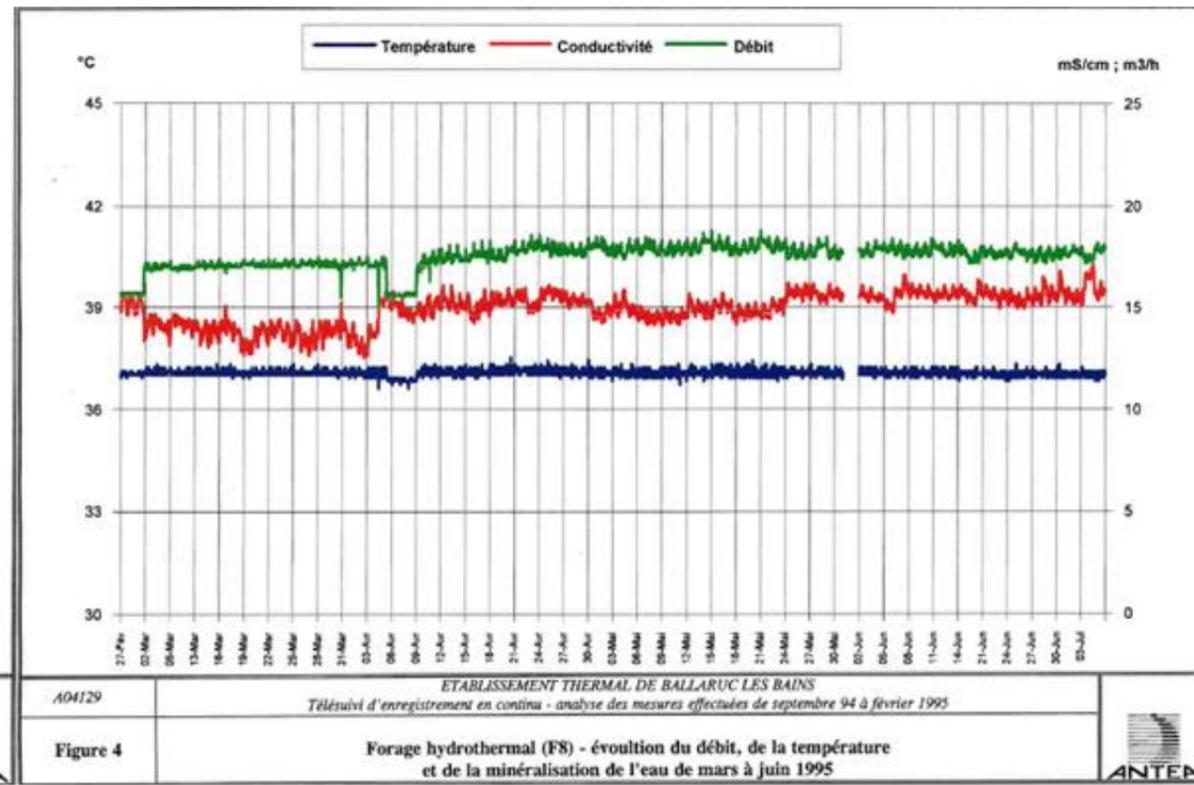
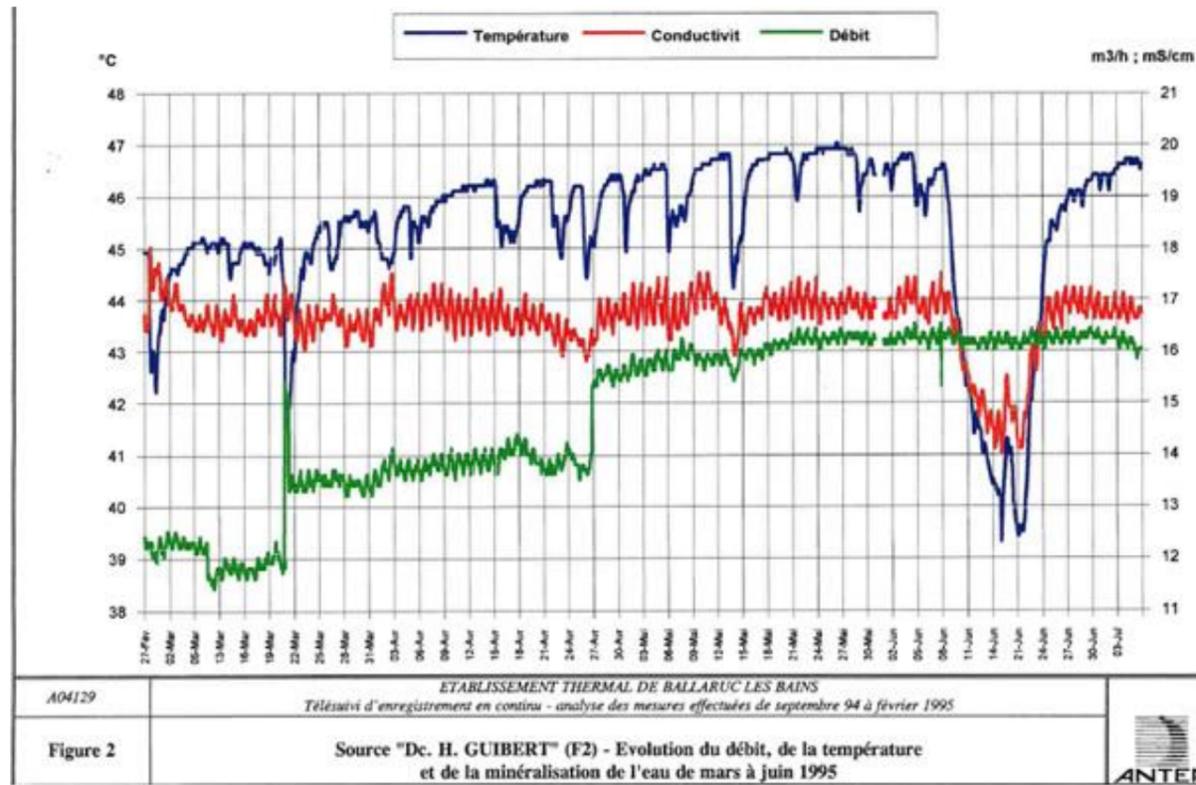


Figure A- 27. Evolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2, F5 et F8 (septembre 1994-mars 1995)

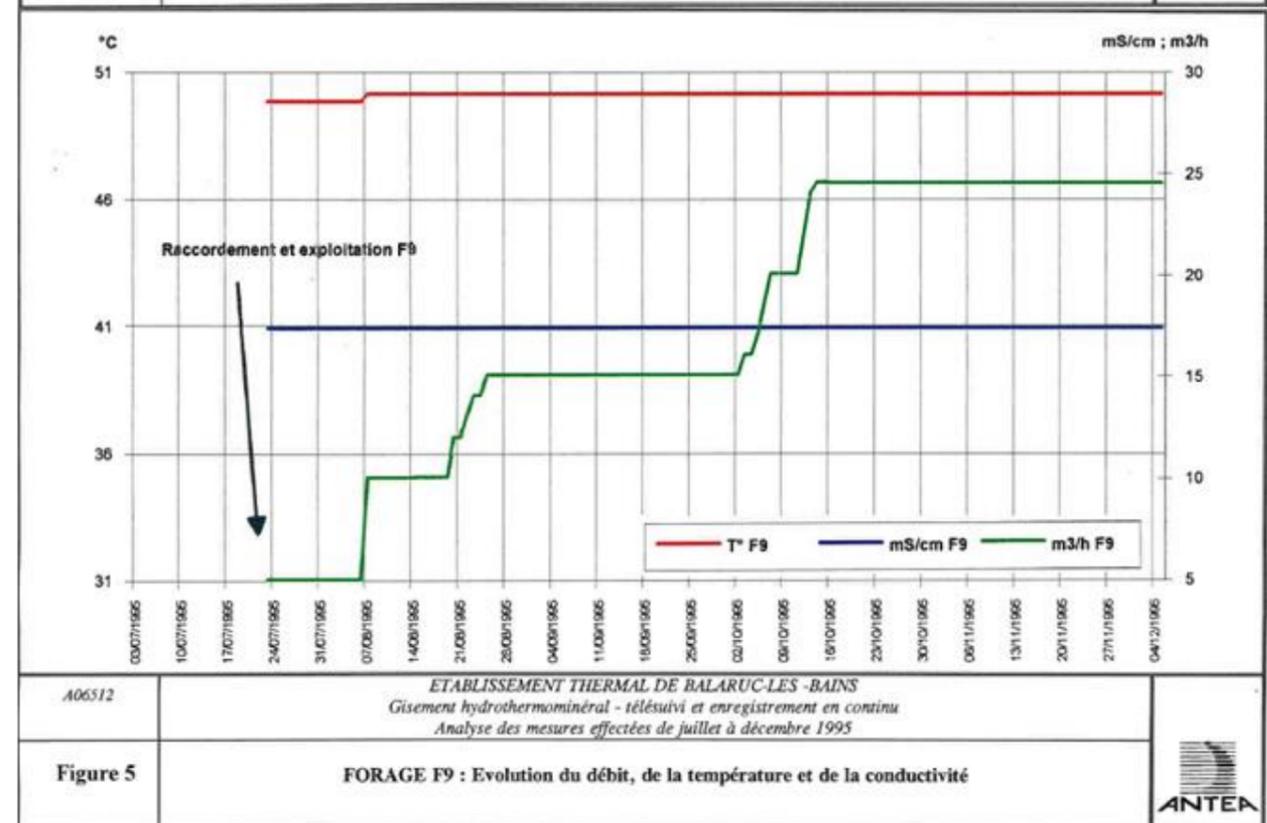
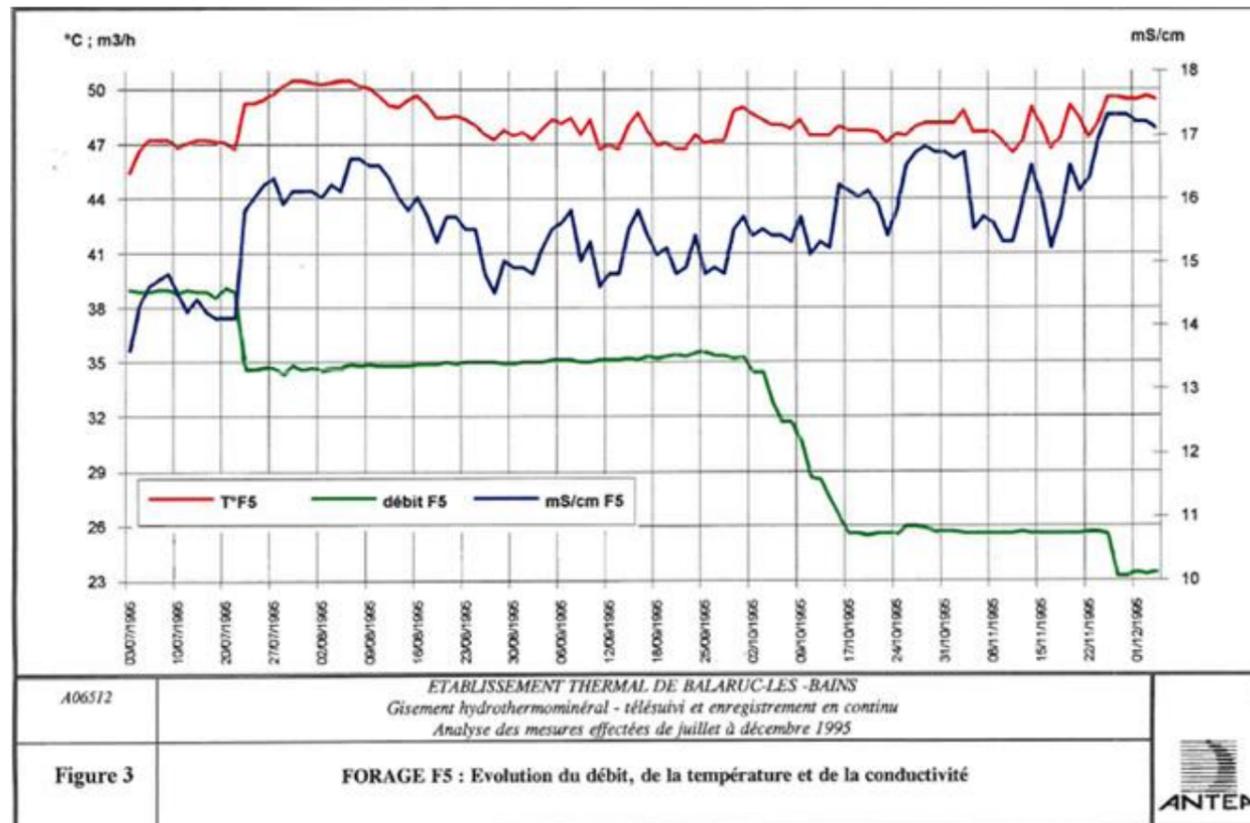
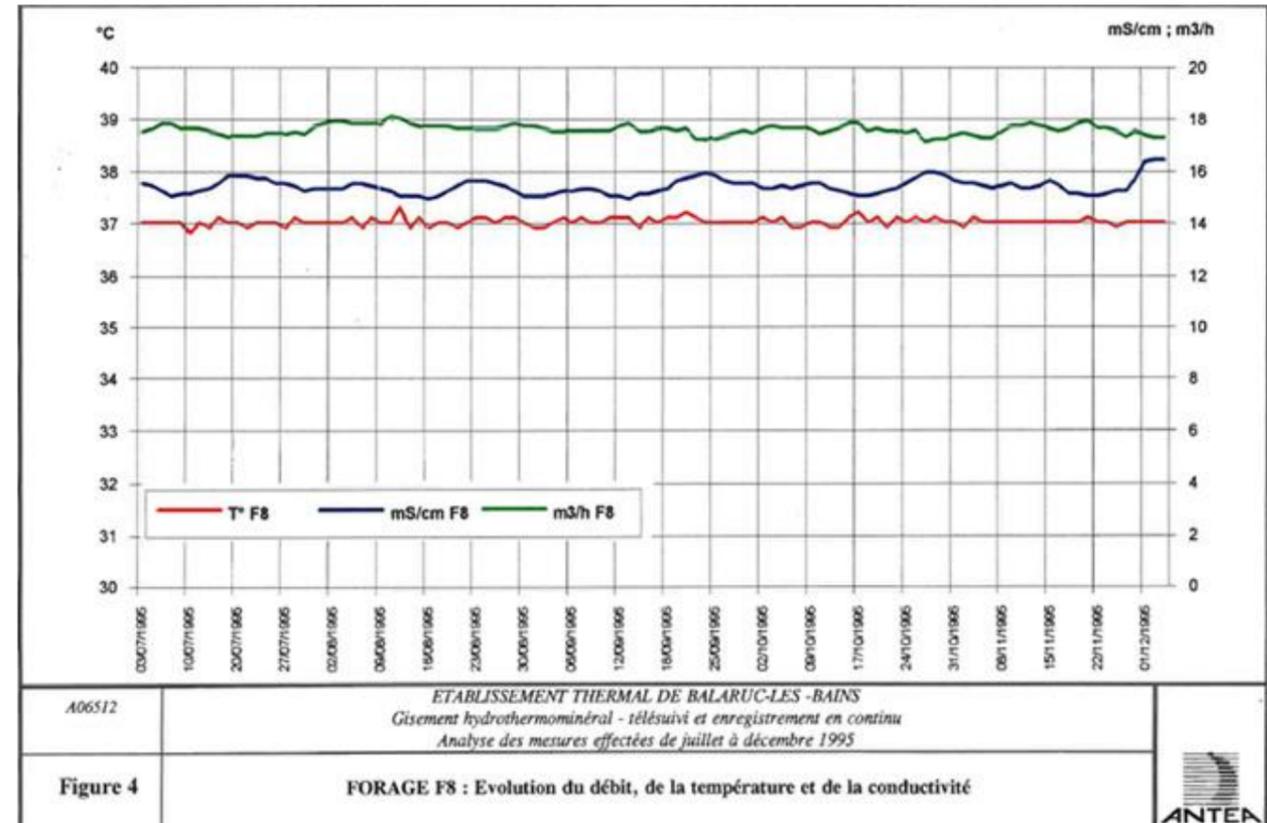
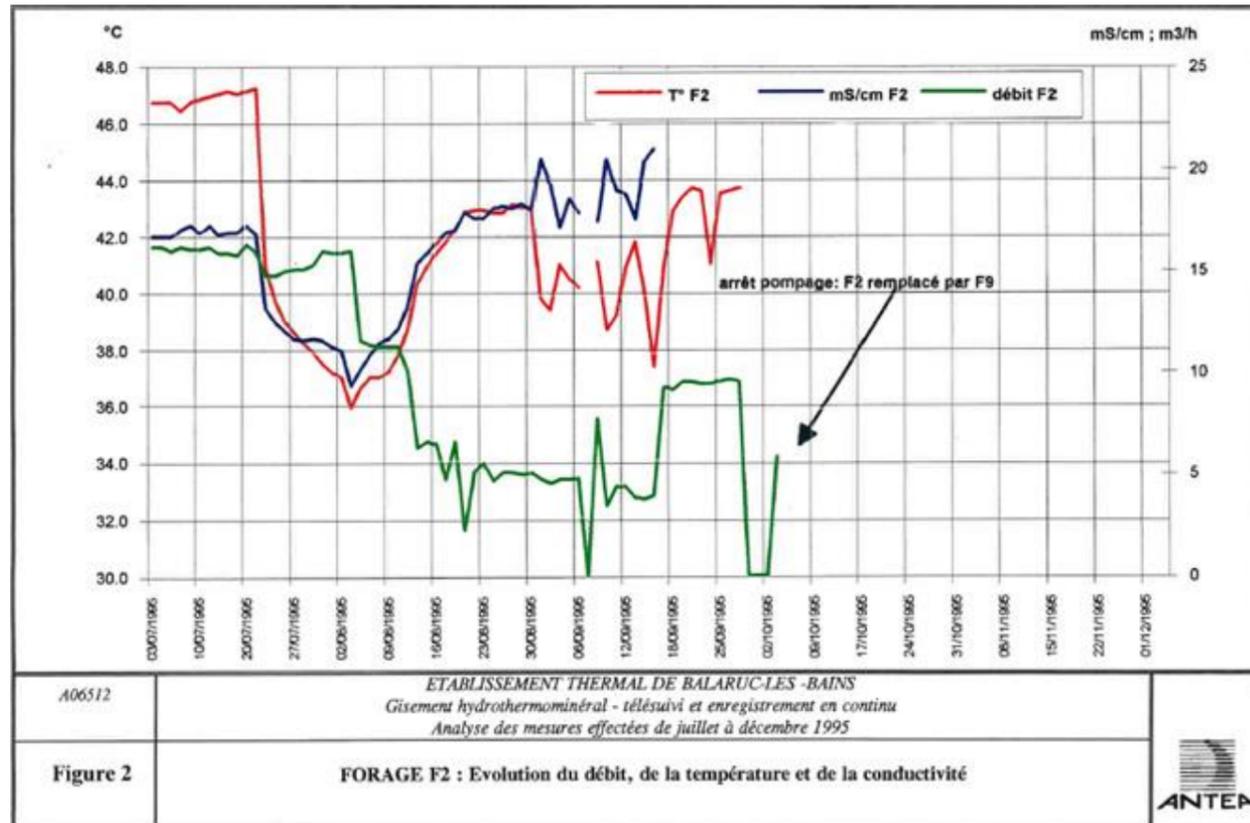
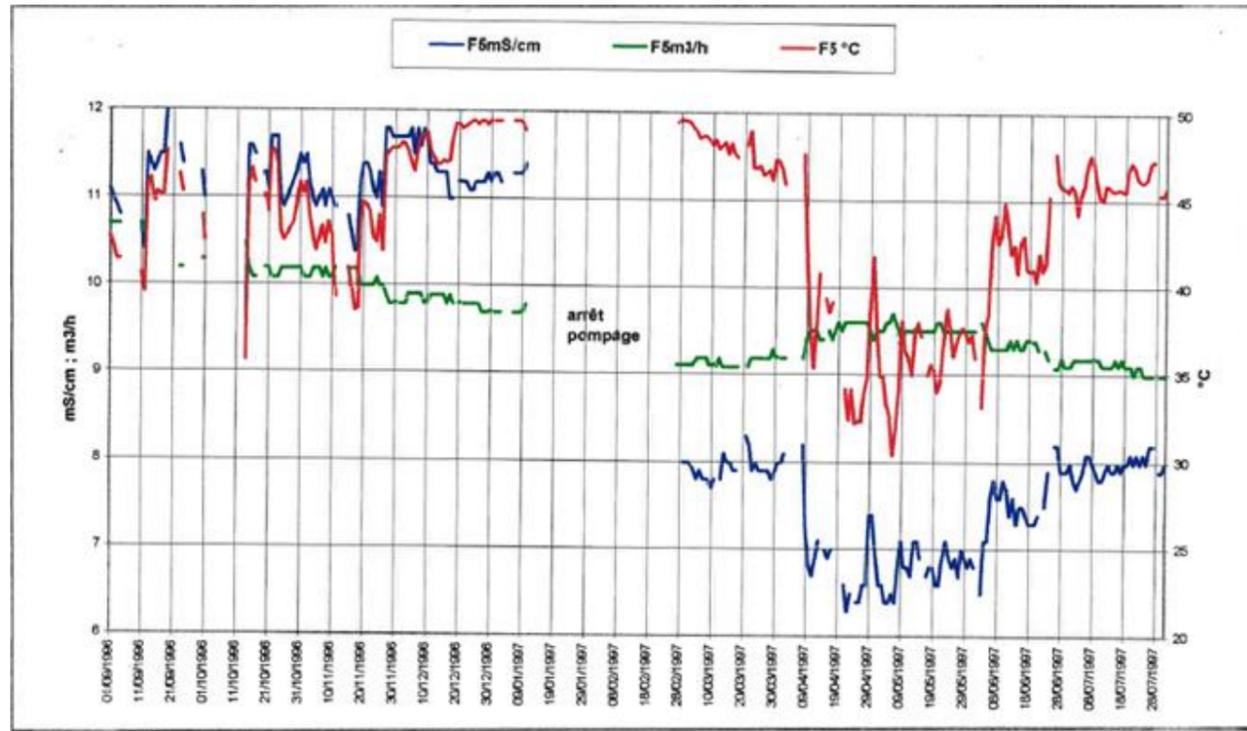
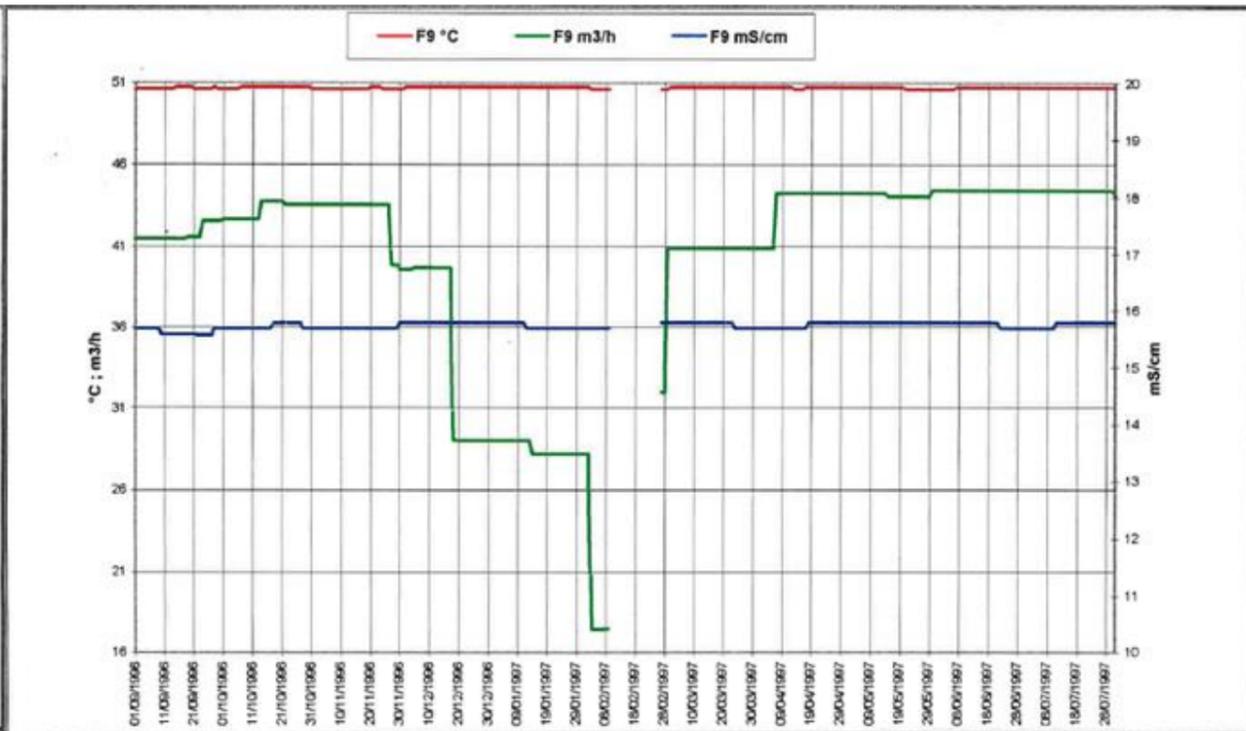


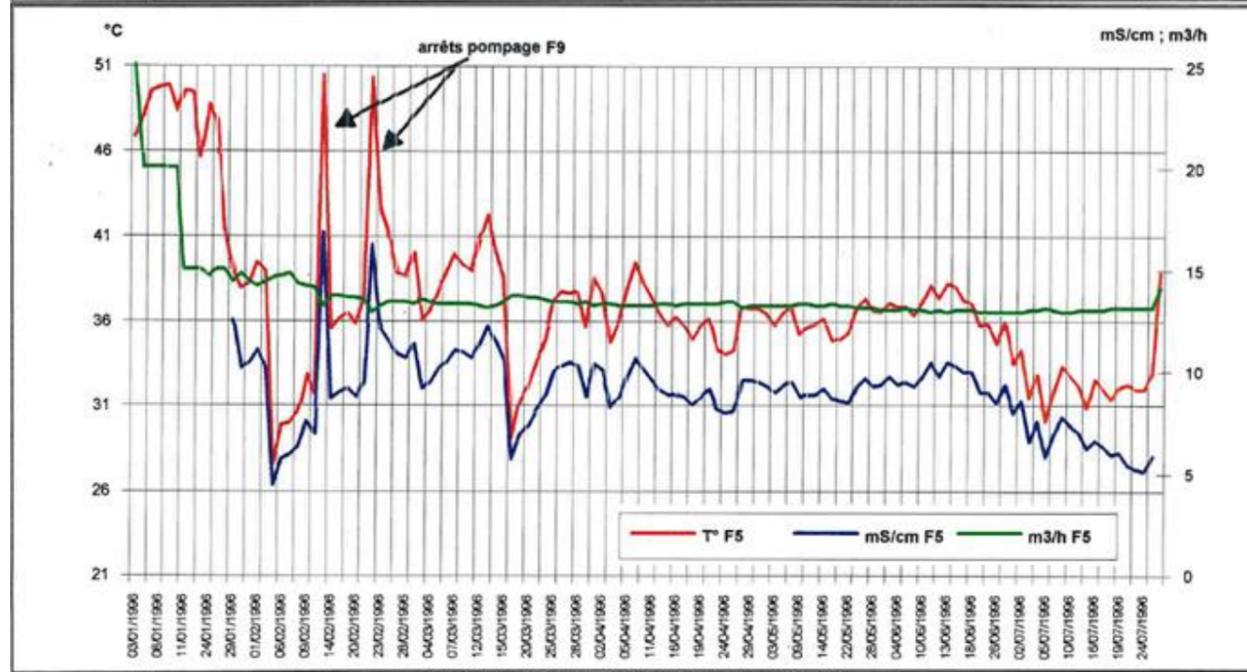
Figure A- 28. Evolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F2, F5, F8 et F9 (juillet à décembre 1995)



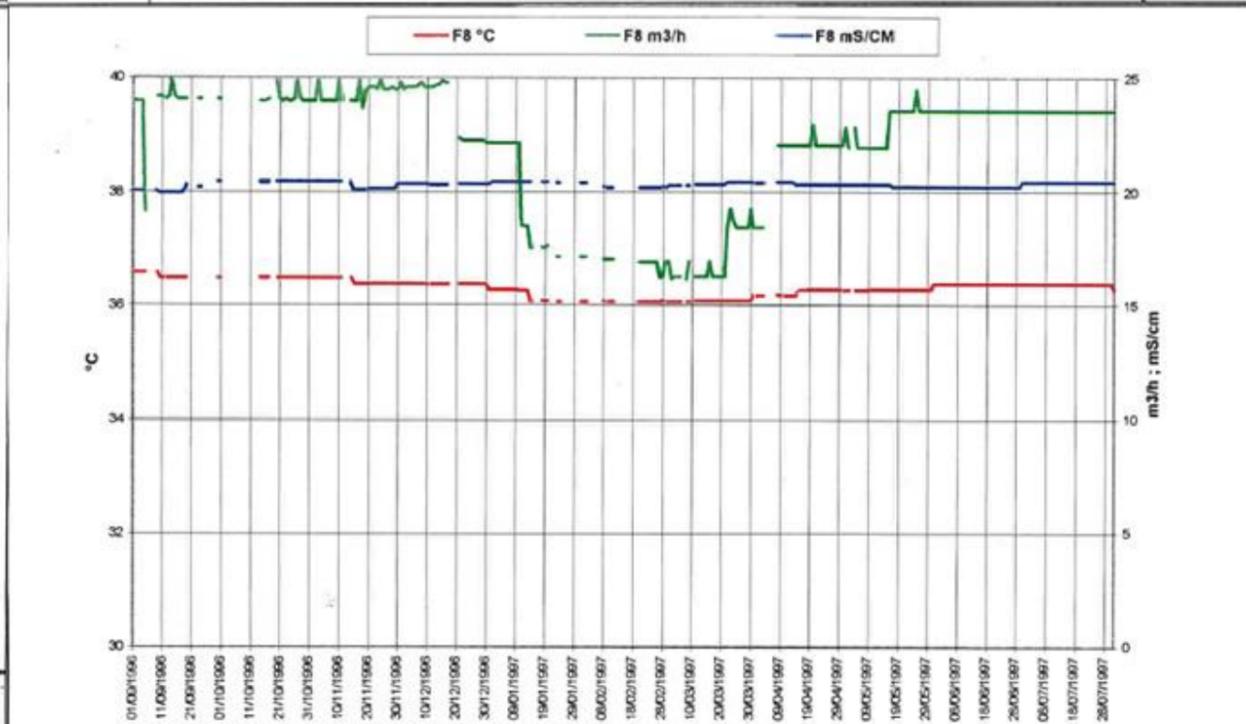
A 13437
Balaruc les Bains
Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc les Bains - septembre 1996 à juillet 1997
Figure 2 Source du Moure - Evolution du débit, de la température et de la minéralisation
ANTEA



A 13437
Balaruc les Bains
Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc les Bains - septembre 1996 à juillet 1997
Figure 4 Forage hydrothermal F9 - Evolution du débit, de la température et de la minéralisation
ANTEA



A06928
ETABLISSEMENT THERMAL DE BALARUC-LES-BAINS
Gisement hydrothermominal - télésuivi et enregistrement en continu
Analyse des mesures effectuées de janvier à juillet 1996
Figure 2 FORAGE F5 : Evolution du débit, de la température et de la conductivité
ANTEA



A 13437
Balaruc les Bains
Suivi du gisement hydrothermal de Balaruc les Bains - septembre 1996 à juillet 1997
Figure 3 Forage hydrothermal F8 - Evolution du débit, de la température et de la minéralisation
ANTEA

Figure A- 29. Evolution des paramètres mesurés aux forages thermaux F5, F8 et F9 (janvier à juillet 1996)

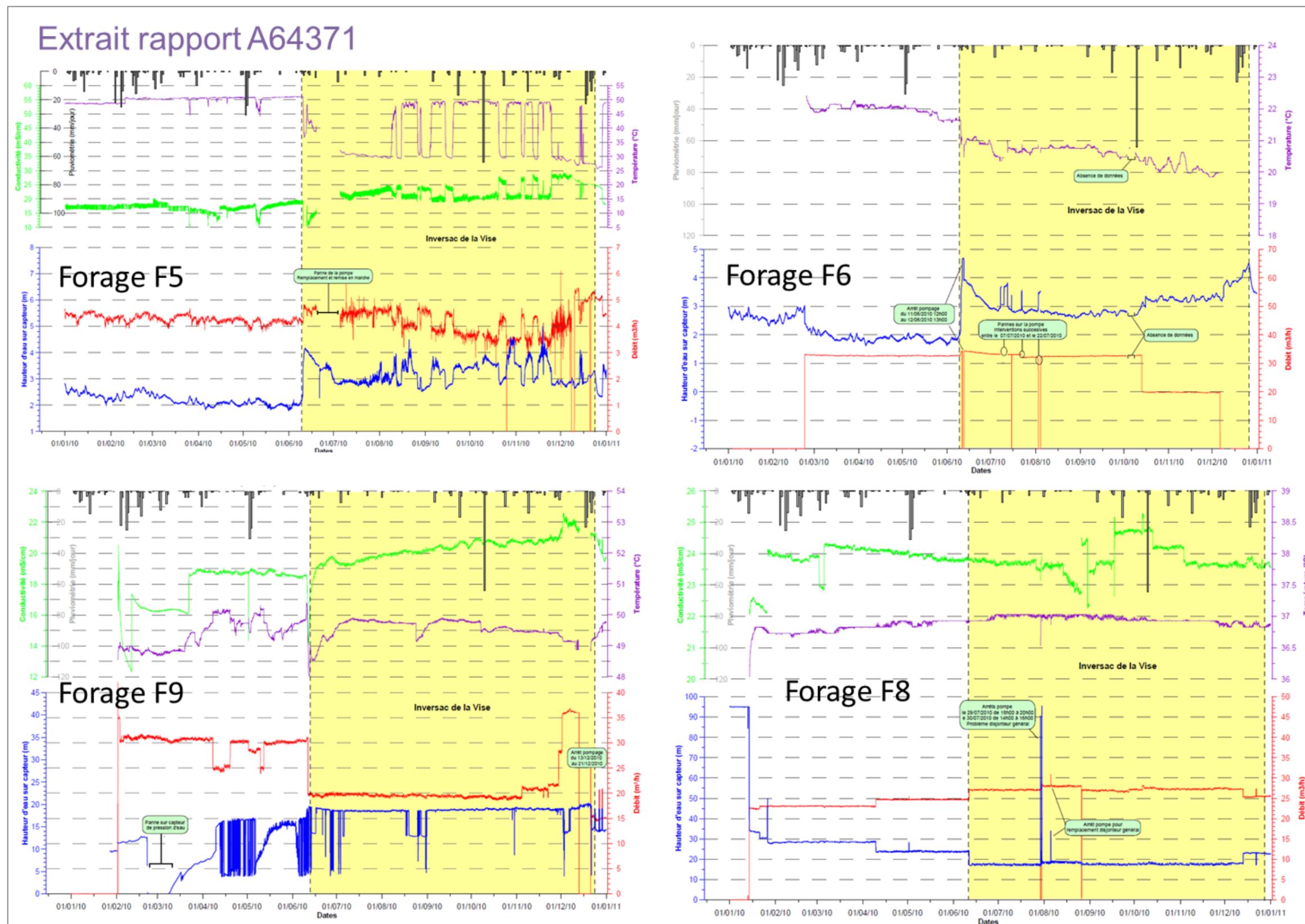


Figure A- 30. Suivis des forages des thermes en 2010 avant et pendant l'inversac.

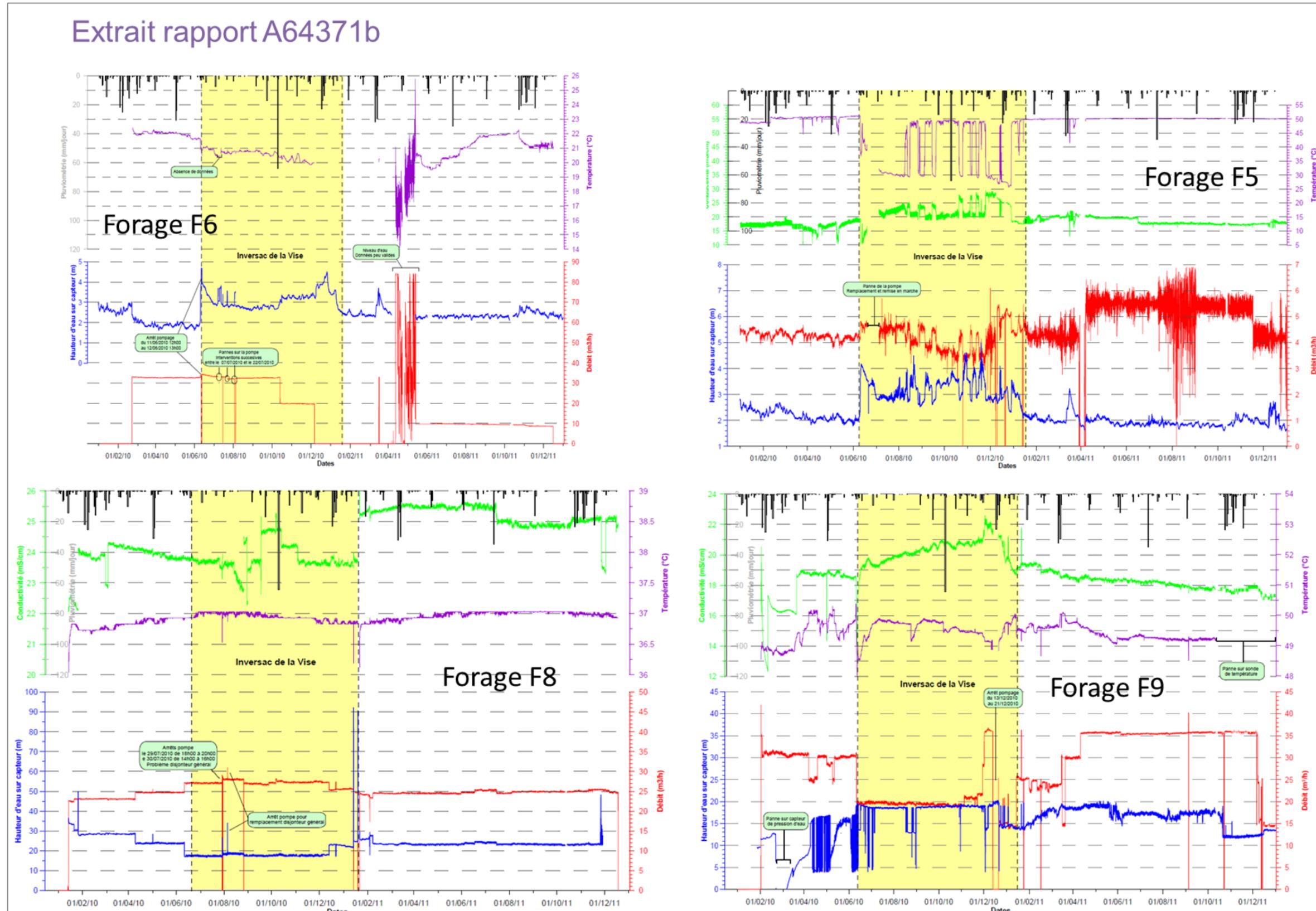


Figure A- 31. Suivis des forages des thermes en 2010 (avant et pendant l'inversac) et en 2011.

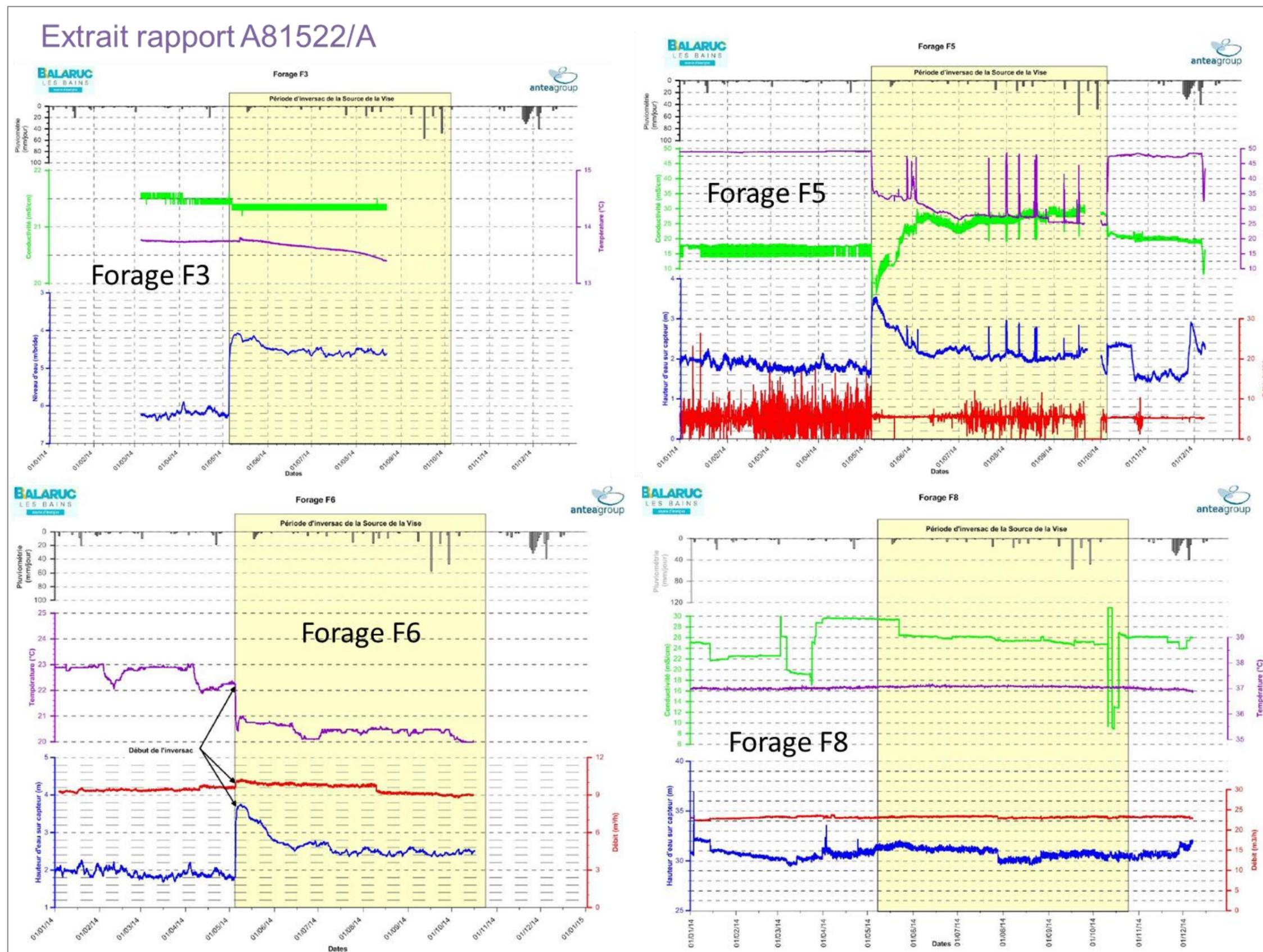
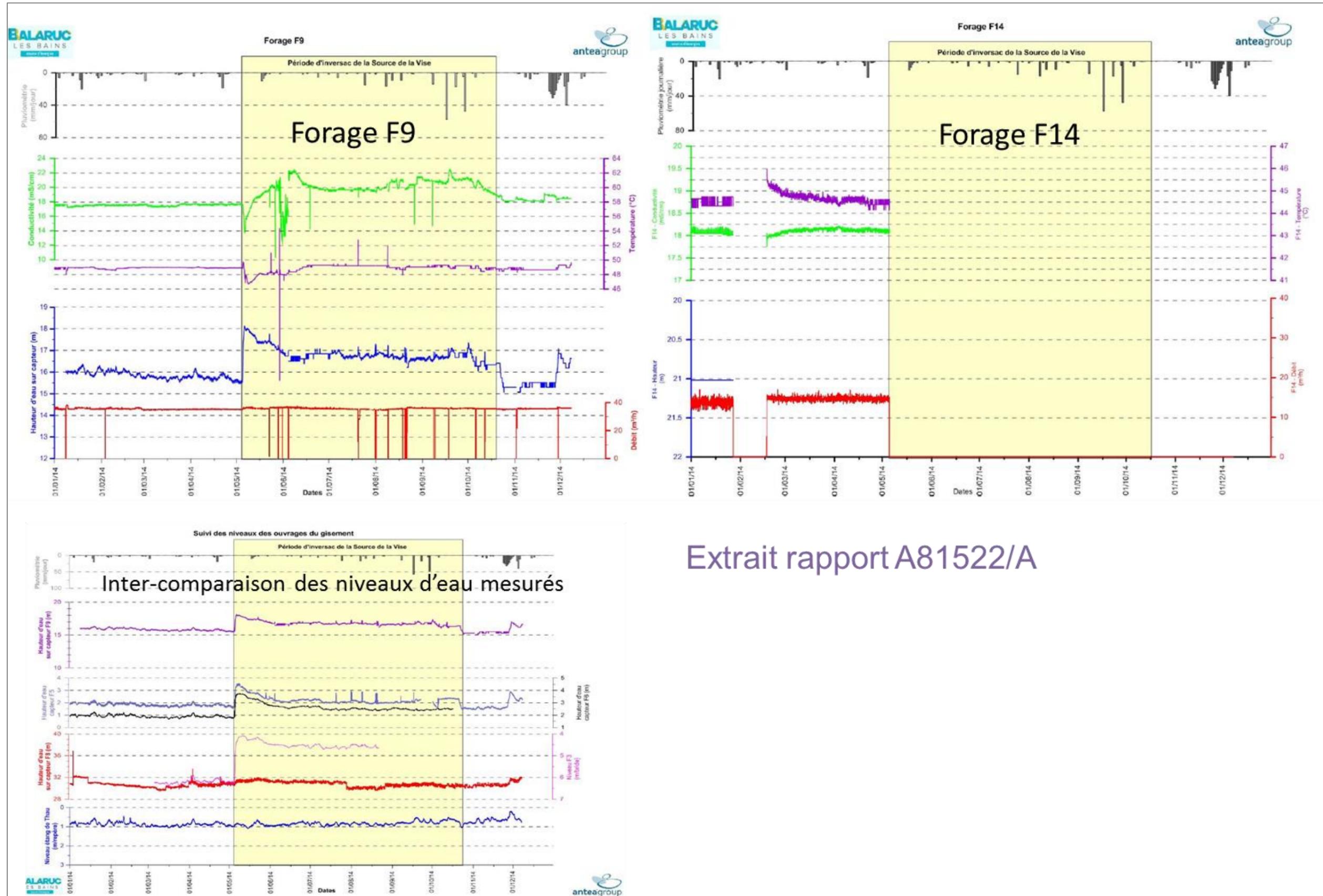


Figure A- 32. Suivis des forages des thermes en 2014 (avant et pendant l'inversac)



Extrait rapport A81522/A

Figure A- 33. Suivis des forages des thermes en 2014 (avant et pendant l'inversac)

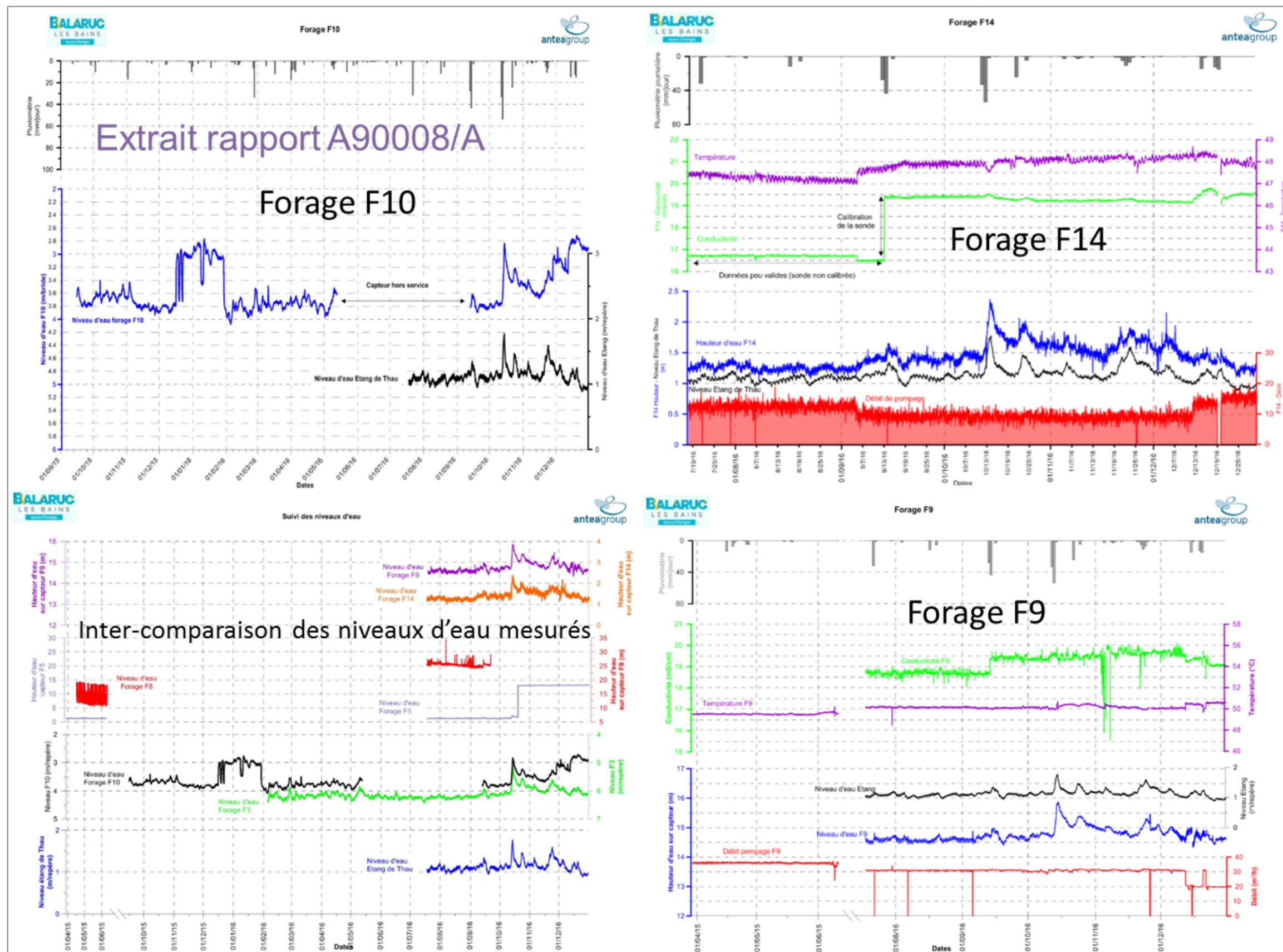


Figure A- 34. Suivis des forages des thermes sur la période 2015-2016

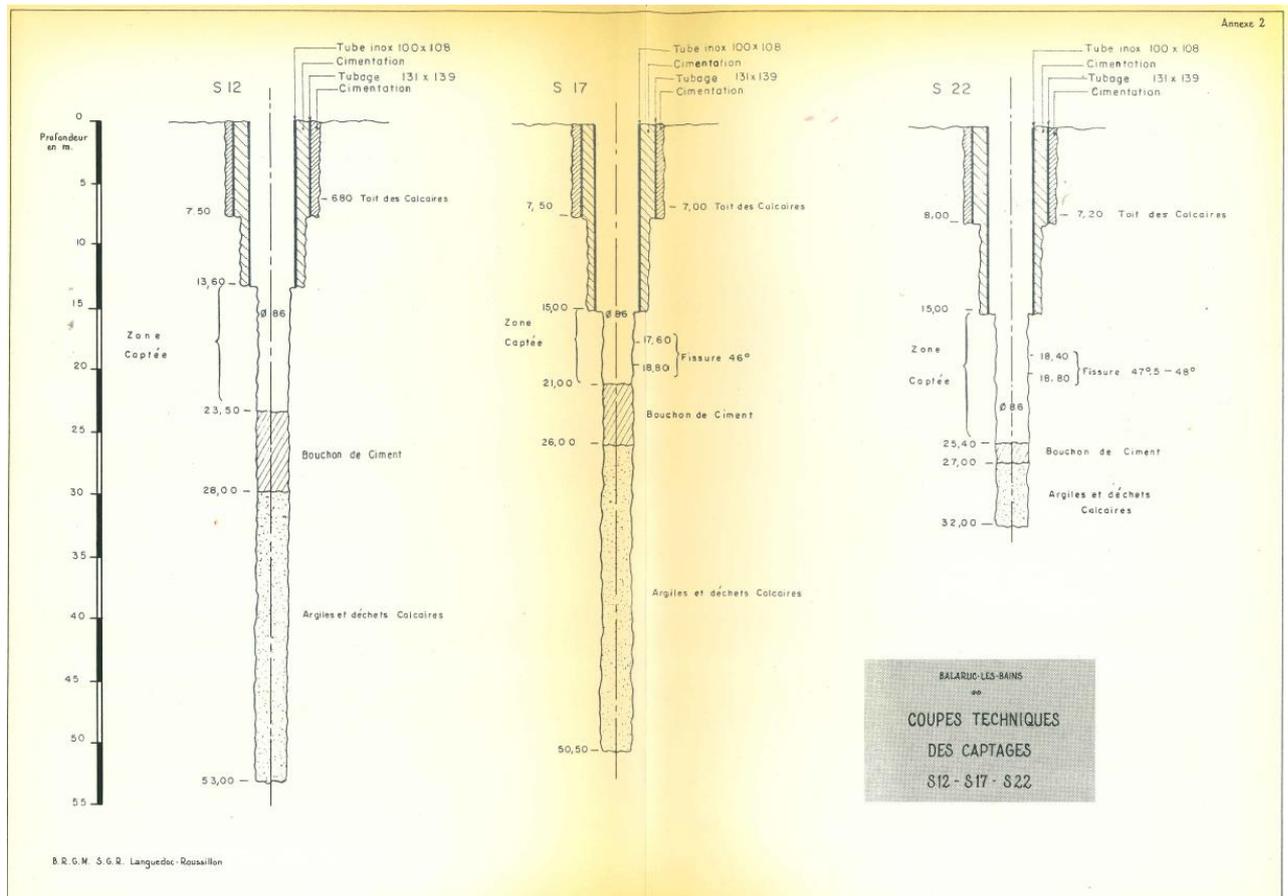


Figure A- 35. Coupes techniques des anciens ouvrages thermaux S12, S17 et S22.

EXAMEN DES POSSIBILITÉS DE CAPTAGE EN PROFONDEUR DES EAUX THERMOMINÉRALES DE BALARUC-LES-BAINS (Hérault)

RÉSULTATS D'UNE CAMPAGNE DE RECONNAISSANCE PAR FORAGES (F1 à F4) ET PERSPECTIVES NOUVELLES D'EXPLOITATION

81 SGN 161 LRO

par X. POUL

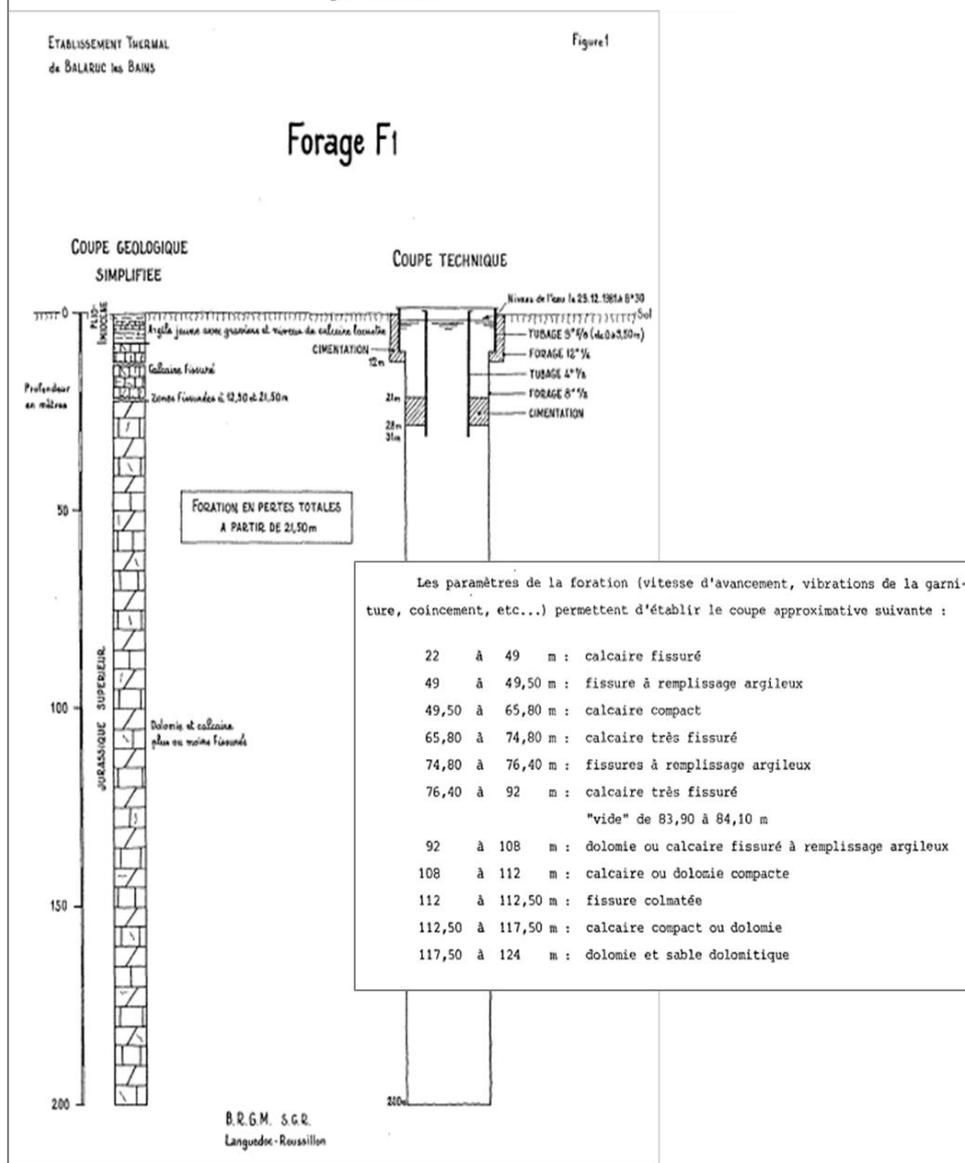


Figure A- 36. Coupe géologique et technique du forage F1

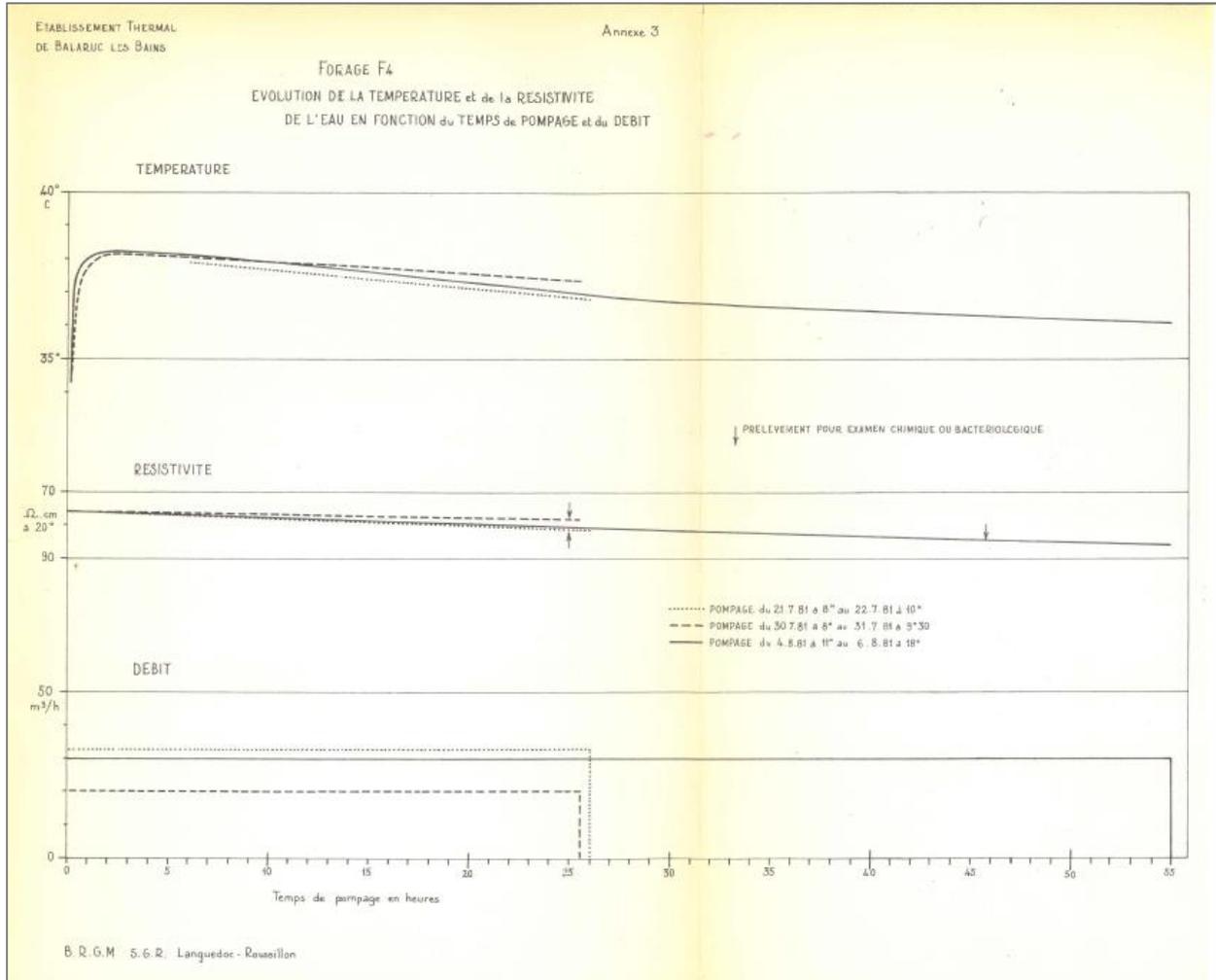


Figure A- 37. Suivis des essais de pompage du forage F4 (Poul 1981, BRGM 81 LRO 415 PR)

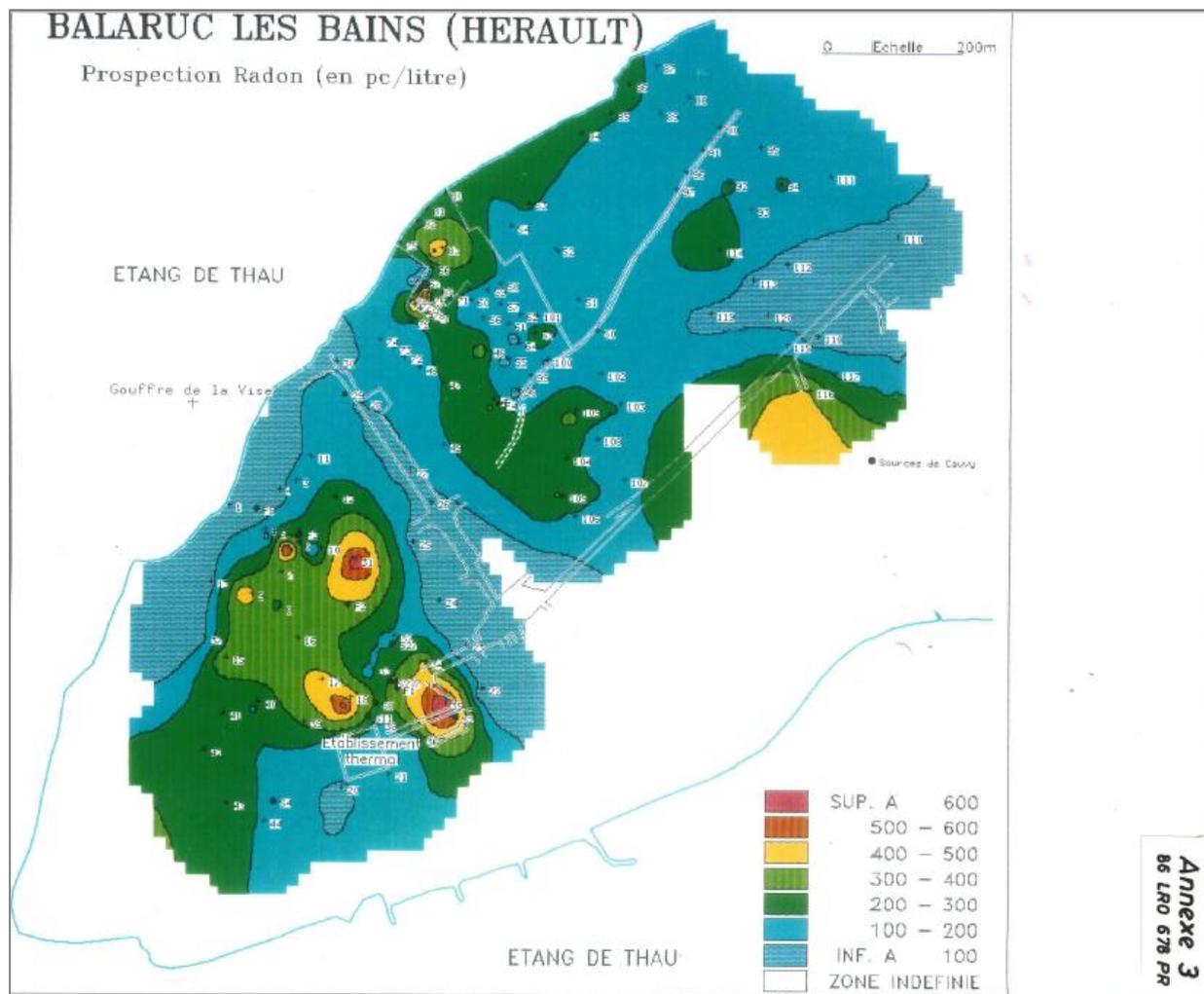


Figure A- 38. Résultats de la prospection radon effectuée en 1986 sur la presqu'île Balaruc.

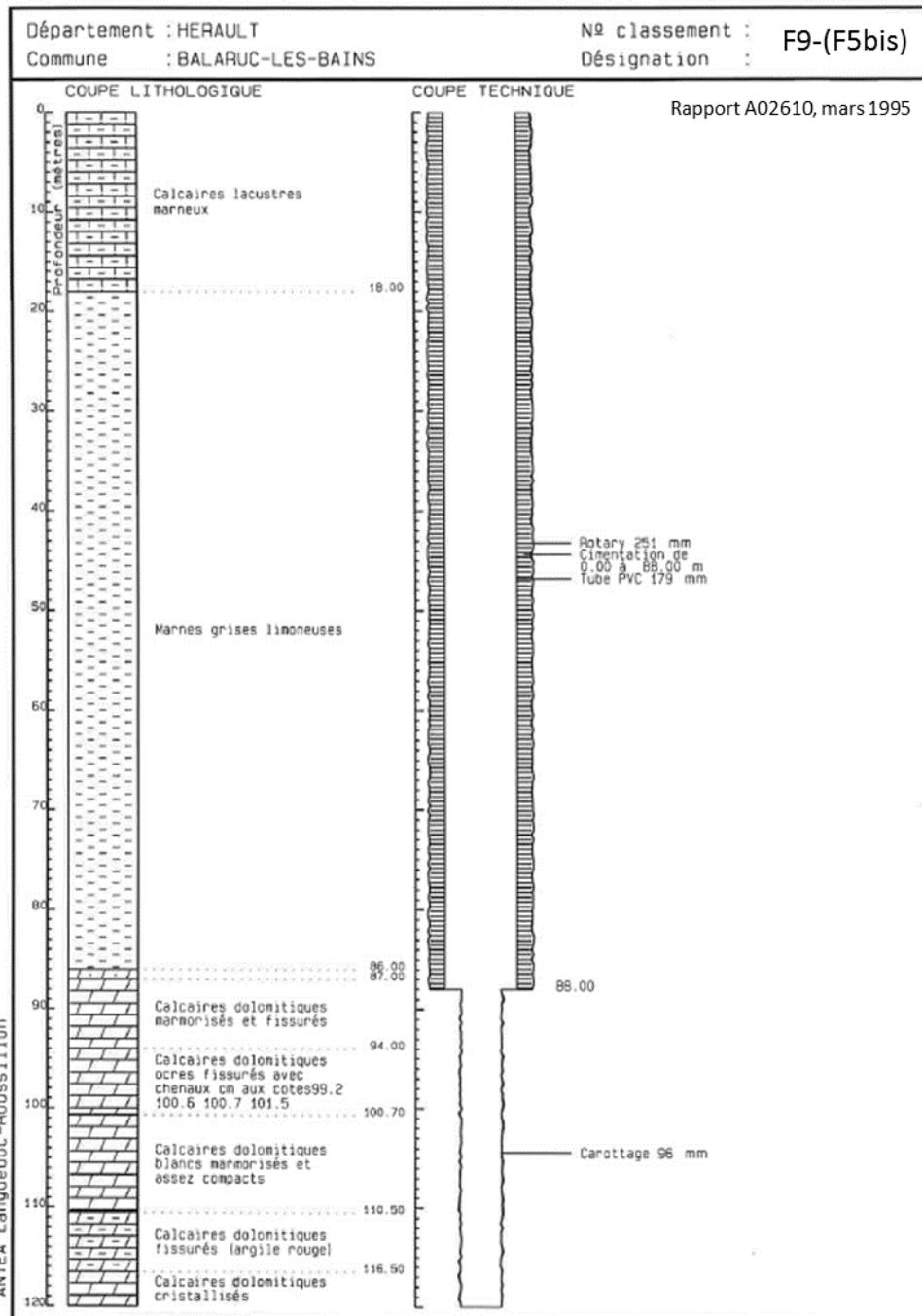


Figure A- 39. Coupe géologique et technique du forage de reconnaissance F9

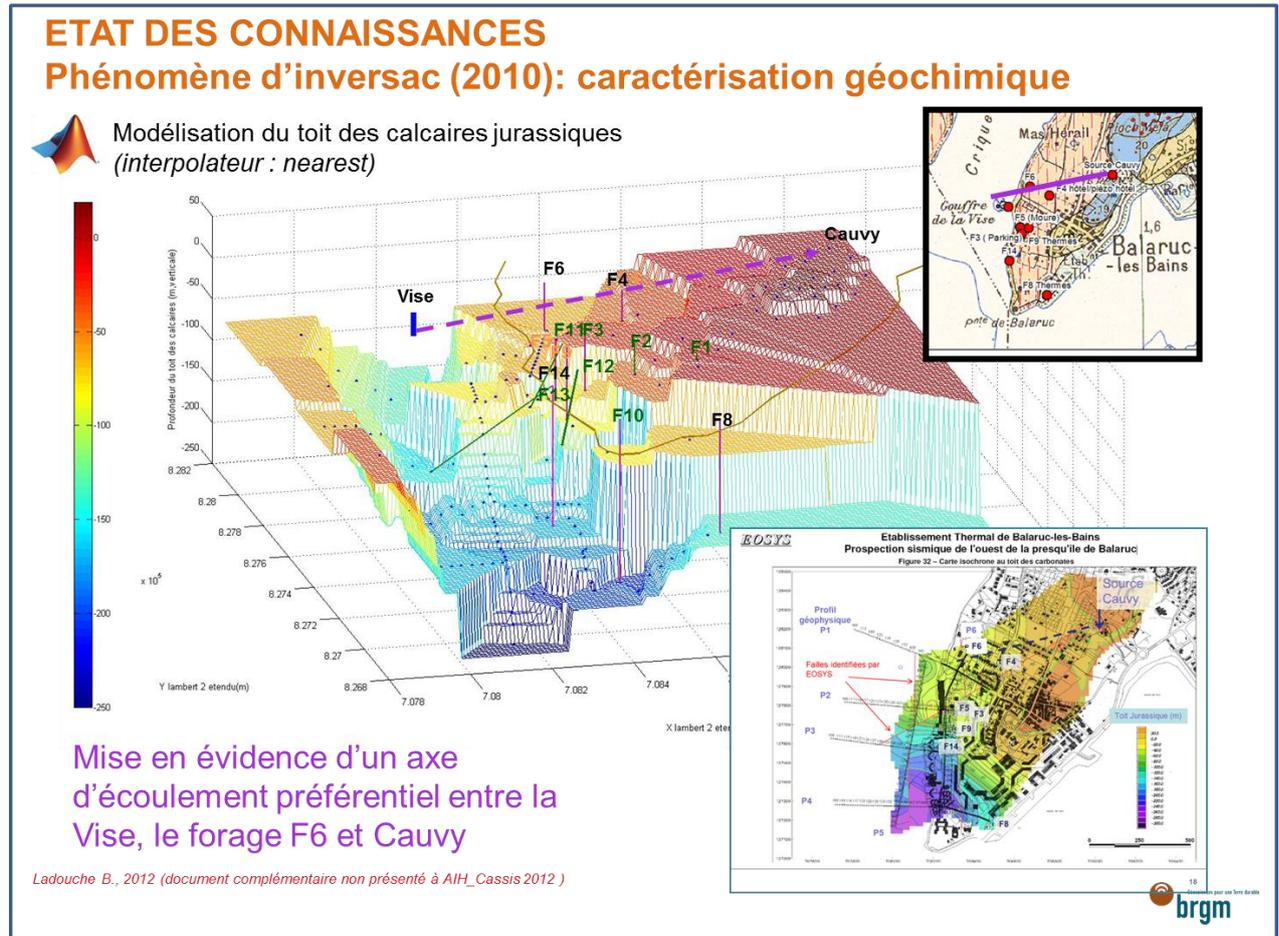
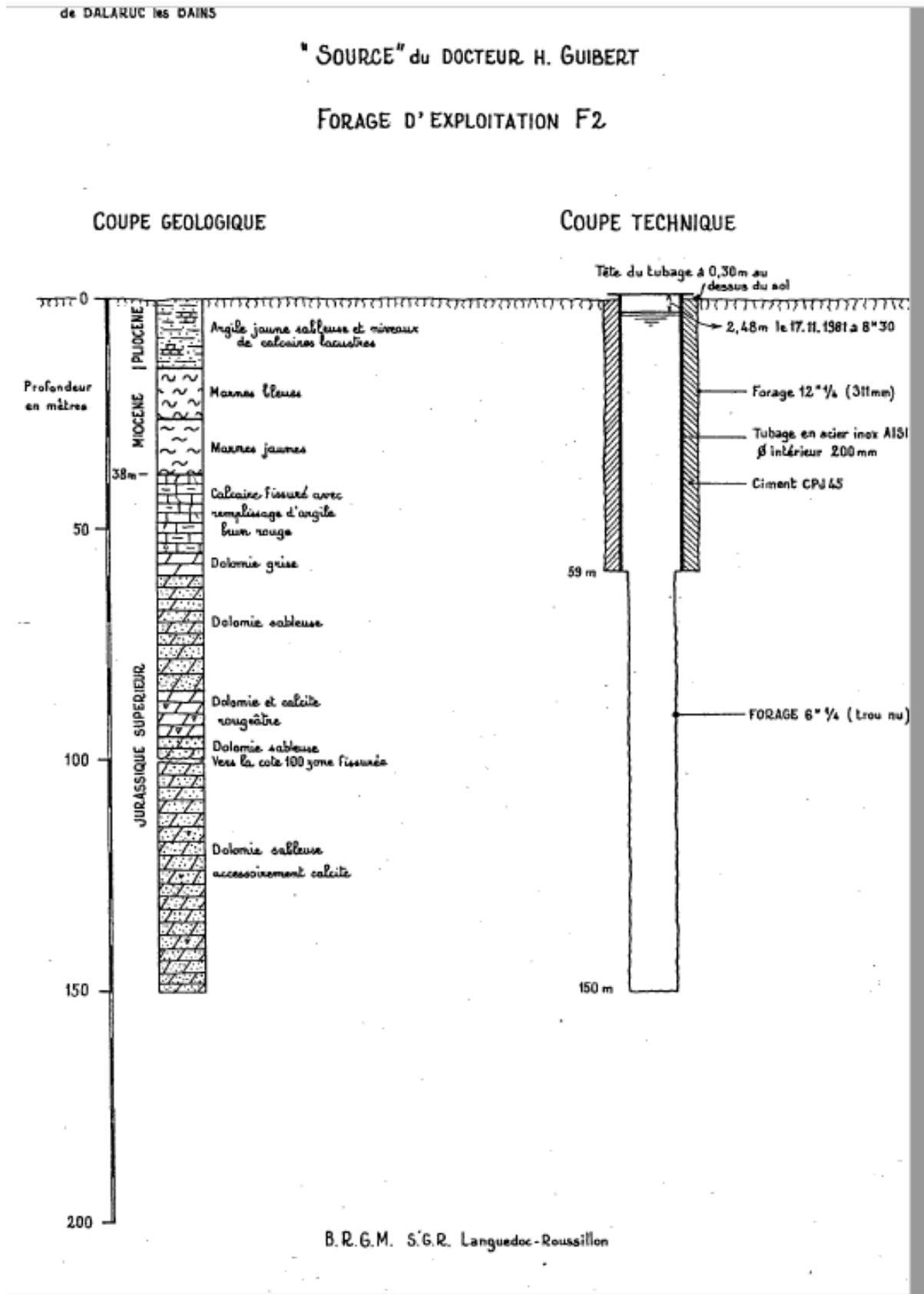


Figure A- 40. Essai de représentation géologique 3D du toit du jurassique au niveau de la presqu'île de Balaruc.

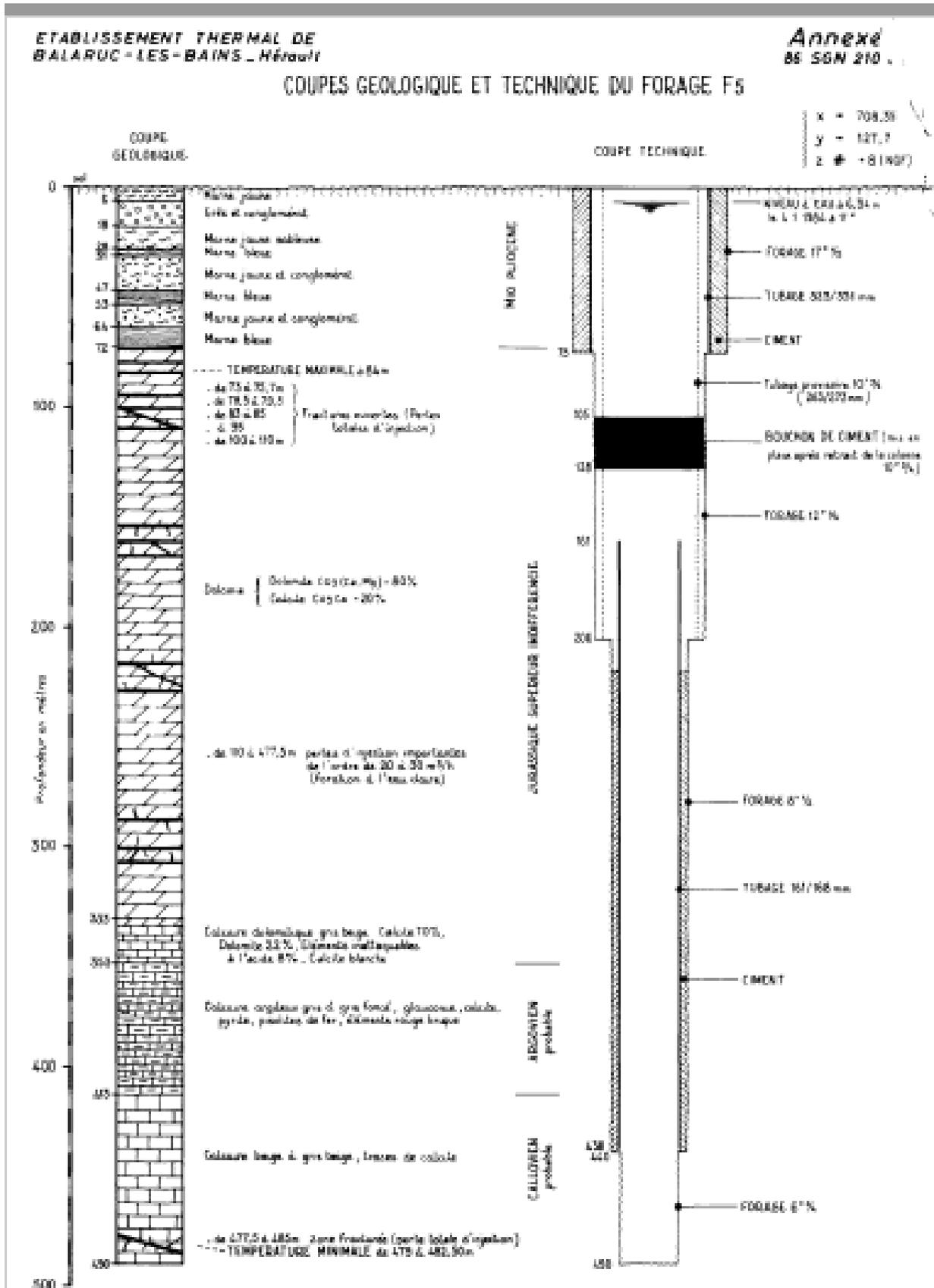
Annexe 2

Liste des coupes géologiques et techniques

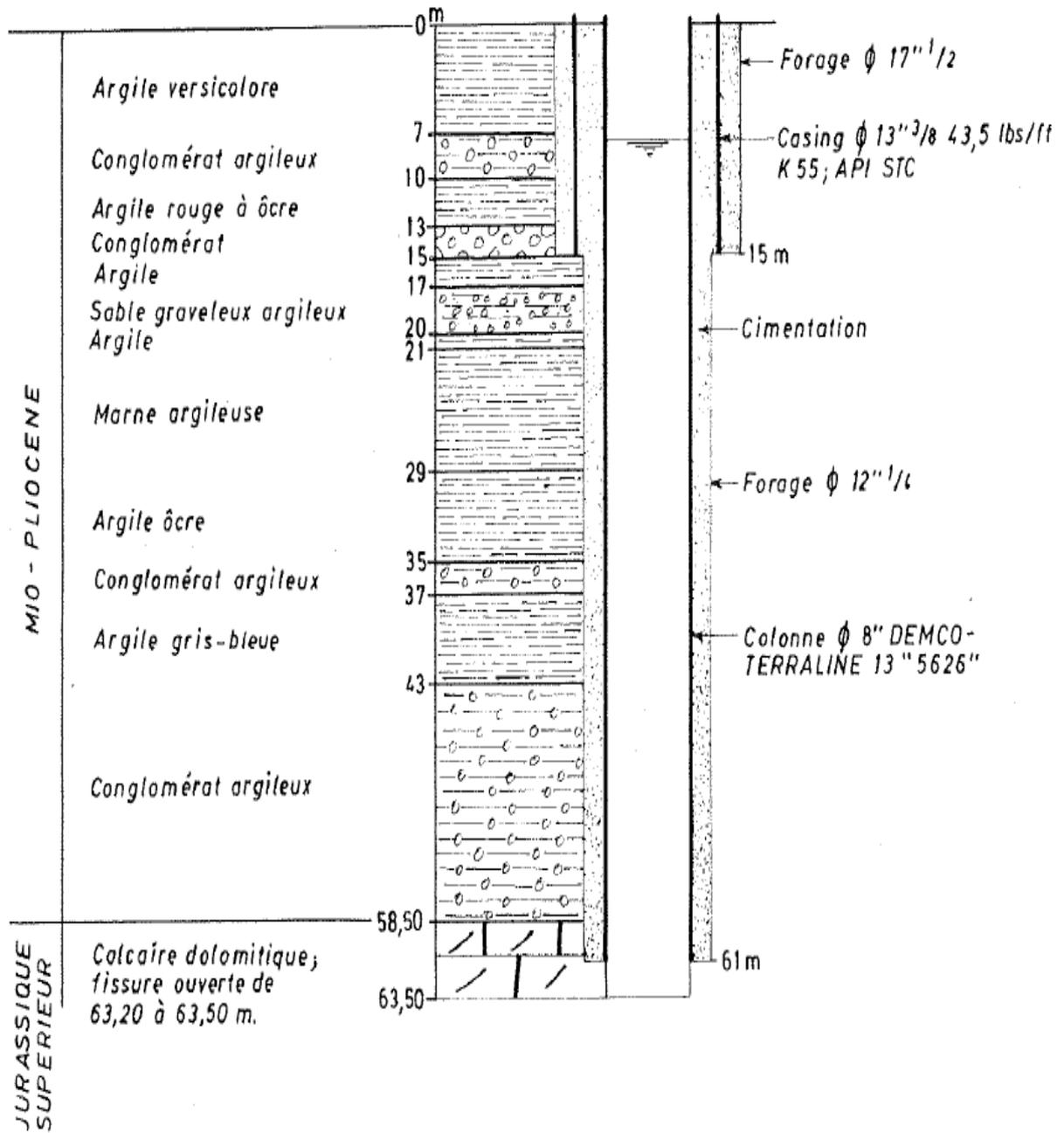
- A.1. Coupe géologique et technique, Forage F2 (Balaruc-Thermes).
- A.2. Coupe géologique et technique, Forage F5 (Balaruc-Thermes).
- A.3. Coupe géologique et technique, Forage F6 (Balaruc-Thermes).
- A.4. Coupe géologique et technique, Forage F8 (Balaruc-Thermes).
- A.5. Coupe géologique et technique, Forage F9 (Balaruc-Thermes).
- A.6. Coupe géologique et technique, Forage F9bis (Balaruc-Thermes).
- A.7. Coupe géologique et technique, Forage F14 (Balaruc-Thermes).
- A.8. Coupe géologique et technique, Forages S12, S17, S22 (Balaruc-Thermes).
- A.9. Coupe géologique et technique, Sondage de Sète.
- A.10. Coupe géologique et technique, forage du Stade Saint Michel (Sète).
- A.11. Coupe géologique et technique, forage de la Castillonne.
- A.12. Information géologique et technique, forage de Gigean P4 (n°BSS : 10162X0178).
- A.13. Information géologique et technique, forage de Gigean F3 (n°BSS : 10162X0125).



A.1. Coupe géologique et technique, Forage F2 (Balaruc-Thermes).



A.2. Coupe géologique et technique, Forage F5 (Balaruc-Thermes).

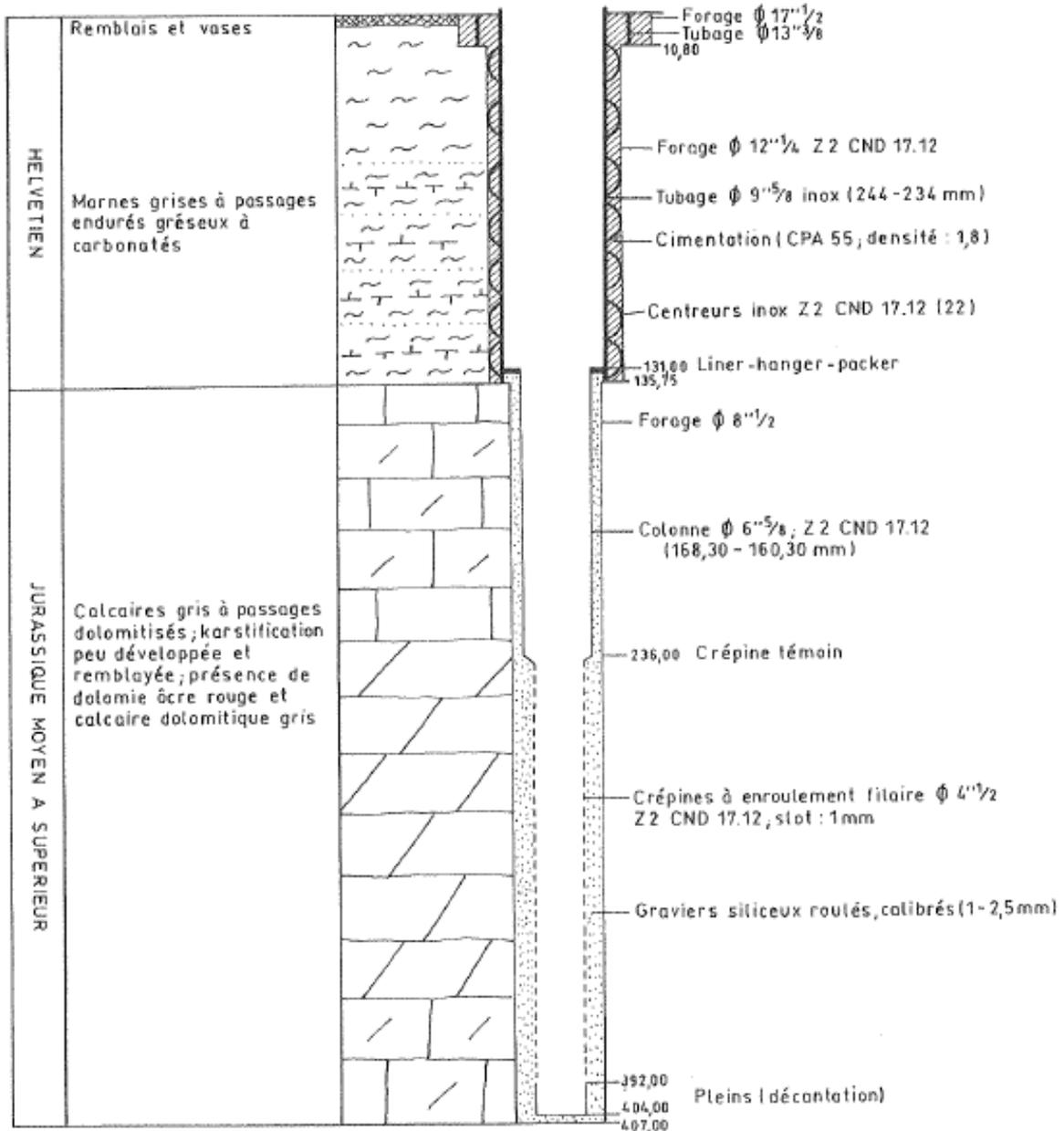


A.3. Coupe géologique et technique, Forage F6 (Balaruc-Thermes).

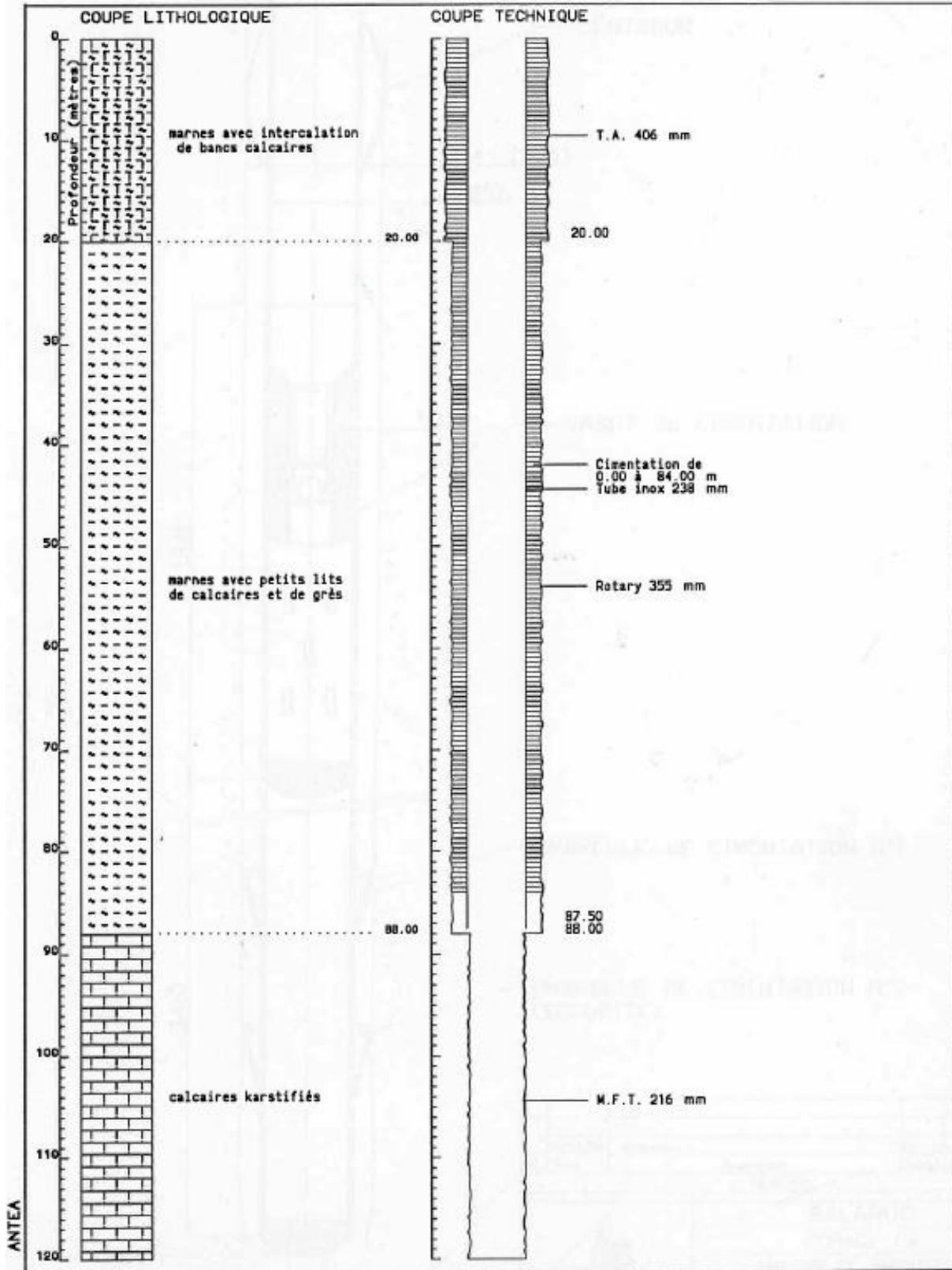
ETABLISSEMENT THERMAL DE BALARUC-LES-BAINS, Hérault
Forage de production hydrothermale F8 (Jeu du Tambourin)

Annexe 3
91 LRO 919 PR

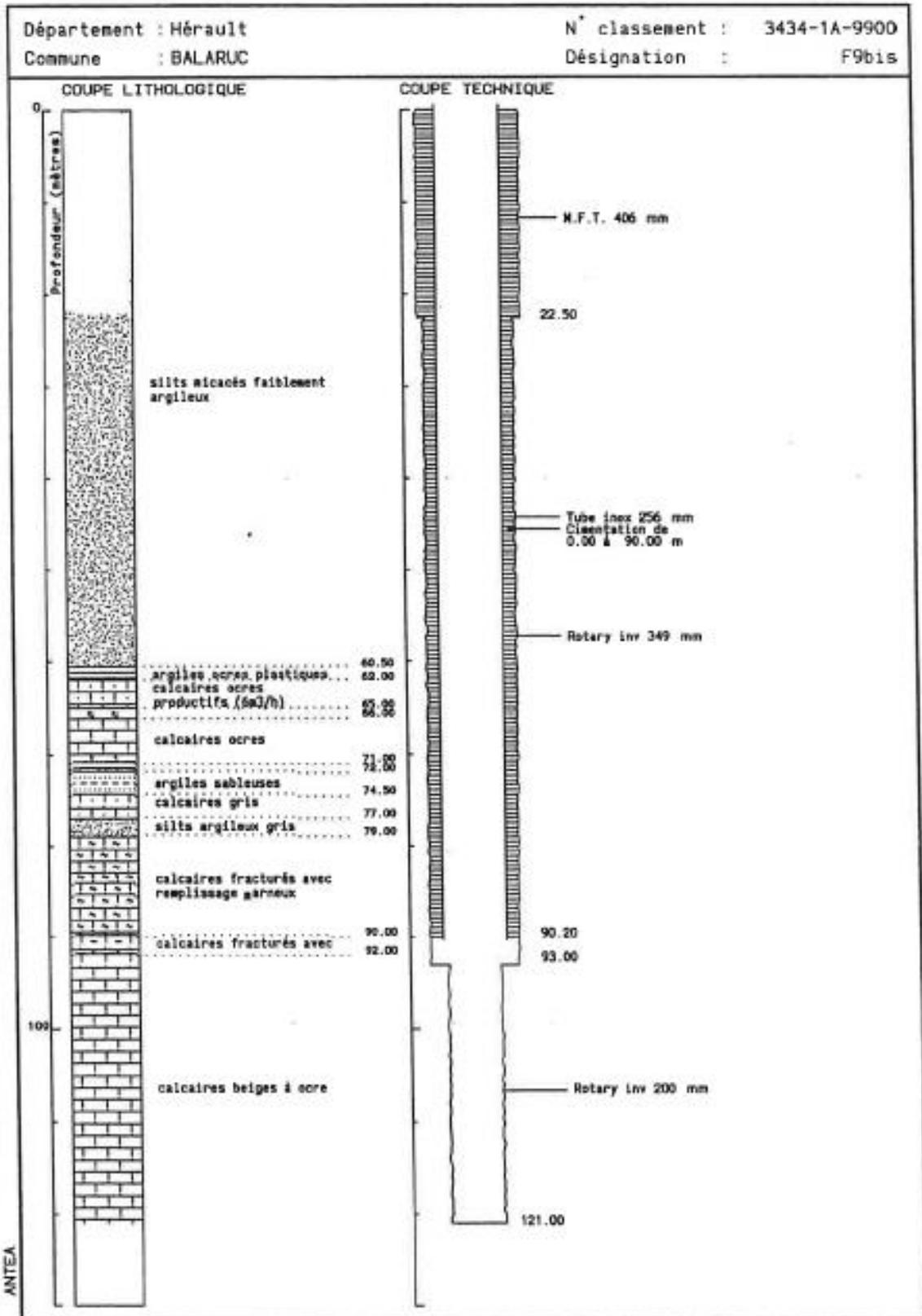
COUPES GEOLOGIQUE ET TECHNIQUE



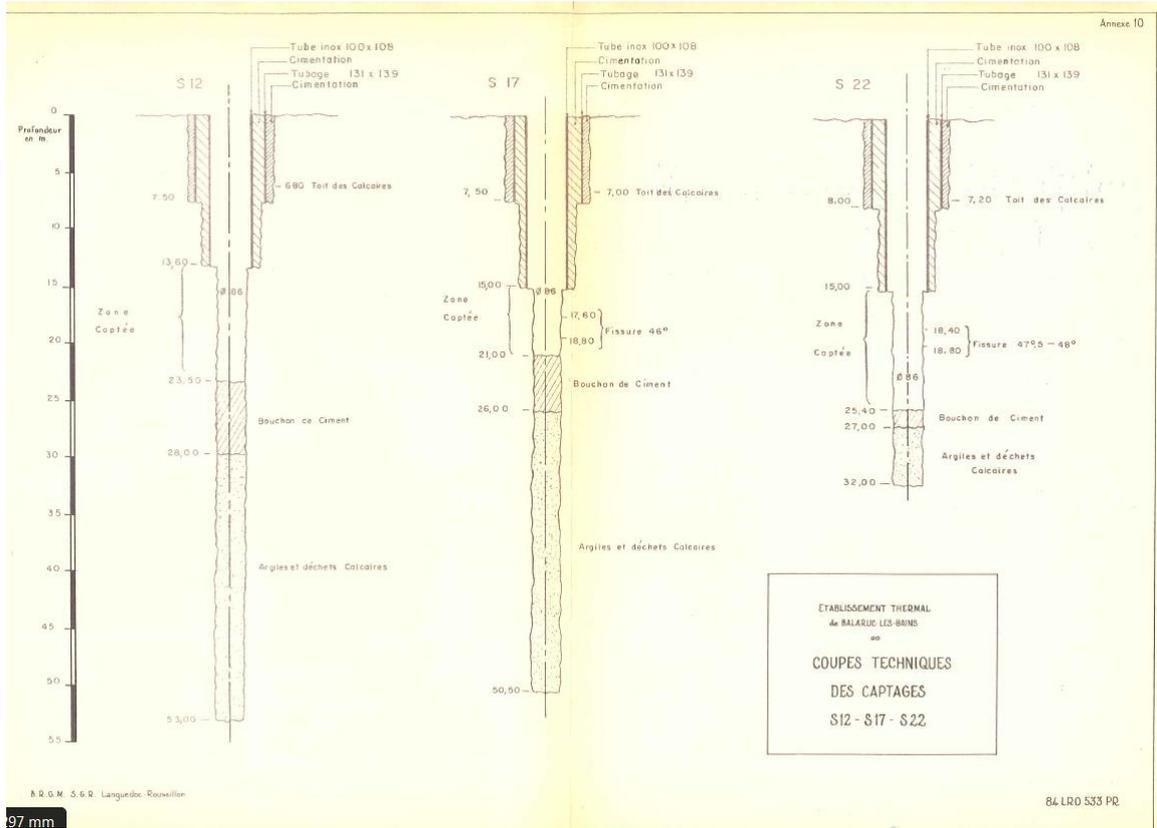
A.4. Coupe géologique et technique, Forage F8 (Balaruc-Thermes).



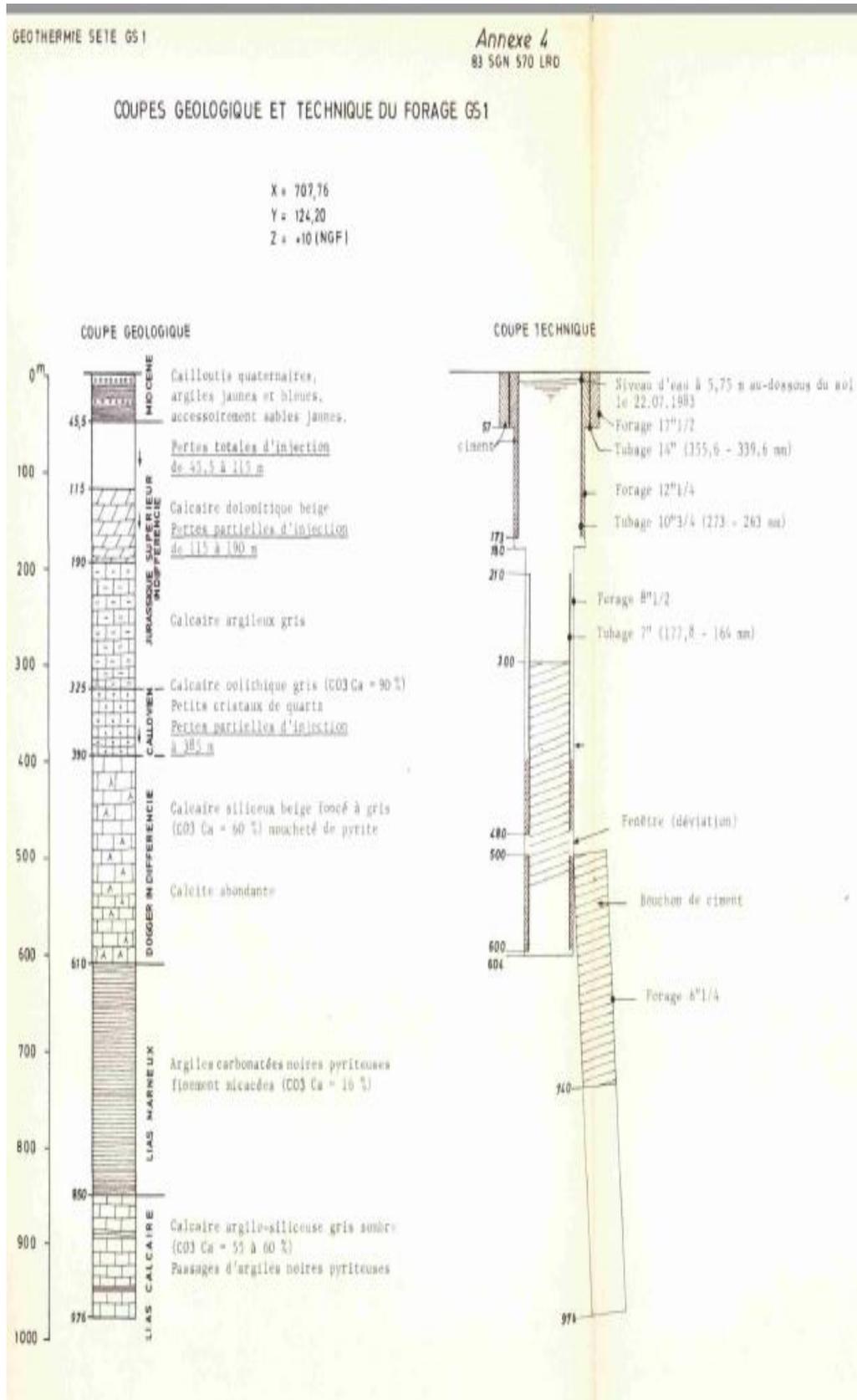
A.5. Coupe géologique et technique, Forage F9 (Balaruc-Thermes).



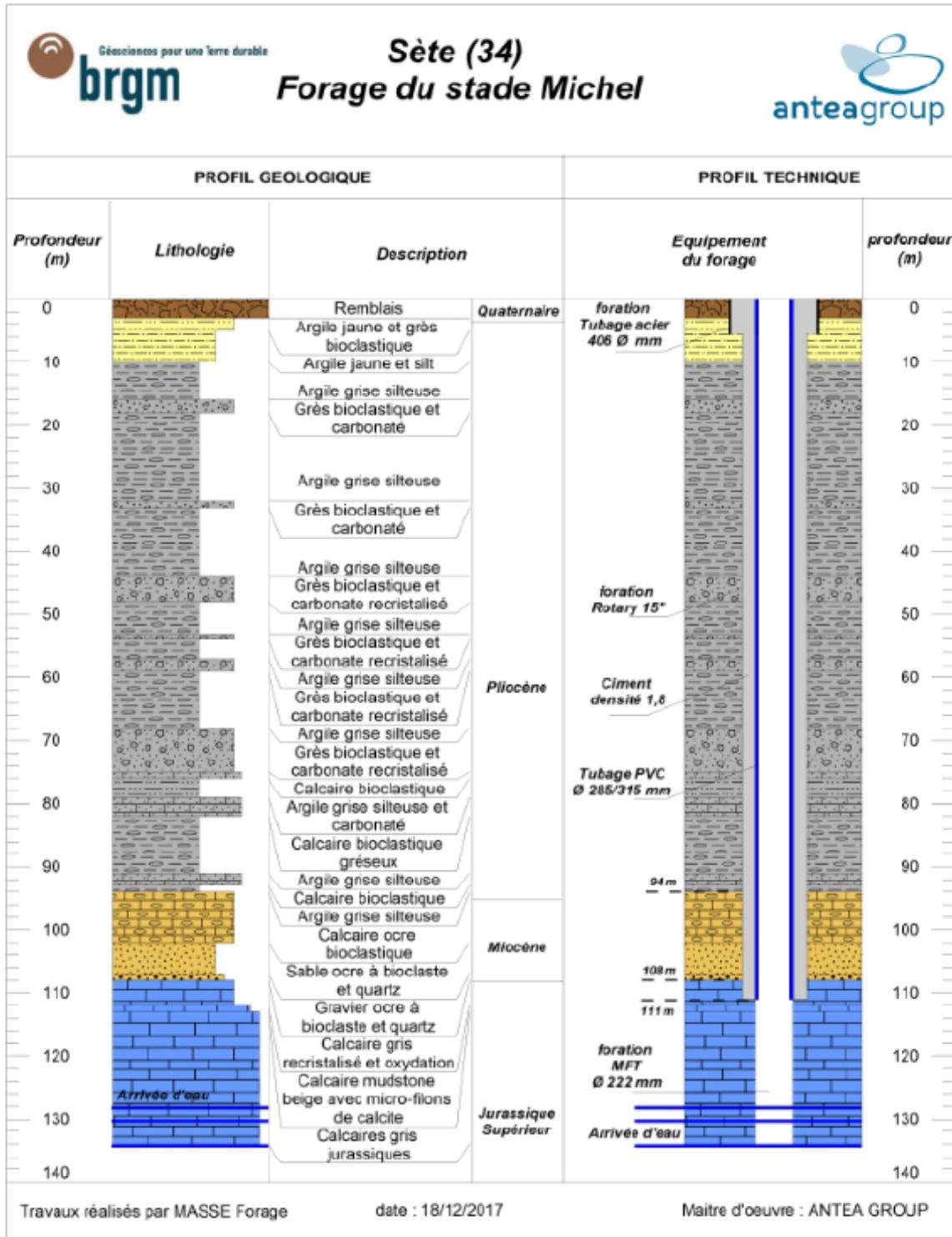
A.6. Coupe géologique et technique, Forage F9bis (Balaruc-Thermes).



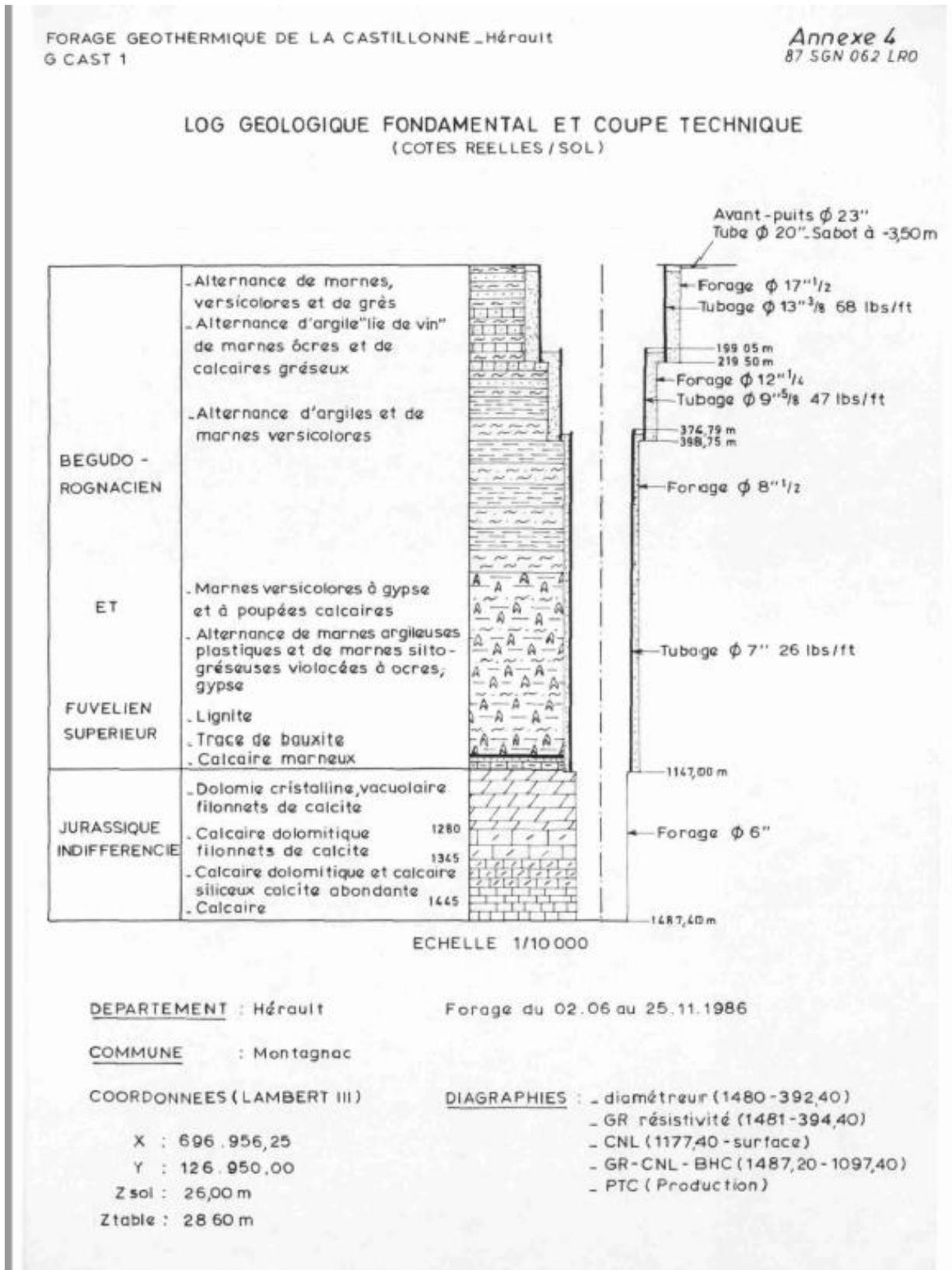
A.8. Coupe géologique et technique, Forages S12, S17, S22 (Balaruc-Thermes).



A.9. Coupe géologique et technique, Sondage de Sète.



A.10. Coupe géologique et technique, forage du Stade Saint Michel (Sète).



A.11. Coupe géologique et technique, forage de la Castillonne.

Il a donc été décidé d'explorer la tranche de terrain située entre 80 et 120m de profondeur, en prévoyant de recouper les niveaux productifs à partir de 70m/sol.

4 - Suivi de la foration - Equipement du forage

Les travaux étant à effectuer en urgence et compte tenu du matériel de foration alors disponible, le forage, réalisé à l'air, a été foncé directement en 8", sans reconnaissance préalable.

Du fait de la proximité de la Vène (15 à 20m), un pré-tubage en Ø273 avec cimentation de l'espace pré-tubage/terrain, a été installé pour isoler les eaux captées d'éventuelles invasions par la petite nappe alluviale de la Vène. Le tube intérieur est resté libre dans ce pré-tubage.

La foration a été réalisée par l'Entreprise Boniface de Lunel et s'est déroulée du 6 au 8 juin puis du 11 au 13 juin 90.

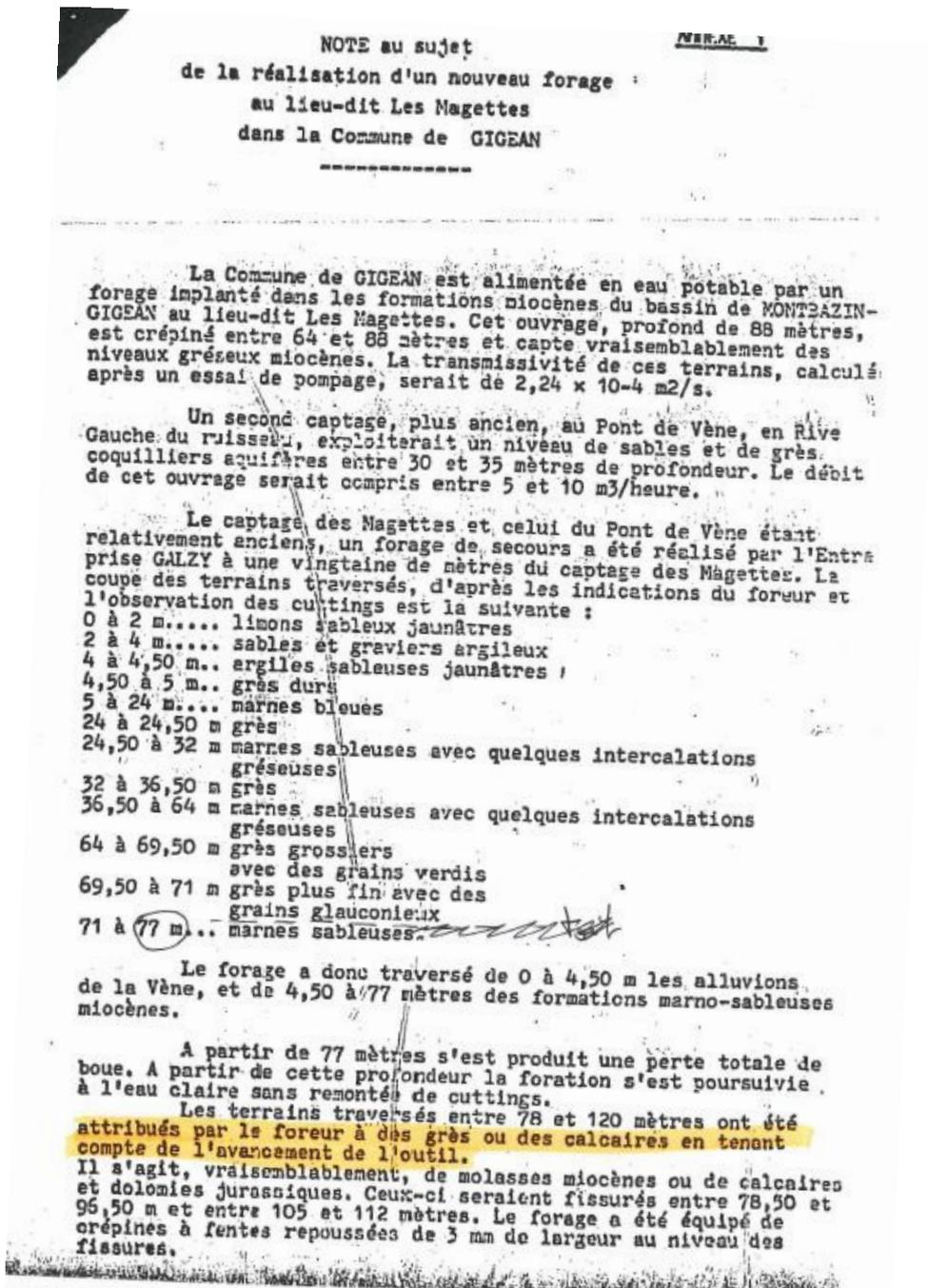
La coupe lithologique de détail est donnée en annexe; elle peut être interprétée comme suit:

	0	-	4	m	:	alluvions,
	4	-	70,7	m	:	alternance d'argiles sableuses gris-bleu à argiles plastiques/calcaires fin gris-bleu,
	70,7	-	77,4	m	:	molasse,
	77,4	-	81,9	m	:	argiles sableuses gris-bleu,
	81,9	-	83,3	m	:	molasse,
	83,3	-	84,2	m	:	argiles sableuses,
	84,2	-	86,4	m	:	molasse,
	86,4	-	87,8	m	:	sable argileux coquillier,
	87,8	-	93,6	m	:	molasse,
	93,6	-	98,0	m	:	sable argileux,
	98,0	-	104,4	m	:	molasse,
	104,4	-	106,2	m	:	argiles sableuses,
	106,2	-	108,9	m	:	molasse,
	108,9	-	109,4	m	:	sables argileux,
	109,4	-	111,2	m	:	molasse,
	111,2	-	117,9	m	:	sables argileux,
	117,9	-	120,2	m	:	molasse plus grossière,
	120,2	-	123,0	m	:	sable fin coquillier.

L'eau a été rencontrée vers -25m/sol, mais les débits

.../...

A.12. Information géologique et technique, forage de Gigean P4 (n°BSS : 10162X0178).



A.13. Information géologique et technique, forage de Gigean F3 (n°BSS : 10162X0125).

Annexe 3

Liste des essais réinterprétés

- B.1. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F5 (Balaruc) en 1984 (Teissier, 1986). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Pompage dans le niveau superficiel.
- B.2. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F5 (Balaruc) en 1985 (Teissier, 1986). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Pompage dans le niveau profond.
- B.3. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F6 (Balaruc) en 2009 (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).
- B.4. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F8 (Balaruc) en 1991 (Teissier, 1991). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).
- B.5. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F8 (Balaruc) en 2009 (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).
- B.6. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F8 (Balaruc) en 1999 ; essai de puits (Antea, 1999). Modèle 'fracture verticale et drainance d'un aquifère sus-jacent' (Dewandel et al., 2018).
- B.7. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F8 (Balaruc) en 1999 ; essai de longue durée (Antea, 1999). Modèle 'fracture verticale et drainance d'un aquifère sus-jacent' (Dewandel et al., 2018).
- B.8. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F9 (Balaruc) en 2008 (Antea, 2009). Modèle fracture verticale (Gringarten et al., 1974).
- B.9. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2007-2008 (Antea, 2007). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).
- B.10. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2010 (Foraco, 2010). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).
- B.11. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2008-2009, avec interférence sur F5, F6, F9, F9bis (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).
- B.12. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2008-2009, avec interférence sur F5, F6, F9, F9bis (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Calcul du flux de drainance.
- B.13. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2008-2009, avec interférence sur F5, F6, F9, F9bis (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Schéma de calcul, position des ouvrages par rapport aux limites de l'aquifère.

B.14. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage S12 (Balaruc) en 1980, avec interférence sur Sce Ancienne, S2, S27 (Poul et al., 1980). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Pour la Source Ancienne le modèle à fracture verticale (Gringarten et al. (1974) a aussi été utilisé.

B.15. Interprétation de l'essai par pompage multi-puits réalisé entre les forages F2 et F6 en 1986-1987 (Teissier, 1987a). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Nota : F5 a été interprété sans prise en compte des pompages sur F2 et F6).

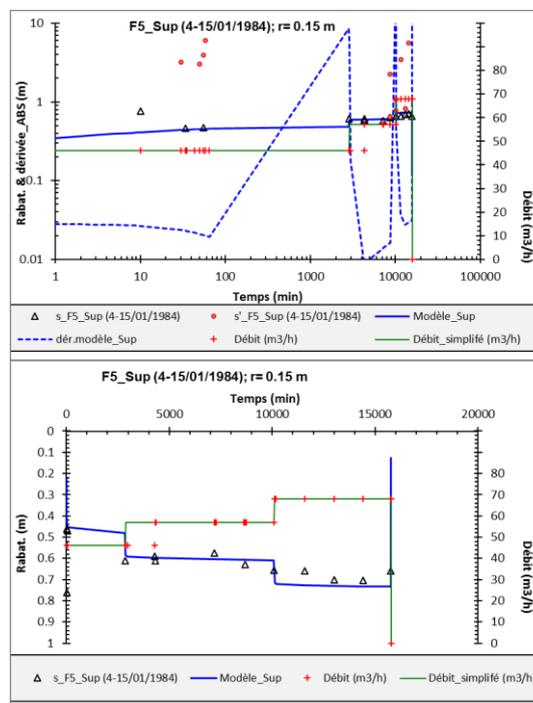
B.16. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F5 (Teissier, 1987a). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).

B.17. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le sondage de Sète, juillet 1983 (Poul, Alabouvette, 1983). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).

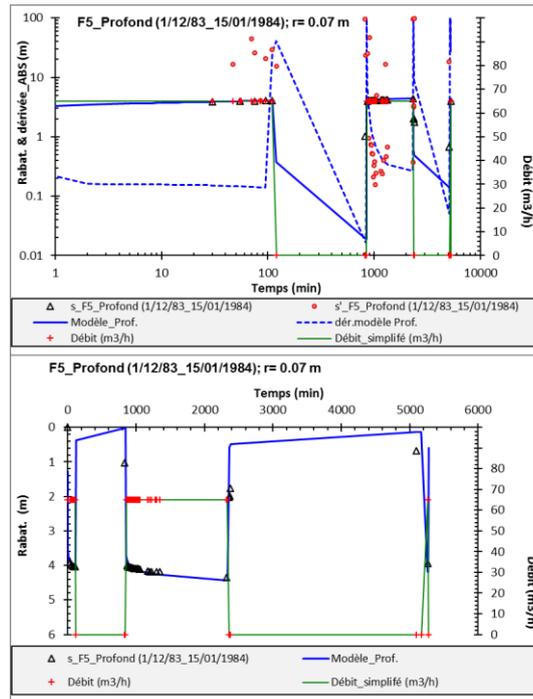
B.18. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le sondage de Sète, août 1983 (Poul, Alabouvette, 1983). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).

B.19. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le sondage de Sète, août 1983 (Poul, Alabouvette, 1983). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Suivi des interférences sur le puits Di Shino (400m) et le forage des Métairies (400m).

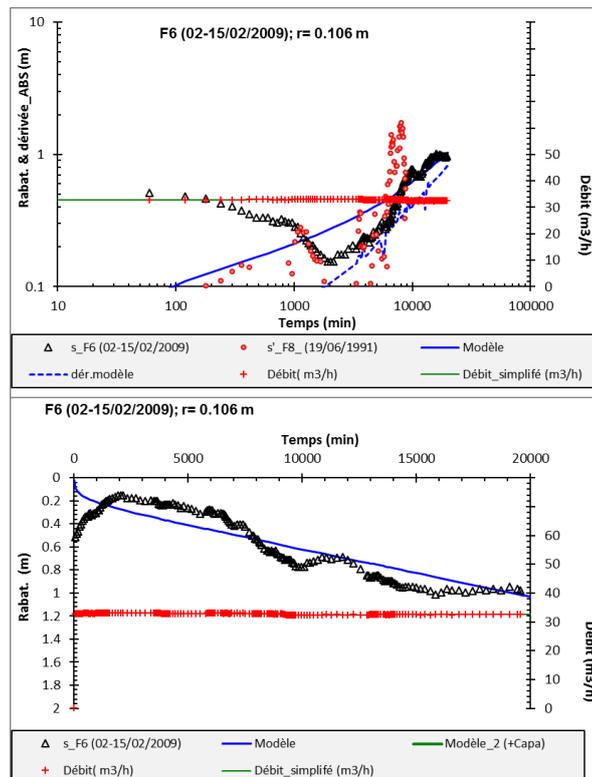
B.20. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F3 (Gigean, Miocène) en 1991 (Info BSS : 10162X0125). Modèle compartimenté verticalement (Dewandel et al., 2014).



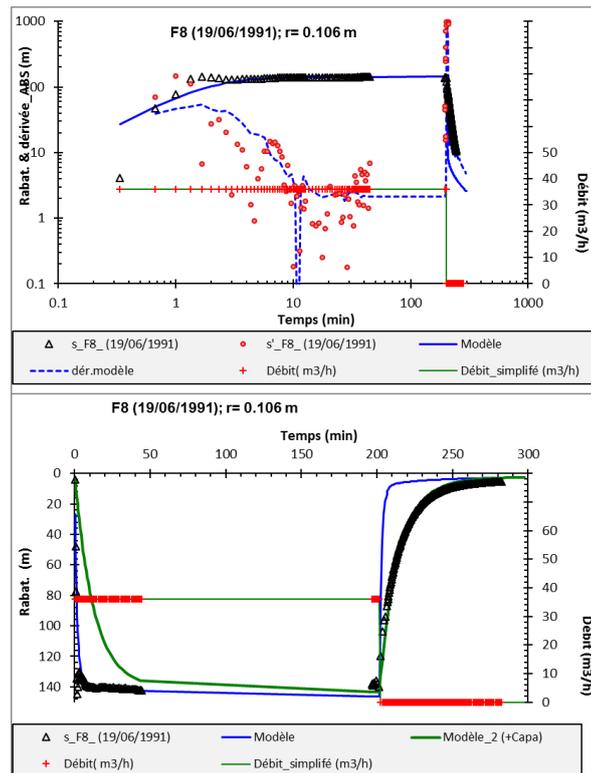
B.1. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F5 (Balaruc) en 1984 (Teissier, 1986). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Pompage dans le niveau superficiel.



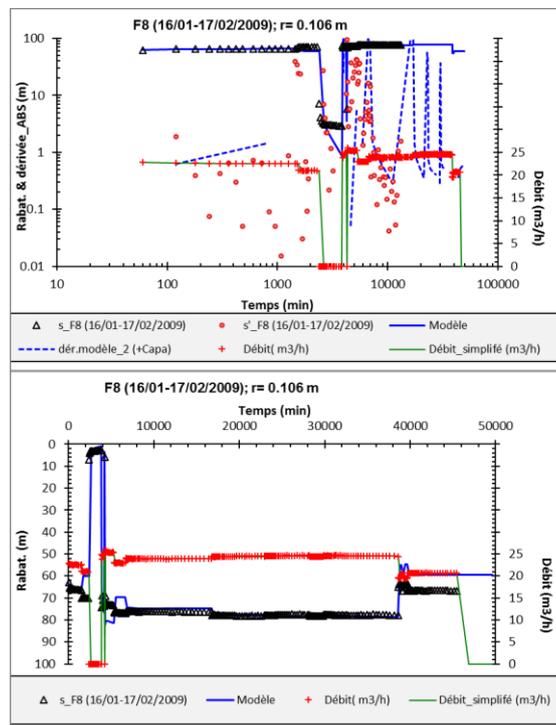
B.2. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F5 (Balaruc) en 1985 (Teissier, 1986). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Pompage dans le niveau profond.



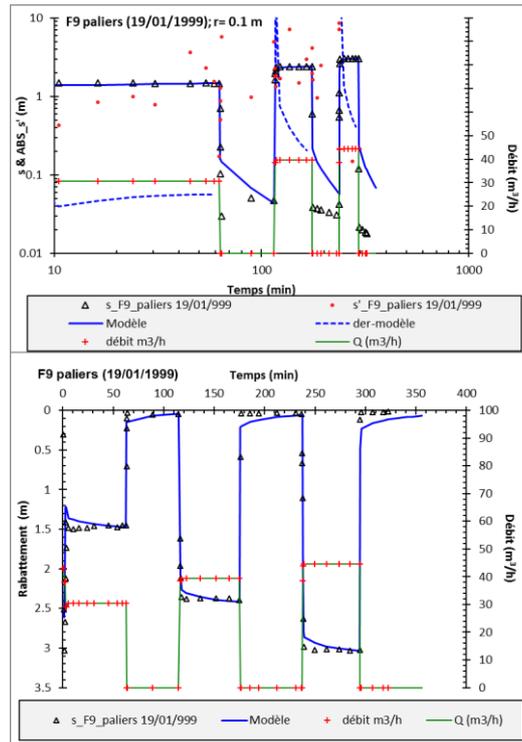
B.3. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F6 (Balaruc) en 2009 (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



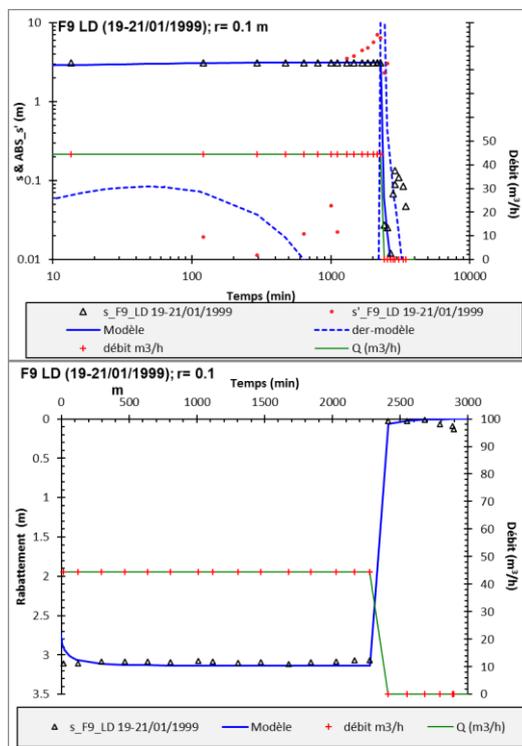
B.4. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F8 (Balaruc) en 1991 (Teissier, 1991). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



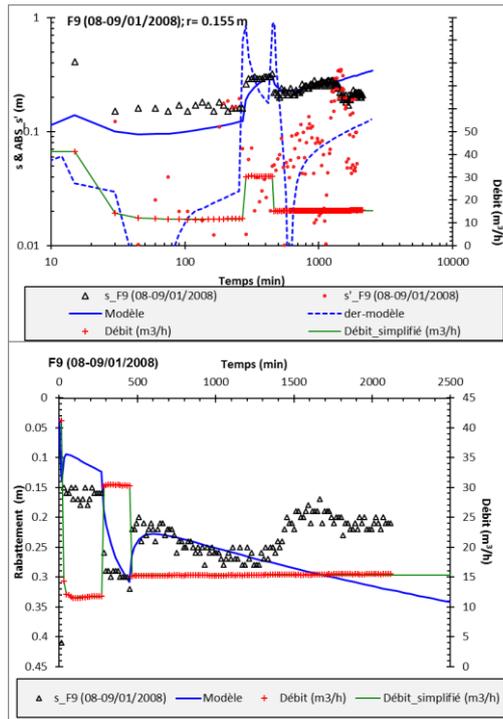
B.5. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F8 (Balaruc) en 2009 (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



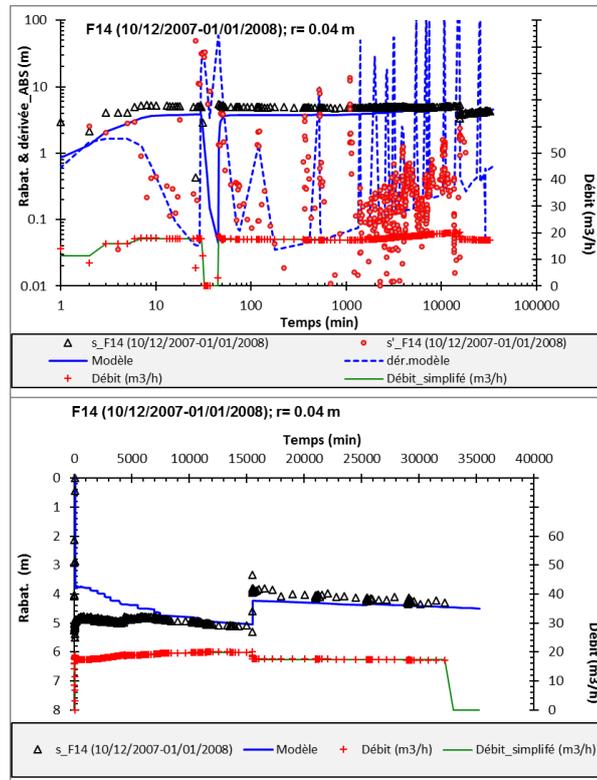
B.6. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F8 (Balaruc) en 1999 ; essai de puits (Antea, 1999). Modèle 'fracture verticale et drainance d'un aquifère sus-jacent' (Dewandel et al., 2018).



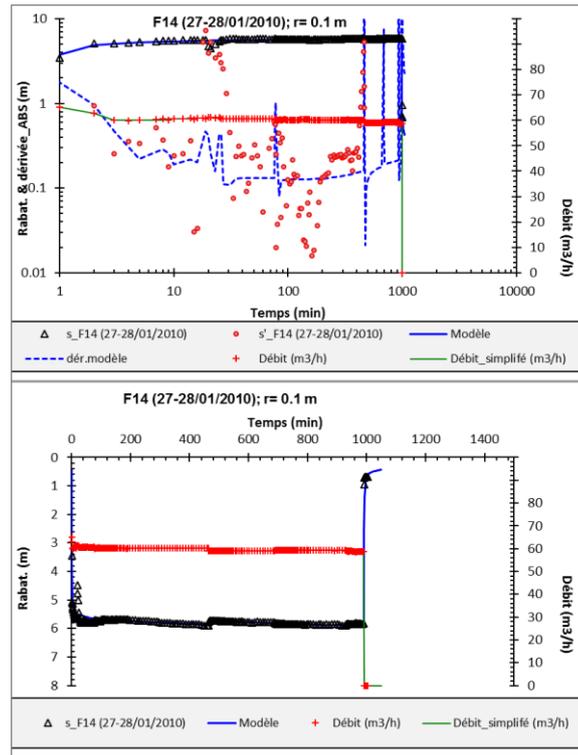
B.7. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F8 (Balaruc) en 1999 ; essai de longue durée (Antea, 1999). Modèle 'fracture verticale et drainance d'un aquifère sus-jacent' (Dewandel et al., 2018).



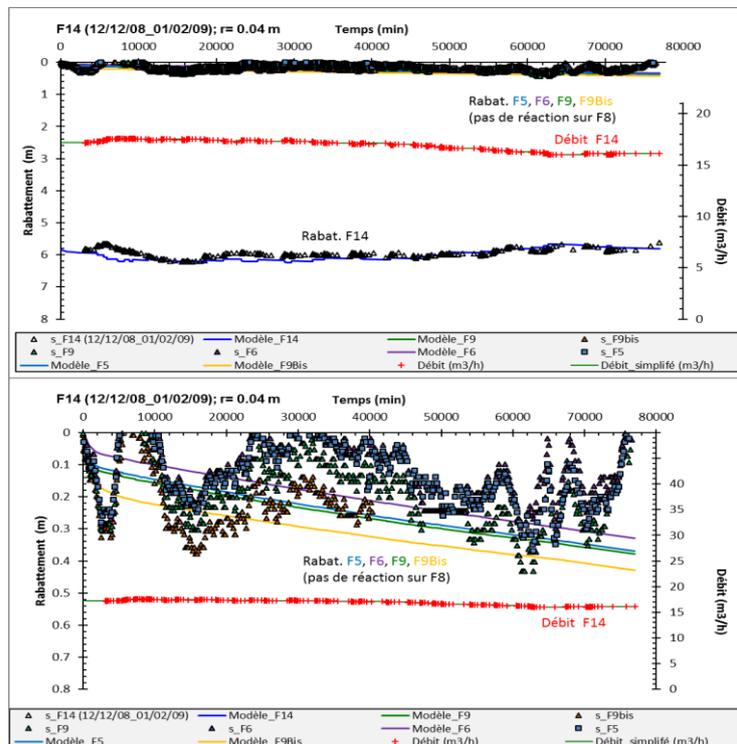
B.8. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F9 (Balaruc) en 2008 (Antea, 2009). Modèle fracture verticale (Gringarten et al., 1974).



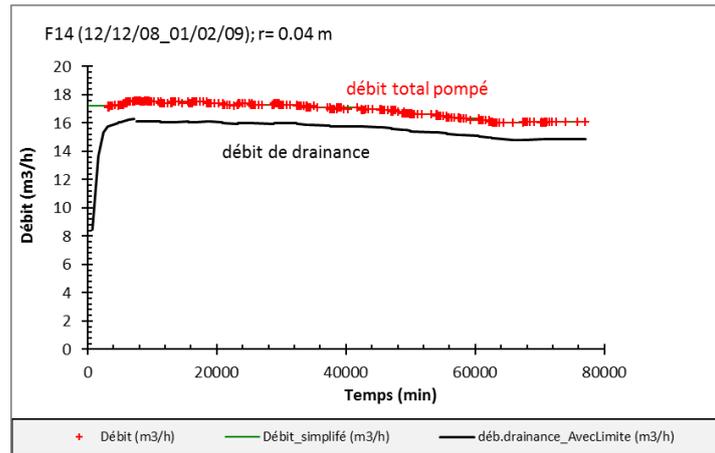
B.9. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2007-2008 (Antea, 2007). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



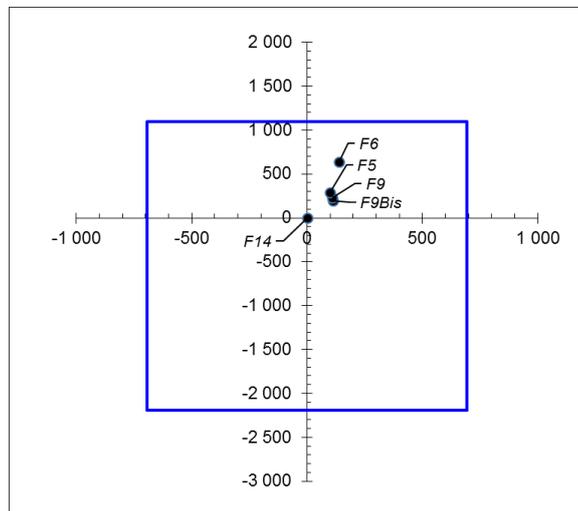
B.10. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2010 (Foraco, 2010). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



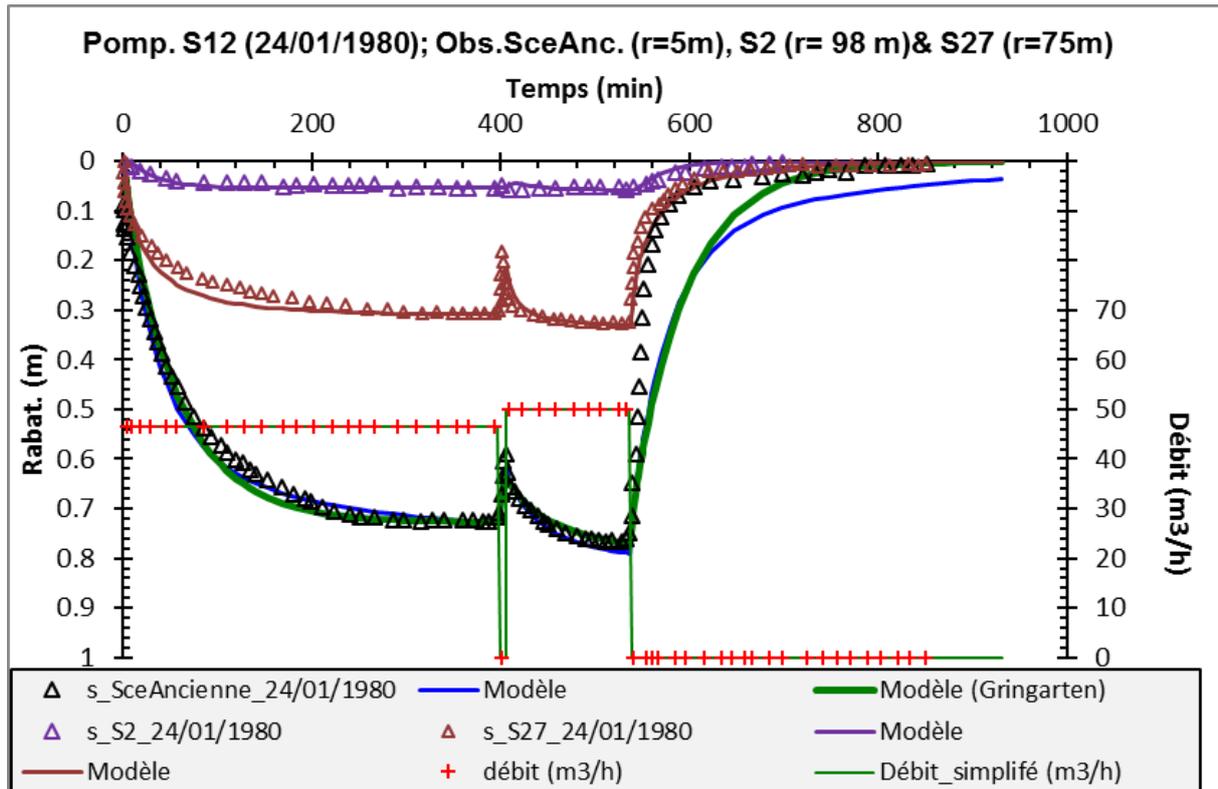
B.11. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2008-2009, avec interférence sur F5, F6, F9, F9bis (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



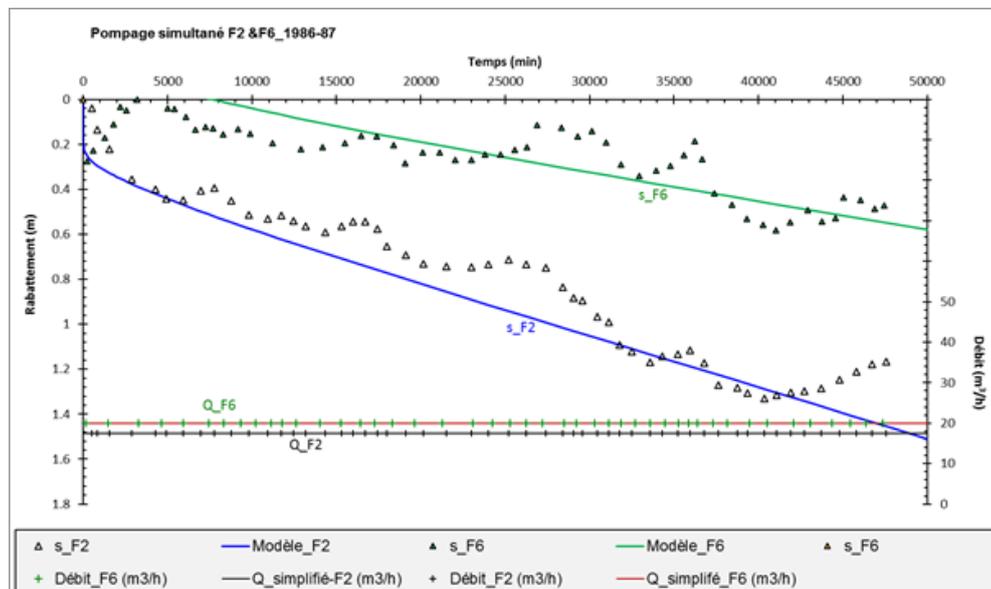
B.12. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2008-2009, avec interférence sur F5, F6, F9, F9bis (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Calcul du flux de drainance.



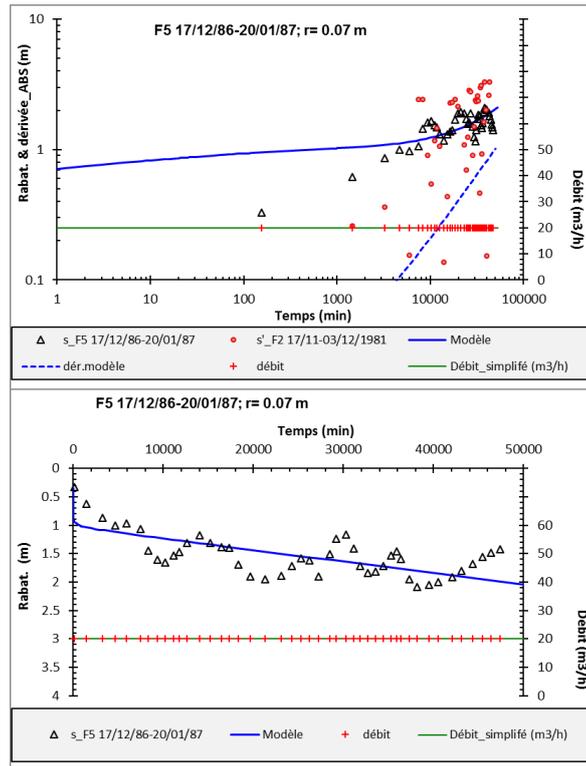
B.13. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F14 (Balaruc) en 2008-2009, avec interférence sur F5, F6, F9, F9bis (Antea, 2009). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Schéma de calcul, position des ouvrages par rapport aux limites de l'aquifère.



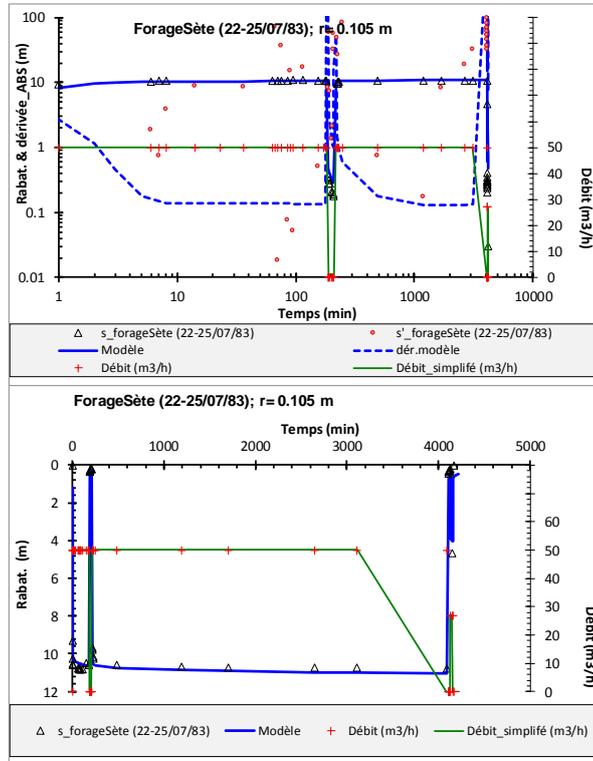
B.14. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage S12 (Balaruc) en 1980, avec interférence sur Sce Ancienne, S2, S27 (Poul et al., 1980). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Pour la Source Ancienne le modèle à fracture verticale (Gringarten et al. (1974) a aussi été utilisé.



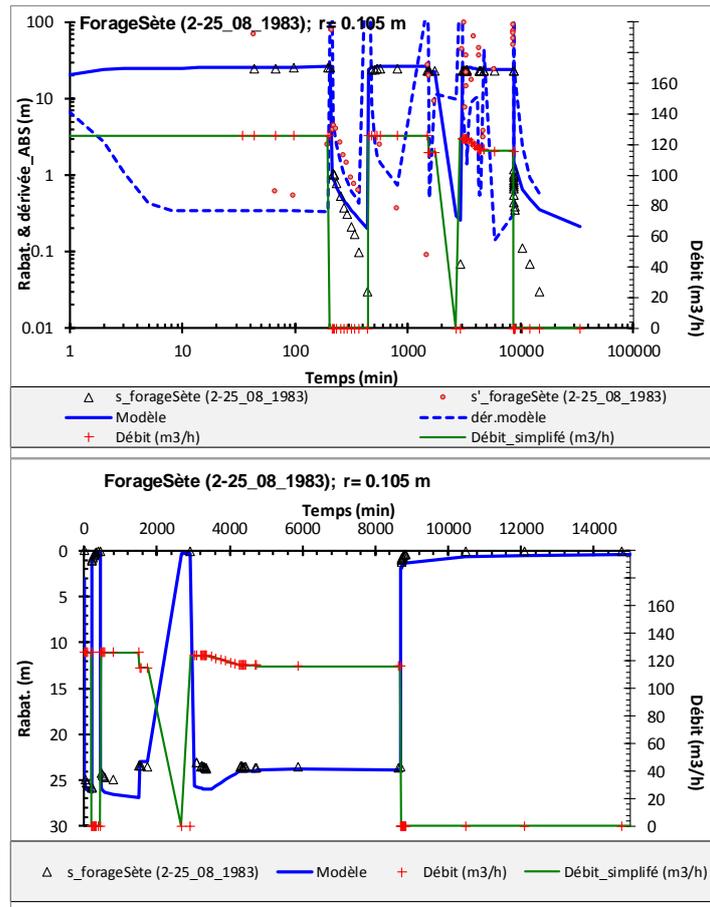
B.15. Interprétation de l'essai par pompage multi-puits réalisé entre les forages F2 et F6 en 1986-1987 (Teissier, 1987a). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Nota : F5 a été interprété sans prise en compte des pompages sur F2 et F6).



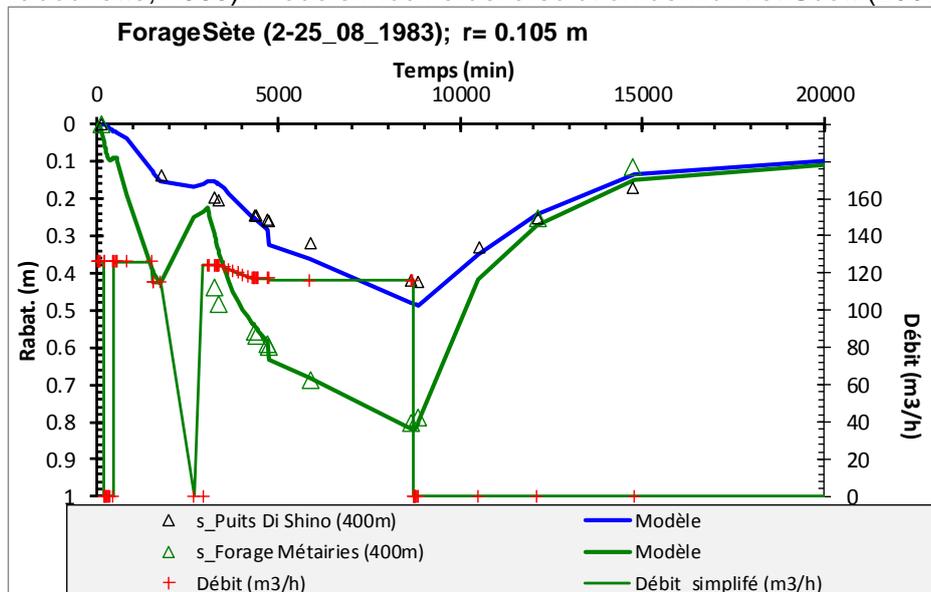
B.16. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F5 (Teissier, 1987a). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



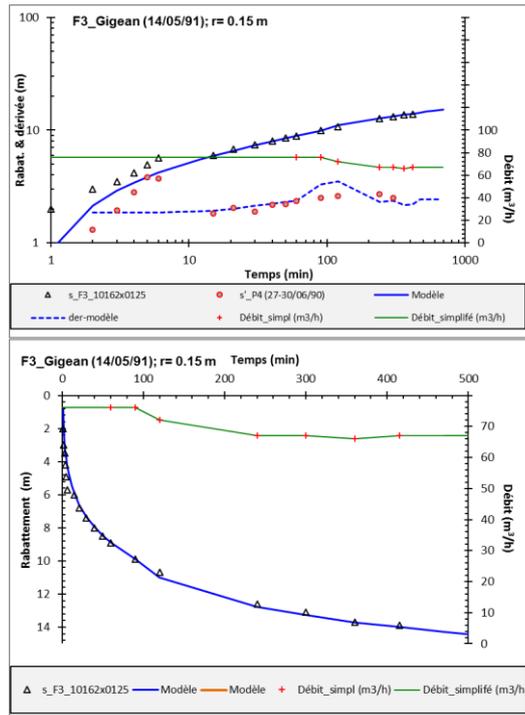
B.17. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le sondage de Sète, juillet 1983 (Poul, Alabouvette, 1983). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



B.18. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le sondage de Sète, août 1983 (Poul, Alabouvette, 1983). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007).



B.19. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le sondage de Sète, août 1983 (Poul, Alabouvette, 1983). Modèle modifié de la solution de Hunt et Scott (2007). Suivi des interférences sur le puits Di Shino (400m) et le forage des Métairies (400m).



B.20. Interprétation de l'essai par pompage réalisé sur le forage F3 (Gigean, Miocène) en 1991 (Info BSS : 10162X0125). Modèle compartimenté verticalement (Dewandel et al., 2014).

Annexe 4

Tableau de synthèse des tracages historiques. Courbes de restitution issues des travaux de Ladouche, 2001 ; Brunet, 2008 ; Selles, 2010

Références	N° tracage sur carte de la figure 2.2	INJECTION							REAPPARITION										
		Coordonnées en Lambert 3		Acteur du tracage	Date d'injection	Nom du lieu d'injection (n° sur la fig. 2.2)	Volume injecté ou Q naturel	Masse injecté (kg)/Traceur	Coordonnées en Lambert 3		Date de réapparition	Nom du lieu de réapparition (n° sur la fig. 2.2)	Débit Naturel moyen (début)	Durée de Restitution	Mode de détection	Distance (m)	Temps de transit	Vitesse apparente (m/h)	Remarques
Bonnet et Paloc, 1969	1	720.39	137.37	BRGM (Paloc)	3/9/68	Rivière souveraine de la Madeleine (n°48)	Q nat. = 40 l/s	2, fluo	716.78	133.99	30/12/56	Roubine du Vic (n°46)	100 l/s	env. 3 mois	Fluocapteur	5000	2088 h	2.4 m/h	Cauy, Ambressac et Source de la Madeleine étaient surveillées par des fluocapteurs sans résultats
Bonnet et Paloc, 1969	2	710.77	142.39	BRGM (Paloc)	8/12/68	Event-Perte de Courmonterral (n°13)	Vinj. = 340 m ³ en 2 jours	10, fluo	710.14	131.96	31/12/1968	Source d'Issanka (n°43)	500 l/s	env. 1 mois	Fluocapteur	10500	552 h	19 m/h	Sorties suivies : Issanka, Vène, Cauy, Ambressac, Roubine de Vic, Oulettes, Veyrac et Cambellès. 1er réponse à Issanka puis à la Vée après une crue
									709.77	138.03	? Fin décembre	Source de la Vène (n°9)	?	?	Fluocapteur	4500	1296 h	3 m/h	
Bonnet et Paloc, 1969	3	709.77	138.03	BRGM (Paloc)	30/6/69	Source de la Vène (n°9)	Vinj. = 100 m ³ en 2 jours	10, fluo	710.14	131.96	5/7/1969	Source d'Issanka (n°43)	500 l/s	visible œil nu pendant 12j	Fluocapteur et Visible à l'œil nu	6100	110 h	55m/h	Sorties suivies : Issanka, Abysse, Cauy, Ambressac, Roubine de Vic, Cambellès et forages
Gayet, 1979	4	709.02	145.59	SCAL	28/10/62	Perte n°2 du Coulazou (n°30)		10, fluo	709.77	138.03	1/11/62	Source de la Vène (n°9)		env. 96h	Fluocapteur	7 600	100 h	76 m/h	Première en terme de mise en évidence du lien Perte du Coulazou - S. de la Vène
Gayet, 1979	5	707.23	147.90	SCAL	23/5/63	Perte n°1 du Coulazou (n°36)	Q nat. = 5 l/s	?	709.77	138.03	5/6/63	Source de la Vène (n°9)				10 300	766 h	13 m/h	Sorties suivies : Sources d'Issanka (tracage négatif) et de l'Abysse (impossibilité de relever les fluocapteurs)
Gayet, 1979	6	707.15	137.20	BRGM (Paloc)	21/3/71	Event Perte de la Selette (n°35)	Q nat. = 4 l/s	5, fluo	707.89	135.93	22/3/71	Source des Oulettes (n°33)	300 l/s		Fluocapteur et Visible à l'œil nu	1 500	env. 24h	env. 60 m/h	D'après Gayet (1979), ce tracage aurait été positif également au bouldou de Malacade et la source de la Vène, cependant Paloc (doc interne) ne parle que des Oulettes et d'Issanka.
									710.14	131.96	?	Source d'Issanka (n°43)			6 000				
Bérard, 1995	7			BRGM	8/12/83	F5 forage thermal (n°5)	A 210 m de profondeur, Vinj = 20 m ³	1, fluo			12/12/83	Source de la Vise (n°3)			Fluocapteur	300 m SE	env. 96h	env. 3 m/h	Le suivi de la Vise a été réalisé par fluocapteur dans le puits de reprise du GAEC "Poissons du Soleil", sur le bord de l'étang de Thau. Un suivi sur le forage F2 a été réalisé
Ladouche et al., 2001	8	709.43	130.13	BRGM	21/1/00	Forage L1 de la CGE	Niveau piézo : -6,24 m / sommet forage Vinj = 5 m ³	1.3, SulfoRho	Tracage Négatif ! Point suivis : Source de la Vise, d'Issanka, de Cauy, d'Ambressac et les forages thermaux F5 et F6 (voir tableau joint) Multi-tracage réalisé en même temps que le tracage présenté ci-dessous										
Ladouche et al., 2001	9	709.77	138.03	BRGM	21/01/2000 10h30	Source de la Vène (n°9)	Niveau source : -12,62 m / sommet tube Vinj = 2 m ³	3, fluo	710.14	131.96	25/1/00	Source d'Issanka (n°43)	200 l/s	35 j	Préleveur automatique + contrôle manuel	6 100	1er arrivée 91h Pic 115h	53 m/h 67 m/h	Le taux de restitution a été estimé à 85%. Les sources de Cauy, de la Vise, d'Ambressac, et les forages thermaux F5 et F6, suivis par des préleveurs automatiques et/ou des suivis manuels ont été négatifs à ce tracage.
Brunet et al. 2008	10			Hydrosciences Montpellier	30/01/2008 15h30	Source de la Vise (n°3)	Pendant période d'inversac, la source a aspiré tout le traceur	1.6, fluo			2 pics, maxima le 13/02 à 20h et du 14/02 à 22h	F5 forage thermal (n°5)	-	double pic, environ 4j (env. 100h)	Fluorimètre en forage	300 m SE	340 h	env. 1 m/h	La quantité restituée a été estimée de l'ordre d'1 gramme. Double pic avec un maximum de concentration de 2-3 ppb
											12/02 à 18h	F6 forage thermal (n°5)	-	augmentation et diminution brutale, incertitude liée à une coupure d'eau du forage de 24h. Durée de restitution comprise entre 24h et 48h (36h ?)	Fluorimètre en forage	300 m NE	314 h	env. 1 m/h	La quantité restituée est estimée de l'ordre de 2 grammes.
											06/02/2008	F9 forage thermal (n°5)	-	environ 240 h (10 j)	Fluorimètre en forage	350 m	180 h	env. 2 m/h	Un pic très étalé, qui commence le 06/02, s'achève autour du 15/02 et atteint son maximum le 09/02. Quantité restituée inférieure au gramme
Selles, 2010 Selles et al., 2011	11	711.05	143.30	Hydrosciences Montpellier	26/02/2010 à 15h	Puits de l'Aven (n°17)	Directement dans le puits de l'Aven, niveau d'eau < 48.30 m NGF	0.8, fluo	709.77	138.03	2 pics, 1er pic 170h, 2eme pic 320h après injection	Source de la Vène (n°9)	Débit variable entre 0.1 et 1.5 m ³ /s	environ 300 h MAIS si remobilisations le 03/03/10 et du 08/03/10, alors les temps moyens de séjour sont respectivement de 85 heures et de 112 heures (4 et 5 jours)	Fluorimètre + contrôle manuel	5500 m	330 h	En prenant date de remobilisation : 57 m/h pour le pic 1; 40 m/h pour le pic 2 (au lieu de 16 m/h)	Il y a eu mobilisation du traceur après 2 événements pluvieux. Les dates d'injection ont été ré-estimées, au 03/03/2010 à 18h et au 08/03/2010 à 19h au lieu de l'injection du 26/02. Le taux de restitution est de 10% puis 13% pour chaque pic successif.
									710.14	131.96	14/03/2010 vers 12h	Source d'Issanka (n°43)	-	environ 200h	Fluorimètre + contrôle manuel	11 500	environ 11j si date de remobilisation le 03/03/2010	env. 45 m/h si 03/03/10	Aucun traitement n'a pu être possible suite à des problèmes de matériels. Mais on peut estimer une 1er ré-injection le 03/03/2010 à 18h.

Pour toutes les caractéristiques des traçages dont les courbes de restitution sont présentées ici, voir le chapitre 3 et la figure 3-2.

- 1) Courbe de restitution du traçage « Source de la Vène » → « Source d'Issanka », Ladouche, 2001 :

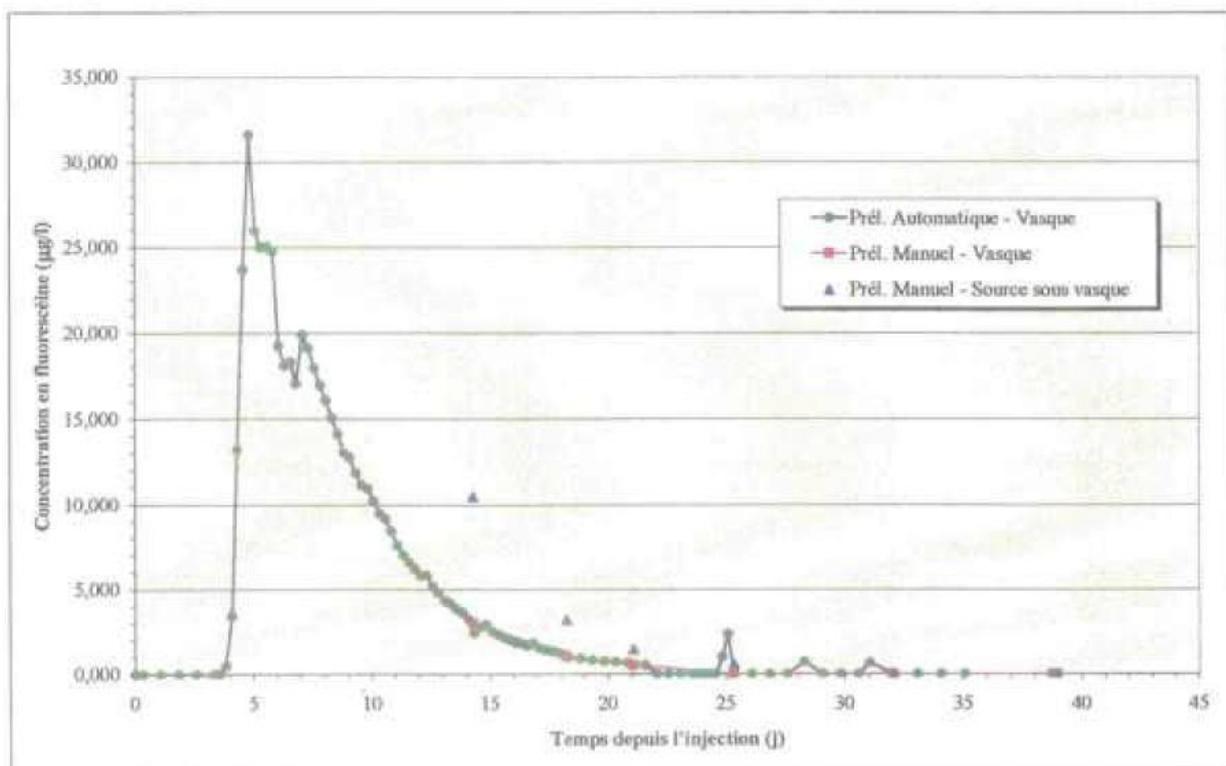


Fig. 109 - Courbe de restitution en fluorescéine à Issanka.

2) Courbe de restitution du traçage « Source de la Vise » → Forages Hydrothermaux, Brunet et al., 2008 :

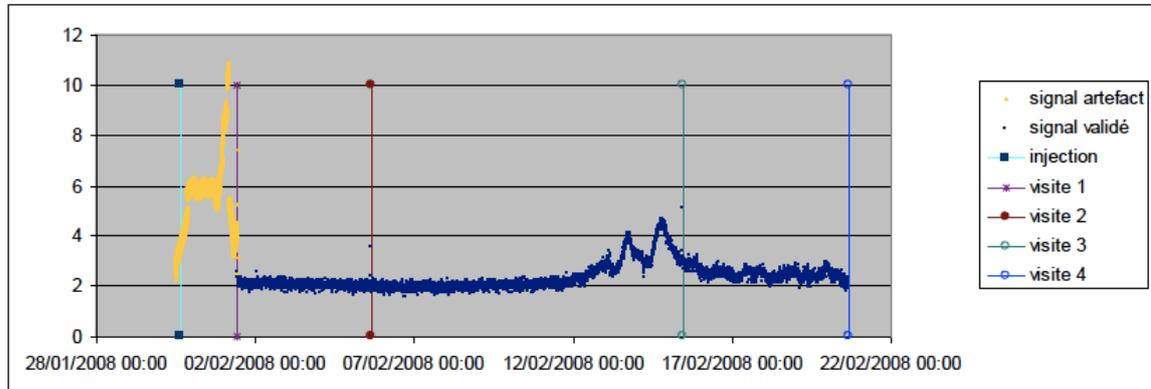


Figure 3. Variation du signal de fluorimétrie au forage F5

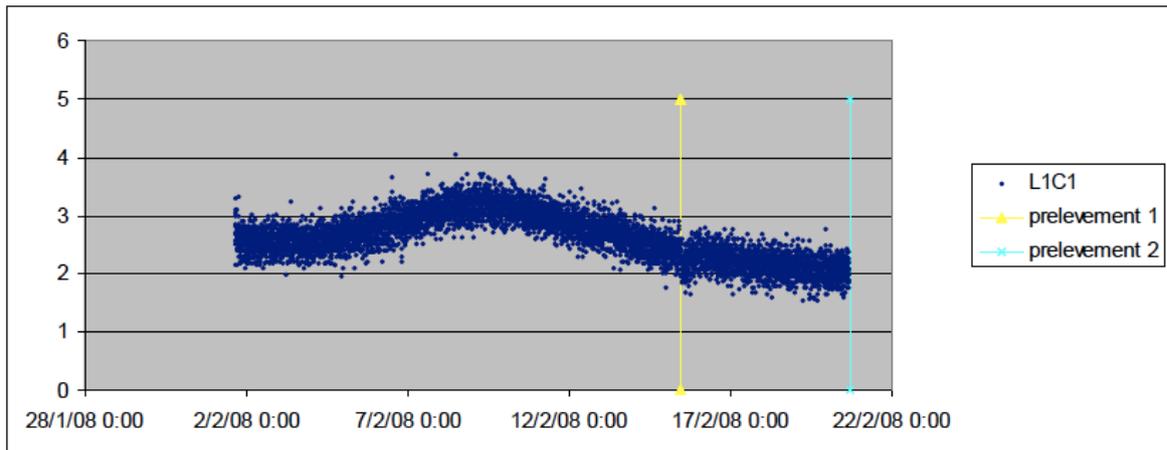


Figure 4. Enregistrement de la fluorimétrie au forage F9bis, du 01/02 au 20/02/2008.

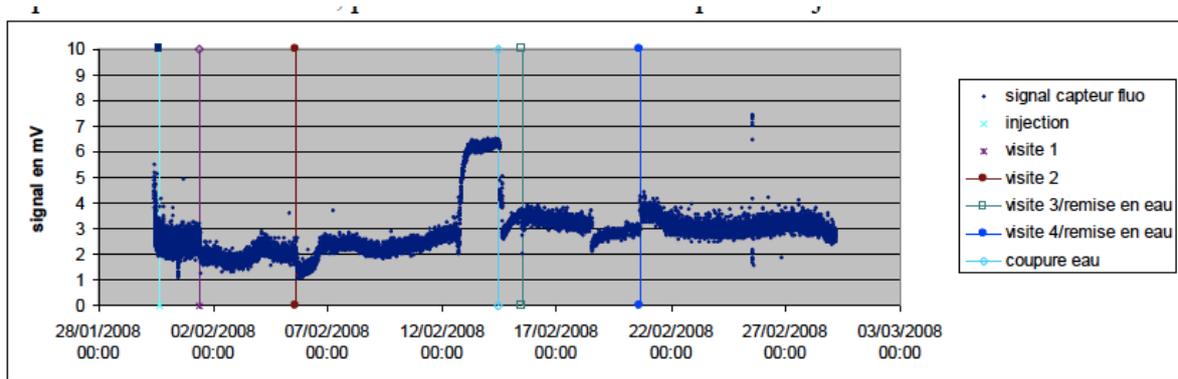


Figure 5. Enregistrement de la fluorimétrie au forage F6

3) Courbe de restitution du traçage « Puits de l'Aven » → Source de la Vène, Sources d'Issanka, Selles et al., 2011 :

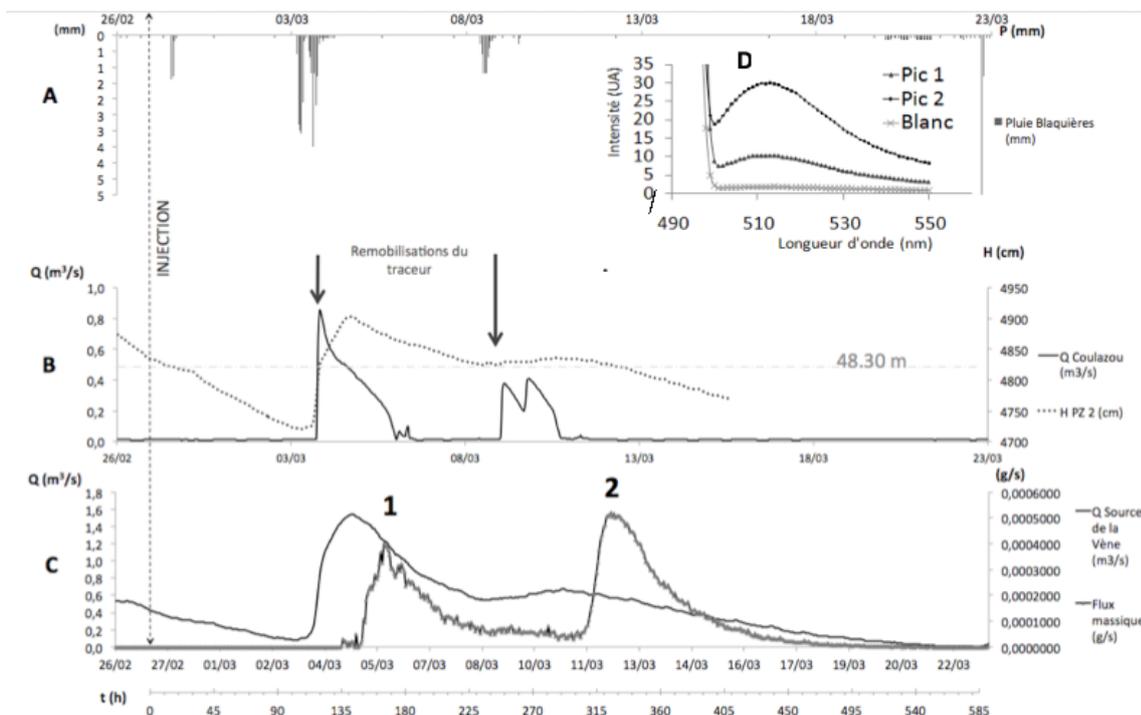


Fig. 2. Suivi hydrodynamique du système traçage et courbe de restitution du traçage à la source de la Vène : **A)** Conditions de recharge du système : Pluviométrie enregistrée au poste des Blaquières (mm); **B)** Conditions hydrodynamiques du système : Débit de la rivière Coulazou (m^3/s) et niveau piézométrique dans le forage PZ2 de la station de Sainte Cécile amont (cm NGF);

C) Réponse à l'exutoire du système : Débit à la source de la Vène (m^3/s) et courbe de flux massique de traceur restitué à la source de la Vène (g/s). **D)** Spectres d'émission pour les deux pics de restitution (5/03/10 et 12/03/10) et pour un échantillon témoin (blanc) sans uranine.

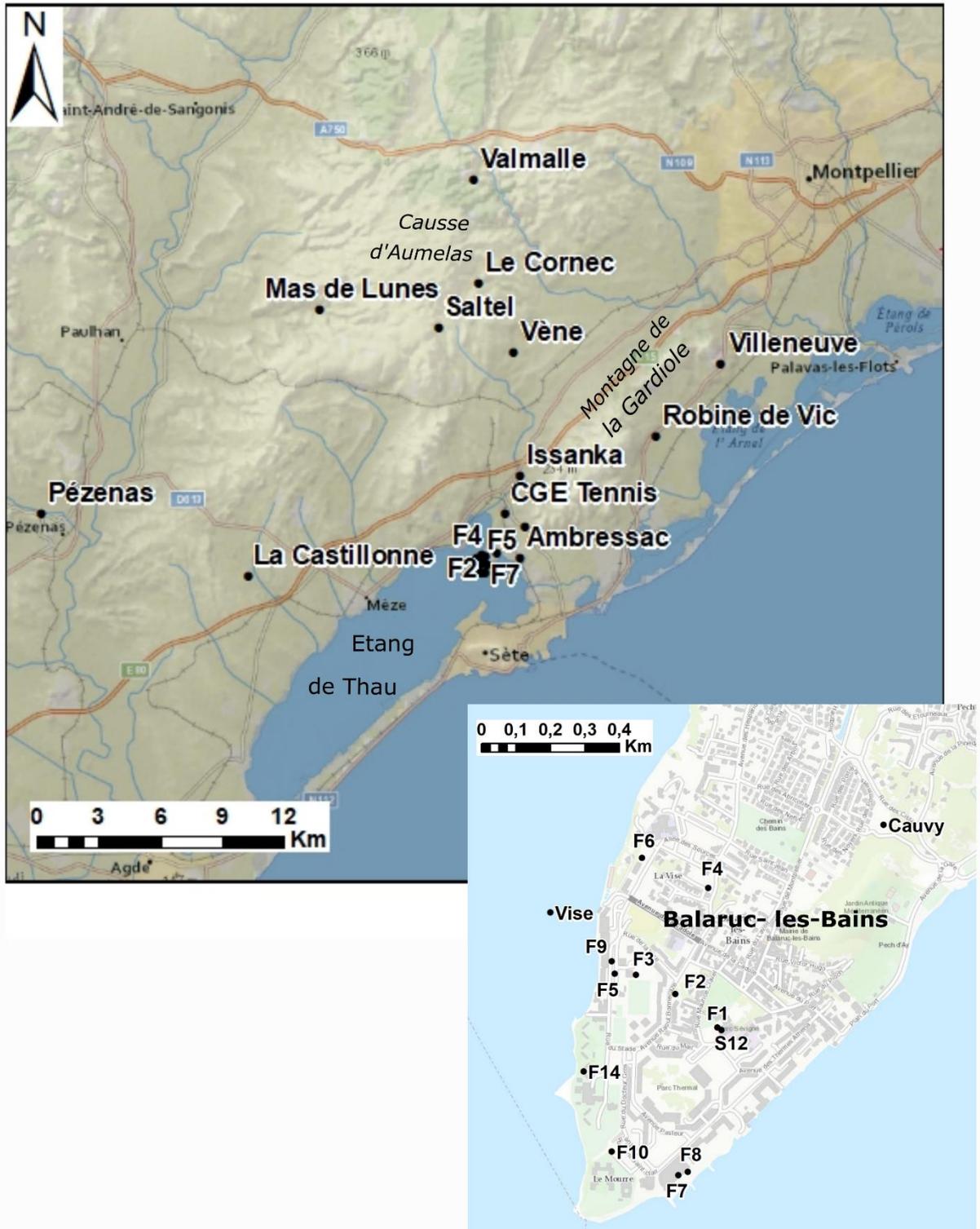
Annexe 5

Compilation des investigations hydrogéochimiques dans le bassin de l'étang de Thau (par année, points de prélèvement et type d'analyse)

Références	Numéro Rapport Public BRGM	Date	Points de prélèvements	Paramètres physico-chimiques	Eléments Majeurs	Eléments en Traces	Isotopes	Terres Rares
Poul et al. 1980	80 SGN 177 LRO	1979-1980	S12, S17, S22	x	x	x		
	81 LRO 415	1981	F4	x	Cl uniquement			
	82 LRO 26 NT	1981	F2	x	x	x		
Clanet 1981		1981	F2, Vise	x	x	Br uniquement		
	84 SGN 533 PR	1981	F3, F4	x	x	x		
Poul et al (1981)-annexe 9	80SGN 177LRO	1980-1981	S12, S22, S17	x	x			
	83 LRO 26 NT	1983	F2		x			
	84 SGN 092 LRO	1983	F5 (aquifère supérieur)	x	x			
			F5 (aquifère inférieur)	x	x			
Clanet		1985	F5	x	x	x		
			F2	x	x			
	86 LRO 667 PR	1986	F6	x	x	x		
	86 SGN 210 LRO	1986	F2, F5	x	x			
	86 LRO 677 PR	1986	F5	x	x			
	87 SGN 062 LRO	1986	Castillonne	x	x			
	87 LRO 04 NT	1987	F2, F6	x	x			
	88 LRO 730 PR	1987	F2, F5, F6	x	x	x		
	88SGN612LRO	1987	F5 F6	x	x			
	89 LRO 790 PR	1988	Métairies (Sète)	x	x			
		1988-1989	Le Py	x	x	x		
	BRGMR 39286	1996	S12, F5, F6, F8, F9, Cauvy	x	x	x		
Aquilina et al (2002, 2003)	Spatial 1996	1996	Vise, Ambressac port, Cauvy, Serres municipales, Peronne, Moulières, Midi Libre, Robine de Vic, Villeneuve, Frontignan, Issanka, Marcillac, Mas de lunes, Monteral, Saltel, Valmalle, F5, F6, F8, F9, S12, Pézenas, Castillonne	x	x	x	x	
	Spatial 1997	1997	Cauvy, Robine de vic, Mas de lunes, F9, Pézenas, Castillonne	x	x	x	x	
Buisson-Bertrand		1998	F9	x	x	x		
	Suivi Thau	1998	Vise (Tuyau), Vise (cloche), Ambressac port, Ambressac-puits	x	x	x	x	
Régulier CPER		1998-1999	Etang, Vise (tuyau), Ambressac-puits, Cauvy, Issanka	x	x	x		
Spatial CPER		1999-2000	Vise (tuyau), Ambressac-puits, Le Cornec, Cauvy, Issanka, S19, puits Aven, Charmant, CGF F5, Algudo	x	x	x	x	
Aquilina et al 2003	Spatial 2000	2000	Vise (tuyau), Ambressac-puits, Cauvy, Midi Libre, Robine de Vic, Issanka, Marsillac, Lecornec, S19, F5, F9, Pézenas, Castillonne	x	x	x	x	
Aquilina et al (2002)		1996	F5, F6, S12, F8, F9	x	x	x	x	
		1998	F6,S12, F8, F9, étang	x	x	x	x	x
Hébrard et al (2006)		2005	Robine, puits de l'Aven	x	x	x		
HydroSciences Montpellier (données non publiées)		2005-2006-2007	Vène, Issanka					
Condomines et al (2012)		2010-2011	F5, F8, F9, F14	x	x	x	x	
Ladouche et al. (2011)	RP 59922	2010	F5, F6, F8, F9,F14, Cauvy, Issanka, Etang Thau, F3, F4 hotel, P4 la Balme, CGE Tennis	x	x	x	x	
BRGM		2012	F5, F6, F8, F9,F3, F4 hotel, P4 la Balme, CGE Tennis, S12	x	x	x	x	x

Annexe 6

Localisation des points de prélèvements





Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction Régionale Occitanie
1039 rue de Pinville
34000 Montpellier - France
Tél. : 04 67 15 79 90 - www.brgm.fr